

ГНТП России "Глобальные изменения природной среды и климата"



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS
AND MINERALOGY

TRANSACTION, ISSUE 817

A.D.Nozhkin, O.M.Turkina

**GEOCHEMISTRY OF GRANULITES
FROM KANSK AND SHARYZHALGAY
COMPLEXES**

Edited by Prof. N.L.Dobretsov

NOVOSIBIRSK 1993

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

ТРУДЫ, ВЫПУСК 817

А.Д.Ножкин, О.М.Туркина

**ГЕОХИМИЯ ГРАНУЛИТОВ
КАНСКОГО И ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО
КОМПЛЕКСОВ**

Научный редактор академик Н.Л.Добрецов

НОВОСИБИРСК 1993

УДК 550.42:552.42
Н773

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарьжалгайского комплексов/РАН, Сиб. отд-ние; Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Науч. ред. Н.Л.Добрецов. - Новосибирск, 1993. - 219 с.

ISBN 5-7623-0595-3

Рассмотрен петрохимический и редкоэлементный состав канского и шарьжалгайского чарнокит-гранулитовых комплексов. Исследована природа исходного вещества по данным о распределении петрогенных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов и оценен общий уровень его геохимической дифференцированности. Изучены радиогеохимические свойства гранулитов и чарнокитов, поведение U и Th при метаморфизме, перераспределение редких и редкоземельных элементов при чарнокитообразовании. Обоснована радиогеохимическая неоднородность канского, шарьжалгайского, а также анабарского комплексов. Приведен валовой химический состав гранулитового слоя коры юго-западной части Сибирской платформы и отмечена высокая степень его геохимической дифференцированности. Обсуждены расчетные модели и возможные геодинамические условия образования протолита.

Для петрологов, геохимиков и геологов, занимающихся и интересующихся ранней историей Земли.

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук Г.Г.Лепезин (Новосибирский ун-т)
д-р геол.-мин. наук А.Г.Владимиров (ОИГГМ СО РАН)

ISBN 5-7623-0595-3

© Объединенный институт геологии,
геофизики и минералогии СО РАН, 1993

| ABSTRACT

Monograph includes original data on geochemistry of the major, trace, radioactive and rare-earth elements in granulites of the Kansk (K) - Angara-Kansk block - and the Sharyzhalgay(Sh) - South-western Pribaikalye - complexes (C) and its structure, as well. Block structure and irregular regional granulitic metamorphism of the KC were identified ($P = 9-10$ kbar and $T = 950-1000$ °C in the western Shilka block, whereas $P = 7-8$ kbar and $T = 800$ °C in the eastern Taraka block). These conclusions are based on investigations of mineral composition and fluid inclusions. According to wide presence of reactionary and corona structures, the repeated regressive metamorphism took place at granulitic and amphibolitic stages of metamorphism ($P = 7-4$ kbar, $T = 800-550$ °C) in $1,9 \pm 0,01$ Ga and was accompanied by the formation of Taraka granites.

The main part of plagio- and two-feldspar-hypersthene gneisses correspond to primary dacite-rhyodacites (KC) and andesite-dacite-rhyodacites (ShC). They are similar to dacites and rhyolites FII and andesites AI and AII by REE pattern. According to composition garnet-biotite and aluminiferous gneisses correspond to graywackes and shales. Ortho- and paragneisses are enriched in Th, REE, Zr, Ti, Sc, also Fe and Mg and have higher $FeO:Fe_2O_3$ and Ni:Co ratios, especially for the Kansk complex. Basic crystalline schists are similar to Archean tholeiite basalts TH 2.

Granulites not undergone charnockite-forming processes, inherited petrochemical and mainly trace element composition of primary substratum, however, they are depleted in mobile LILE (U and Rb). Depletion of U (to 50 % and above) increases with increasing P. Depletion of U and Rb has place due to recrystallization of rocks in fluid flow enriched in CO_2 . Charnockites and migmatized gneisses are depleted in U and Th as high (15-50) La:Th ratio displays. During charnockite-forming process the essential redistribution of trace and rare earth elements occurred due to unstability of accessory phases under the local fluid enrichment in volatiles and alkalies. In addition to metamorphic recrystallization this process was accompanied by potassium metasomatism and partial melting.

Using the numerous quantitative determinations of U, Th and K the geochemical heterogeneity of granulitic complexes was shown. The granulites of KC are enriched in Th (17,6 ppm) and K (2,4 %), whereas the granulites of Sharyzhalgay and Anabar complexes are depleted in Th 1,7 and 4,7 times and K 1,3 and 1,7 times as compared to the Kansk granulites, correspondingly. The

distinct radiogeochemical differences of the granulites from different blocks of these shields were shown.

The average composition of the KC rocks (SiO_2 - 65,2 %, K - 2,7 %, Th - 15 ppm, K:Rb = 267, $(\text{La:Yb})_N = 10,8$) corresponds to granodiorite and is similar to the average composition of the upper continental crust. This fact added to the geological-petrographical features indicates that there was a mature geochemically differentiated continental crust in the Archean in this part of the Siberian craton. The average composition of the ShC is similar to quartz diorite-andesite (SiO_2 - 60,5 %, K - 1,8 %, Th - 5,9 ppm, K:Rb = 334, $(\text{La:Yb})_N = 12$) and corresponds to the composition of the upper Archean crust, as a whole.

Origin models of magmatic protoliths were calculated on the basis of Th and REE contents. The source of felsic rocks of the ShC is assumed to be garnet-bearing amphibolites (metabasites) and the source of the Kansk gneisses is thought to be garnet-bearing granulites and amphibolitic gneisses (metaandesites). The comparison of the trace element composition of metavolcanics with magmatic rocks, which are typical of different geodynamic environments, has shown the similarity of the Sharyzhlagay protoliths with modern volcanics of island arcs, whereas the Kansk protoliths correspond to volcanics of active continental margins.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Анд	- андалузит	Мп	- моноклинный пироксен
Ап	- апатит	Ол	- оливин
Би	- биотит	Орт	- ортоклаз
Гип	- гиперстен	Пл	- плагиоклаз
Гр	- гранат	Ро	- роговая обманка
Ильм	- ильменит	Рп	- ромбический пироксен
Кв	- кварц	Руд	- рудный минерал
Кор	- корунд	Сил	- силлиманит
Корд	- кордиерит	Ци	- циркон
Кпш	- калиевый полевой шпат	Шп	- шпинель
Магн	- магнетит		
Мон	- монацит		

| ПРЕДИСЛОВИЕ

Древнейшие чарнокит-гранулитовые комплексы, широко развитые на щитах и в кристаллическом основании платформ, давно привлекают внимание исследователей, поскольку они дают важную информацию о составе и степени преобразования континентальной коры, сформированной на ранних этапах развития Земли. Геохимические работы, направленные на выяснение природы гранулитов, восстановление состава, степени дифференцированности исходного протолита, в первую очередь, включают вопросы изучения поведения элементов при метаморфизме и ультраметаморфизме - чарнокитообразовании и мигматизации.

В последние десятилетия в связи с повышенным интересом к проблемам радиогеологии, геохимии и ранней истории Земли опубликованы работы по геохимии редких, редкоземельных элементов, а также по радиогеохимии гранулитов. Установлено, что породы, испытавшие гранулитовый метаморфизм, как правило, деплетированы U, а в ряде случаев Rb, Cs, Th, Pb. Малоизученным остается поведение микроэлементов, особенно U, Th, TR, при чарнокитообразовании.

Настоящая работа представляет результаты специализированного многолетнего радиогеохимического исследования канского чарнокит-гранулитового комплекса в Южно-Енисейском кряже, а также чарнокитов и гранулитов Шарьжалгайского выступа в Прибайкалье и отчасти гранулитов Анабарского щита. В Ангаро-Канском выступе кряжа изучены и опробованы разрезы по рекам Енисей, Кан, их притокам (реки Немкина, Веснина, Кузеева, Шумиха, Шилка и др.) и известные выходы пород по водоразделам рек. На Шарьжалгайском выступе авторами детально исследован протяженный хорошо вскрытый разрез вдоль Кругобайкальской железной дороги, использованы также образцы и пробы из других участков, любезно переданные нам для изучения З.И.Петровой и А.С.Механошиным. Представительность опробования обеспечивалась

массовыми замерами радиоактивности наиболее типичными (модальными) радиометрическими свойствами, а нередко и в местах с крайними (контрастными) их значениями. Во всех пробах определены соответствующие им содержания радиоактивных элементов – РАЭ (U, Th, K) и выявлены минеральные ассоциации пород. Из однородных по радиогеохимическим и петрографическим признакам выборок отбирались пробы для определения в них петрогенных и редких элементов химическим, рентгенофлюоресцентным, атомно-абсорбционным методами. Отдельные наиболее характерные пробы из этих выборок проанализированы инструментальным нейтронно-активационным методом на содержание редкоземельных элементов, Ta, Hf, Sc и др. Следовательно, радиогеохимические свойства пород надежно обеспечивают представительность информации и по петрохимическому и по редкоэлементному составу гранулитов.

Радиогеохимическая характеристика пород основана на определениях U, Th и K преимущественно гамма-спектрометрическим методом [11,12] с порогом чувствительности для U (по Ra) $0,2 \cdot 10^{-4}$ %, Th - $0,3 \cdot 10^{-4}$ %, K - 0,03 %. Около 25 % проб, в том числе все с содержанием U менее $0,5 \cdot 10^{-4}$ %, повторно проанализированы методом запаздывающих нейтронов (МЗН) в научно-исследовательской лаборатории под руководством Е.Г.Вертмана Томского политехнического университета; пределы обнаружения U этим методом достигают $5 \cdot 10^{-7}$ % [17]. Использованы также результаты определения U лазерно-люминесцентным методом с порогом обнаружения до $1 \cdot 10^{-5}$ %. Содержания Th контролировались химическим (с колориметрическим окончанием), а K - методом фотометрии пламени. Точность и воспроизводимость определений радиоактивных элементов контролировали также путем гамма-спектрометрического анализа международных, общесоюзных и внутренних стандартов [20], которые аттестованы прямыми методами определения: U - методом запаздывающих нейтронов [17], а Th - нейтронно-активационным [85]. Сопоставление результатов определения радиоактивных элементов, полученных разными методами в лабораториях ОИГГМ СО РАН (г.Новосибирск) и других организациях, проводилось уже неоднократно [93 и др.] и показало вполне удовлетворительную сходимость. Здесь ограничимся сравнительной характеристикой результатов анализа проб гранулитов на U, выполненных тремя разными методами (табл.1, рис.1), поскольку именно эти породы отличаются пониженным его содержанием и нарушенным Th:U.

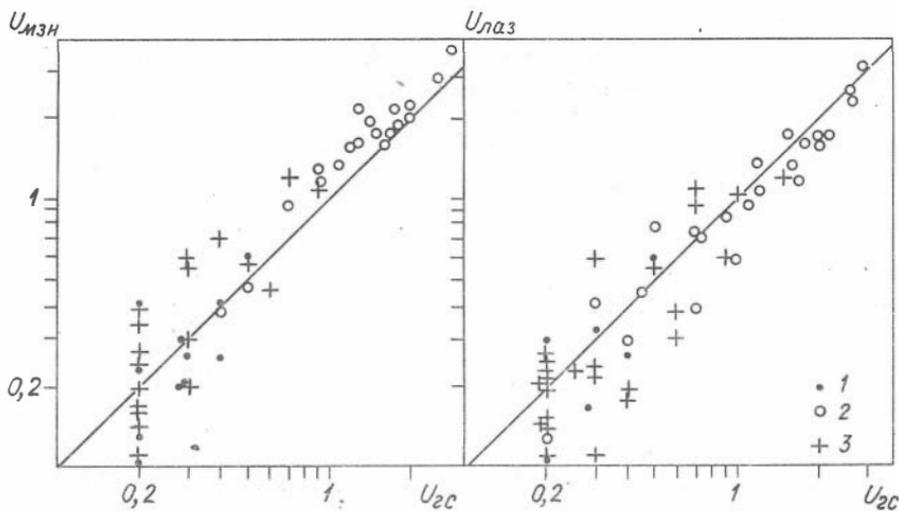


Рис.1. Сопоставление результатов определения U различными методами.

Содержания U (г/т) приведены по данным гамма-спектрометрического ($U_{ГЭС}$), лазерно-люминесцентного ($U_{ЛАЗ}$) метода и метода запаздывающих нейтронов ($U_{МЗН}$). 1 - кристаллосланцы, 2 - гнейсы, 3 - чарнокитоиды.

При удовлетворительной сходимости средних содержаний U, полученных МЗН и гамма-спектрометрическим методом, первый дает систематическое завышение результатов при содержаниях $U \geq 0,4$ г/т, относительное расхождение составляет 22 %. При концентрациях U вблизи порога чувствительности гамма-спектрометрического метода отклонения в результатах имеют место в ту и другую сторону с относительным расхождением 34-47 %. Как правило, вполне сопоставимы и результаты гамма-спектрометрических и лазерно-люминесцентных определений (см.рис.1), но чаще происходит "занижение" концентраций U при лазерно-люминесцентном анализе. Среднее систематическое расхождение при содержании $U \geq 0,6$ г/т не превышает 18 % и возрастает до 41 % при более низких концентрациях. Тем не менее, в целом оценки распределения U и для пород с низкими его концентрациями, как следует из табл.1, являются взаимосогласованными. Верхний предел содержания U в кристаллосланцах и чарнокитах, установленный по данным гамма-спектрометрического анализа, уточняется данными двух других методов.

Т а б л и ц а 1

Сопоставление результатов определения урана различными методами (на примере гранулитов Шарыжалгайского выступа)

П о р о д ы	U, п · 10 ⁻⁴ %		
	1	2	3
<i>Кристаллосланцы:</i>			
железистые	<u>≤0,3</u> 25	<u>0,31</u> 7	<u>0,28</u> 6
магнезиальные	<u>≤0,3</u> 12	<u>0,14</u> 4	<u>0,09</u> 2
<i>Гнейсы гиперстеновые, биотит-гиперстеновые:</i>			
андезитового состава	<u>0,5</u> 6	<u>0,44</u> 2	<u>0,47</u> 5
дацитового состава	<u>0,9</u> 9	<u>1,39</u> 3	<u>0,87</u> 5
<i>Гнейсы гранат-биотитовые:</i>			
калиево-натриевые	<u>1,8</u> 11	<u>1,89</u> 4	<u>1,62</u> 5
натриево-калиевые	<u>2,0</u> 7	<u>2,08</u> 2	<u>2,23</u> 4
<i>Гнейсы глиноземистые:</i>			
калиево-натриевые	<u>2,0</u> 4	<u>2,31</u> 2	<u>1,65</u> 3
высококалиевые	<u>1,6</u> 7	<u>2,05</u> 6	<u>1,85</u> 7
<i>Чарнокитизированные кристаллосланцы</i>			
	<u>≤0,25</u> 6	<u>0,17</u> 2	<u>0,13</u> 3
<i>Чарнокитоиды:</i>			
диоритового состава	<u>≤0,4</u> 10	<u>0,34</u> 2	<u>0,26</u> 3
тоналитового состава	<u>≤0,4</u> 12	<u>0,38</u> 2	<u>0,38</u> 3
гранодиоритового состава	<u>≤0,35</u> 21	<u>0,41</u> 3	<u>0,35</u> 4

Породы	U, п · 10 ⁻⁴ %		
	1	2	3
плагиигранитного состава	<u>≤0,3</u>	<u>0,20</u>	<u>0,20</u>
	9	3	4
гранитного состава	<u>≤0,25</u>	<u>0,32</u>	<u>0,26</u>
	1	3	4

П р и м е ч а н и е. Содержания U определены: 1 - гамма-спектрометрическим методом (аналитик А.С.Степин, ОИГГМ СО РАН), 2 - методом запаздывающих нейтронов (аналитик Е.Г.Вертман, Томский политехнический университет), 3 - лазерно-люминесцентным методом (аналитик З.В.Малясова, ОИГГМ СО РАН). Над чертой - среднее содержание, под чертой - число проб.

Результаты последних взяты за основу при характеристике этих типов пород.

Использованные методы определения РАЭ, наряду с f-радиографией и приемами выщелачивания, позволили надежно установить не только содержания, параметры распределения, но и формы нахождения U и Th в породах и минералах, оценить степень деплетирования U в зависимости от состава минерального вещества и условий метаморфизма, а также с разных сторон рассмотреть вопрос поведения РАЭ при чарнокитообразовании.

Радиогеохимической характеристике пород предшествует анализ их общего химического состава, выявление природы исходного вещества (протолита) по данным о распределении петрогенных, редких и редкоземельных элементов, а также оценка общего уровня его геохимической дифференцированности. Особое внимание уделено исследованию перераспределения редких и редкоземельных элементов при чарнокитообразовании. Кроме того, для канского чарнокит-гранулитового комплекса приведены оригинальные материалы по его строению и соотношению разных породных ассоциаций, особенностям состава минералов, P-T параметрам и флюидному режиму метаморфизма, U-Pb изотопии циркона и др.

В заключительном разделе работы показана радиогеохимическая неоднородность канского, шарыжалгайского, а также анабарского комплексов; приведен валовой химический и микроэлементный состав грану-

литового слоя коры юго-западной части Сибирской платформы и отмечена высокая степень его геохимической дифференцированности в сравнении со средним составом верхней архейской и верхней континентальной коры; кроме того, предложены расчетные модели и возможные условия образования метавулканитов основного, среднего и кислого составов (протолитов основных кристаллосланцев и ортогнейсов) с присущими им геохимическими свойствами, в частности, содержаниями Th и TR.

Все аналитические работы, за исключением МЗН, изотопии U и Pb, выполнены в лабораториях ОИГГМ СО РАН. Радиоактивные элементы определены А.С.Степиным, З.В.Малясовой, Г.М.Мельгуновой, Г.М.Егоровой и В.Н.Шепелиной. Содержания редких элементов - Li, Rb, Cs, Ba, Sr, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Au установлены атомно-абсорбционным методом (аналитики Т.А.Кириленко, Г.М.Мельгунова, В.Г.Цимбалист), Zr - количественным спектральным анализом (аналитик Н.А.Яковл). Концентрации TR, Sc, Ta, Hf в пробах выявлены инструментальным нейтронно-активационным методом В.А.Бобровым, В.С.Пархоменко, В.А.Пономарчуком. Петрогенные элементы определены химическим и рентгенофлуоресцентными методами Л.С.Зоркиной, А.Д.Киреевым, Л.Д.Холодовой. Химический состав минералов установлен на рентгено-спектральном микроанализаторе с электронным зондом Л.Н.Поспеловой, Л.В.Усовой и О.Н.Майоровой. Изучение P-T параметров и флюидного режима метаморфизма канского комплекса осуществлялось в сотрудничестве с Т.В.Герей, Г.Г.Лепезиным, Л.Л.Перчуком, А.А.Томиленко, Н.В.Бердниковым; U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования циркона осуществлены Е.В.Бибиковой, Л.В.Суминым.

Авторы благодарны академику Н.Л.Добрецову за обсуждения и советы, весьма признательны всем коллегам, принимавшим участие в исследовании минерального вещества архейских гранулитов, а также способствовавшим проведению экспедиционных работ и подготовке данной рукописи к изданию.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Государственной научно-технической программы России "Глобальные изменения природной среды и климата" и Комитета по геологии и использованию недр Красноярского края.

КАНСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Строение, основные типы пород и возраст

По современным представлениям канский гранулитовый формационный комплекс является древнейшим геологическим образованием юго-западной части Сибирской платформы. Развился он в основании обнаженного раннедокембрийского разреза и распространен на большей части территории Ангаро-Канского выступа в южной части Енисейского кряжа; выделен и впервые описан под названием канский метаморфический комплекс Ю.А.Кузнецовым [52]. Его исследования явились основой последующего изучения выходов кристаллического фундамента в складчатых областях юга Сибири.

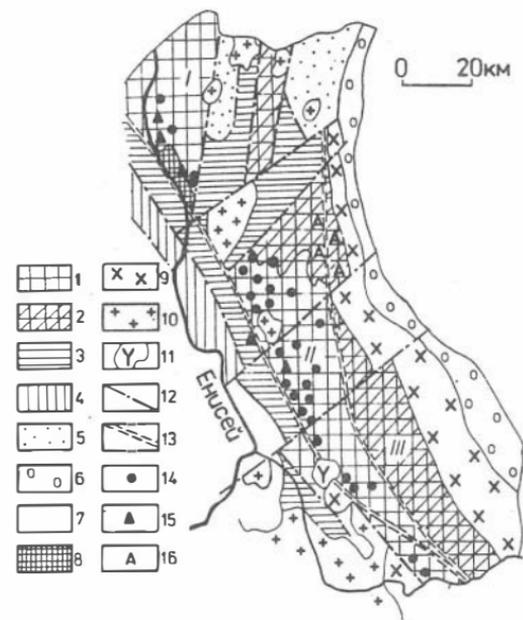
Породы комплекса слагают ряд блоков, ограниченных зонами разломов [43]. Наиболее крупными из них являются Шилкинский, Кузеевский, Таракский и Калантатский (рис.2). В пределах блоков обнажены разрезы, заметно различающиеся по строению, составу гнейсовых толщ и особенностям проявления в них чарнокитоидов.

Среди стратифицированных образований канской серии [21] выделяется две толщи (снизу): кузеевская и атамановская. Первая распространена в Кузеевском и Шилкинском блоках, а вторая в наиболее типичном виде представлена в Таракском.

Кузеевская толща сложена гиперстеновыми, гранат-гиперстеновыми, биотит-гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами и двуполевошпатовыми гнейсами, глиноземистыми биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновыми гнейсами и шпинель-силлиманит-кордиеритовыми кристаллосланцами, биотит-гранатовыми гнейсами и гранат-полевошпаткварцевыми гранулитами, а также основными гранат-двупироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами. Широко развиты в ней автохтонные и аллохтонные чарнокитоиды и в разной степени мигматизированные гнейсы, кварц-полевошпатовые лейкократовые обособления и жильные грубокристаллические породы пегматоидного облика с биотитом, гранатом, кордиеритом, монацитом, цирконом, апатитом. Видимая мощность толщи более 3500 м.

Соотношение этих пород в блоках разное (табл.2). В Шилкинском блоке стратифицированные горизонты чередующихся гиперстеновых плагиогнейсов и двуполевошпатовых гранат-гиперстеновых гнейсов слагают около половины разреза толщи, причем первые явно преобладают.

Рис.2. Схема геологического строения Ангаро-Канского выступа в Енисейском крае (Восточная Сибирь). Составил А.Д.Ножкин.



Раннедокембрийские метаморфические комплексы: 1, 2 - канский чарнокит-гранулитовый (1 - кузеевская, 2 - атамановская толщи); 3 - енисейский мигматит-амфиболито-гнейсовый; 4 - юксеевский метаседочно-вулканогенный (зеленокаменный). **Позднедокембрийские толщи:** 5 - вулканогенно-осадочные; 6 - осадочные; 7 - породы чехла

платформы. **Раннедокембрийские магматические комплексы:** 8 - кимбирский метапироксенит-анортозит-габбровый (Зимовейнинский массив); 9 - таракский мигматит-гранитовый; 10 - позднедокембрийские гранитоидные комплексы; 11 - среднепалеозойский вулканоплутонический комплекс. **Тектонические элементы:** 12 - разломы, 13 - зоны милонитов. **Места находок:** 14 - ортопироксен-силлиманит-кварцевых ассоциаций, 15 - эклогитоподобных и 16 - андалузитсодержащих пород. **Геоблоки** распространения канского чарнокит-гранулитового комплекса: I - Шилкинский, II - Кузеевский, III - Таракский.

Глиноземистые гнейсы составляют не более 5-7 % ее объема. Значительная часть разреза (до 20 %) образована основными гранат-двупироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, представленными в основном стратифицированными горизонтами и реже секущими телами. Здесь же залегает известный [50] анортозит-пироксенит-габбровый расслоенный массив и ряд более мелких интрузивных тел габбрового, габбро-норитового и пироксенитового состава, метаморфизованных, как и вмещающие породы, в условиях гранулитовой фации. Среди чарнокитоидов наиболее распространены автохтонные чарнокиты и чарнокит-мигматиты или чарнокиты богунаевского типа, по

Т а б л и ц а 2
Основные типы пород и минеральных ассоциаций канского
метаморфического комплекса

Блок (толща)	Породы и их объемное соотношение (в %)	Минеральные ассоциации
Шилкинский (кузевская)	Гиперстеновые плагиогнейсы (30-35)	$Kв + Пл_{44} + Рп_{38}^{4,4} \pm Орт \pm Би_{31}^{5,2} \pm$ $\pm Гр_{66}$
	Двуполевошпатовые гнейсы (15-20)	$Kв + Пл_{42} + Орт + Гр_{68} \pm Рп_{41}^{2,9} \pm$ $\pm Би_{36,4}^{4,44}$
	Глиноземистые гнейсы и гранулиты (5-7)	$Kв + Пл_{36} + Орт + Корд_{16} + Гр_{62} +$ $+ Би_{29}^{5,2} \pm Рп_{36,4}^{6,2} \pm Сил \pm Шп_{43} \pm$ $\pm (Кор)$
	Кристаллосланцы основные двупирок- сеновые (15-20)	$Пл_{49} + Рп_{46}^3 + Мп_{36,4}^{2,4}$ $\pm Ро_{53,3}^{11,5} \pm (Би_{50}^{4,3} \pm Кв)$
	Габбро-нориты, пироксениты, анор- тозиты (до 5)	$Пл_{77} + Рп_{23}^{5,1} + Мп_{19}^{4,2} \pm Гр_{62} \pm$ $\pm Ро_{32}^{12}$
	Друзиты (≤ 1)	$Пл_{52} + Рп_{42}^{1,5} + Мп_{28}^{2,5} + Ро_{38}^{10,8} +$ $+ Гр_{73} \pm Би_{34,2}^{4,8}$
	Чарнокиты и чарнокит-мигматиты ав- тохтонные (15-20) Чарнокиты аллохтонные, пегматоид- ные породы (до 2-3)	$Kв + Пл_{41} + Рп_{42,3}^{2,6} \pm Орт \pm$ $\pm Гр_{70} \pm Би_{39}^{4,7}$ $Kв + Пл_{39} + Орт + Рп \pm Гр \pm Би$
Кузевский (кузевская)	Гиперстеновые плагиогнейсы (до 25)	$Kв + Пл_{48} + Рп_{43,3}^{3,3} \pm Орт \pm$ $\pm Би_{29}^{5,3} \pm Гр_{71}$
	Двуполевошпатовые гнейсы (25-30)	$Kв + Пл_{42} + Орт + Гр_{70} \pm Рп_{48}^{2,8} \pm$ $\pm Би_{44,5}^{6,0}$
	Глиноземистые гнейсы и гранулиты (15-20)	$Kв + Пл_{37} + Орт + Корд_{21} + Гр_{65,4} +$ $+ Би_{31,4}^{4,8} \pm Рп_{41,7}^{7,5} \pm Сил \pm Шп_{69,3}$
	Кристаллосланцы двупироксеновые (5-7)	$Пл + Рп + Мп \pm Гр \pm Ро \pm (Би \pm Кв)$
	Чарнокиты автохтонные (до 3-5)	$Kв + Пл_{42} + Орт + Рп \pm Гр_{73} \pm Би$
	Чарнокиты аллохтонные (10-15) Граниты ортоклазовые (до 3-5)	$Kв + Пл_{43} + Орт + Рп_{54}^{2,4} \pm Гр_{79} \pm Би$ $Kв + Пл_{38} + Орт \pm Гр_{68} \pm Би$
Таракский (атамановская)	Плагиогнейсы биотитовые (15-20)	$Kв + Пл_{39} + Орт + Би \pm Рп_{53}^{2,3} \pm Гр_{73}$
	Двуполевошпатовые гнейсы (25-30)	$Kв + Пл_{38} + Орт + Би_{49}^{4,5} \pm Рп \pm$ $\pm Гр_{71,6}$
	Глиноземистые гнейсы (28-30)	$Kв + Пл_{33} \pm Орт + Корд_{30} + Гр_{79} +$ $+ Би_{46}^{4,7} \pm Рп_{45,6}^{5,1} \pm Шп_{78,6}$
	Кристаллосланцы основные (< 1)	$Пл + Рп + Мп \pm Кв \pm Ро$
	Чарнокиты аллохтонные (до 3-5)	$Kв + Пл + Орт \pm Рп \pm Би \pm Гр$
	Мигматиты (15-20) Граниты лейкократовые и пегмато- идные (3-5)	$Kв + Пл + Кпш + Би \pm Гр$ $Kв + Пл_{32} + Орт + Би_{50}^{3,4} \pm$ $\pm Рп_{54}^{5,3} \pm Гр_{79}$

П р и м е ч а н и е. Показан усредненный состав минералов по данным около 1000 микронзондовых анализов. Числа у плагиоклаза (Пл) означают содержание аноритового компонента, у железо-магневых минералов - их железистость - $F = (\sum FeO + MnO) / (\sum FeO + MnO + MgO)$ ат.%; числа сверху для пироксена и амфибола - содержание Al_2O_3 , для биотита - TiO_2 (в мас.%).

Ю.А.Кузнецову [52]. Они образуют пластовые тела переменной мощности, залегающие среди гранат-гиперстеновых, гиперстеновых плагиогнейсов и кристаллосланцев, с которыми связаны постепенными переходами и имеют близкий минералогический состав. На Енисее ими сложен известный Казачинский порог. В Кузеевском блоке резко преобладают гнейсы. Основные гранат-двупироксеновые и двупироксеновые кристаллосланцы составляют не более 5-7 % объема толщи. Заметно возрастает в разрезе количество глиноземистых (до 15-20 %) и двуполевошпатовых (до 25-30 %) гнейсов. В северной и центральной частях Кузеевского блока наряду с автохтонными широко развиты интрузивные чарнокиты или чарнокиты кузеевского типа [52], а также лейкократовые граниты с реликтами гиперстена и пегматиты. Автохтонные чарнокиты богунавского типа известны в южной наиболее эродированной части этого блока (правобережье р.Кан).

В атамановской толще (Таракский блок) широко развиты (до 30 %) разнообразные по составу глиноземистые гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы с гиперстеном, нередко со шпинелью и корундом. Среди них встречаются почти бескварцевые высокоглиноземистые кристаллосланцы. Около половины объема толщи составляют гранат-биотитовые плагиогнейсы и двуполевошпатовые гнейсы. Пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы отмечены в виде единичных тел. Толща содержит интрузивные, в основном жильные, тела чарнокитов, ортоклазовых лейкократовых гранитов, пегматитов. Она неоднократно мигматизирована, причем для ранней (архейской) эпохи характерен венитовый тип анатектических мигматитов с ортоклазом, а для поздней (нижнепротерозойской) - артеритовый (инъекционный) - с микроклином, развитый обычно близ гранитоидных интрузий таракского типа. Мощность толщи до 3000 м.

Следовательно, с запада на восток в направлении от Шилкинского к Кузеевскому и Таракскому блокам выявляются две основные тенденции в изменении строения и состава разреза канской серии: заметно сокращается доля гранат-двупироксеновых кристаллосланцев и гиперстеновых плагиогнейсов и увеличивается объем двуполевошпатовых и глиноземистых гнейсов, автохтонные чарнокиты сменяются преимущественно аллохтонными, а местами и лейкогранитами. На этом основании можно сделать вывод о различной глубине вскрытия разреза в разных блоках. Нижняя часть разреза чарнокит-гранулитового комплекса выходит на поверхность в Шилкинском наиболее эродированном блоке, средняя -

преимущественно в Кузеевском, верхняя - в наименее вскрытом эрозией - Таракском и особенно в северной его половине. Сказанное подтверждается и параметрами метаморфизма пород в разных блоках, степенью деплетирования их ураном, а также геофизическими исследованиями. В Шилкинском блоке фиксируются гравитационно более тяжелые и более намагниченные массы, свидетельствующие о том, что здесь выходят на поверхность более глубинные, возможно, нижние горизонты коры [83].

В разрезах наблюдается переслаивание пород разного состава. Гиперстеновые плагиогнейсы и гранат-двуполевошпатовые гнейсы обычно слагают более мощные (от первых метров до 40-50 м) горизонты. Мощность прослоев глиноземистых гнейсов, гранатовых гранулитов и основных пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев изменяется от долей метра до первых метров. Иногда метабазиты, особенно в Шилкинском блоке, образуют более мощные пачки. Горизонты гнейсов и кристаллосланцев собраны в сложные складки, образуют гнейсовые, чарнокито(эндербито)-гнейсовые купола, особенно характерные для Шилкинского и Кузеевского блоков. К ядрам этих куполов приурочены гиперстеносодержащие биотитовые гнейсограниты и пегматоиды, а в их окаймлении преобладают гиперстеновые плагиогнейсы или двуполевошпатовые гнейсы. Здесь могут быть обнаружены древнейшие породы исходного протолита, в разной степени подвергшиеся реоморфизму.

Результаты петрографического изучения пород приведены в монографии Ю.А.Кузнецова [52] и ряде других более поздних работ [25,34,38,42,50,59,77,100,183 и др.]. Они свидетельствуют о большом разнообразии парагенезисов минералов метаморфических пород канского комплекса. Детальное исследование показало, что только для двух типов пород - глиноземистых гнейсов (метапелитов) и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (метабазитов) - общее число парагенезисов без аксессуарных минералов (апатит, циркон, монацит, ильменит, рутил) составляет около 80 [59]. С учетом других пород разного состава количество минеральных парагенезисов в рассматриваемом комплексе значительно больше. Подавляющее большинство парагенезисов соответствует четырем главным типам пород, выделяемым по петрохимическим и минералогическим признакам, отражающим исходный их состав (см. табл.2).

1. Натриево-кальциевые ($\text{CaO} \geq 2-3 \%$) существенно метамагматические породы, представленные гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми

и биотитовыми плагиогнейсами с небольшим количеством граната или без него: $Kв + Пл + Рп \pm Орт \pm Би (+ Ци + Ап + Мон + Ильм + Гр + Магн)$.

2. Натриево-калиевые с умеренным содержанием кальция ($CaO < 1,5-3 \%$) породы сложного генезиса (метамагматиты, метапсаммиты, частично гранитизированные или калишпатизированные породы), представленные гранатовыми и биотит-гранатовыми, обычно с гиперстеном, двуполевошпатовыми гнейсами: $Kв + Пл + Орт + Гр \pm Рп \pm Би (+ Ци + Мон + Ильм + Магн \pm Ап)$.

3. Калиевые, обычно низкокальциевые ($CaO < 1-2,5 \%$) с пониженным содержанием натрия глиноземистые породы (метапелиты) - биотит-кордиеритовые с гранатом, силлиманитом, нередко со шпинелью, иногда корундом, гнейсы и высокоглиноземистые кристаллосланцы: $Kв + Пл + Орт + Корд + Гр + Би \pm Сил \pm Шп (\pm Кор + Ци + Мон + Ильм \pm Магн \pm Ап)$.

4. Метабазиты - породы основного, реже среднеосновного состава - гранат-двупироксеновые, двупироксеновые и пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы: $Пл + Рп + Мп \pm Гр \pm Ро (\pm Би \pm Кв + Ап + Ильм + Магн \pm Ци)$.

В первых трех типах пород в широких масштабах проявились процессы метаморфической дифференциации и анатексиса. Анатектиты представлены линзами и послойными жилами кварц-ортоклазовых, кварц-плагиоклаз-ортоклазовых пород нередко с вкрапленниками граната, гиперстена. Они содержат рестины вмещающих их гнейсов, с которыми имеют постепенные переходы. Среди этих же пород развиты автохтонные и аллохтонные чарнокиты с характерной для них минеральной ассоциацией: $Kв + Пл + Орт + Рп \pm Би (+ Ци + Мон + Ильм + Магн \pm Ап)$.

Архейский возраст канского комплекса, ранее определявшийся по сходству с кристаллическими толщами Алданского, Анабарского и других щитов [52], в последующие годы доказан радиологическими данными. Для микроклиновых гнейсогранитов и пегматитов, секущих гнейсы серии, изохронным стронциевым методом установлен возраст 2550 млн лет [24], который подтвержден свинцово-изохронными датировками подобных же объектов на уровне 2500 млн лет [23], надежно фиксирующими верхний возрастной ее предел и одну из эпох ранней, существенно калиевой гранитизации метаморфических толщ.

Заслуживают внимания данные изохронно-свинцового возраста, полученные по гнейсам, цирконам и монацитам из чарнокитов кузеевской толщи, которые определяются в 4100 ± 200 млн лет. Очевидно эта дата несколько завышена за счет миграции урана и, несомненно,

требует подтверждения другими методами, тем не менее, уже сейчас, с учетом данных по сопоставлению с другими щитами мира, можно предполагать, что гиперстеновые плагиогнейсы и гранулиты Енисейского кряжа относятся к числу древнейших комплексов Земли [19,114].

Термоизохронным методом исследован ряд проб циркона, выделенного из гнейсов и чарнокитов Шилкинского и Кузеевского блоков. В двух пробах биотит-гиперстеновых и гранатовых плагиогнейсов уверенно зафиксирована дата 2700-2600 млн лет, возможно, отвечающая времени образования вышеупомянутых микроклиновых гнейсогранитов и пегматитов, которые могли завершать становление этого или, что более вероятно, вышележащего комплекса. В одной пробе плагиогнейса Шилкинского блока наряду с основным (2700-2600 млн лет) значением возраста дополнительно выявлена более древняя дата (3200-3100 млн лет), которая может интерпретироваться как эпоха раннего гранулитового метаморфизма исходных пород канского комплекса и развития в них автохтонных метаморфогенных чарнокитов (эндербитов) [81].

В последнее время радиометрией цирконов по нашим материалам занималась Е.В.Бибикова. Показано, что U-Pb изохронный возраст протолита гиперстеновых плагиогнейсов Кузеевского блока не менее 2,7 млрд лет [10]. Имеющихся данных оказалось недостаточно для установления более надежного возраста протолита и его природы. Кроме того, зафиксированы глубокие метаморфические преобразования пород канской серии в условиях гранулитовой - амфиболитовой фации 1900±100 млн лет назад, сопровождавшиеся чарнокитообразованием, - становлением крупных натриево-калиевых гранитоидных плутонов - типа Таракского, Гаревского (Енисейский кряж), Саянского, Приморского (Присяянье, Прибайкалье).

В целом канский комплекс отличается сложной геодинамикой развития и претерпел неоднократные тектонотермальные воздействия, наиболее интенсивные в интервале 2,7-2,6 и особенно на рубеже 2,0-1,8 млрд лет, сопровождавшиеся метаморфизмом и нарушением изотопной системы [10,81].

Особенности состава минералов и метаморфизм

Состав минералов канского комплекса в последние годы изучен обстоятельно [25,34,87,183]. Показано, что состав минералов этих пород

испытывает заметные колебания, обусловленные как исходным составом метаморфических толщ, так и неоднородностью метаморфизма, но в целом, исключая приконтактовую зону Таракского гранитного массива, не выходит за пределы диапазона составов, характерных для гранулитовой фации. Об этом свидетельствуют: общая железистость граната, гиперстена, биотита, кордиерита, роговой обманки, содержание глинозема в пироксенах и амфиболе, титана в биотите, состав плагиоклаза (см. табл.2). Калиевый полевой шпат в гнейсах, чарнокитах и лейкогранитах канского комплекса представлен исключительно ортоклазом, на что впервые обратил внимание Ю.А.Кузнецов [52], в отличие от мигматит-гнейсового (енисейского) комплекса амфиболитовой фации, где распространен микроклин. Рентгенометрические исследования структурного состояния калиево-натриевых полевых шпатов подтверждают выводы, ранее полученные на основании микроскопических исследований [34, табл.3].

Из всей совокупности просмотренных шлифов (около 1250) из пород канского комплекса на долю парагенезисов гранулитовой фации и высокотемпературной субфации амфиболитовой фации приходится около 75 %, менее 1 % составляют ассоциации эпидот-амфиболитовой фации, 24 % шлифов с точки зрения оценки параметров метаморфизма не информативны [59].

Ранее проведенные оценки термодинамических условий метаморфизма определяются давлением от 8,8 до 10,2 кбар и температурой от 700 до 810 °С [38,42]. Материалы по парагенезису и составу минералов позволяют конкретизировать P-T условия метаморфизма. Среди метабазитов распространены эклогитоподобные породы, в гнейсах фиксируется ассоциация силлиманита с гиперстеном, в котором содержание Al_2O_3 достигает 9 мас.%. В парагенезисе Кв+Корд+Гр+Сил обнаружены гранаты с железистостью 53 %. Железистость кордиерита составляет 14-15 %. Эти данные свидетельствуют о том, что давление при метаморфизме явно превышало 9-10 кбар и соответствовало наиболее глубинной для гранулитовых комплексов субфации [33]. По этому параметру Ангаро-Канский выступ сопоставим с глубинными частями Алданского (Чогарский блок), Индийского, Африканского (пояс Лимпопо) и других щитов древних платформ. С другой стороны, среди минералов данного комплекса встречается андалузит в ассоциации с кварцем, кордиеритом, гранатом и силлиманитом. Железистость граната достигает 84 %, причем между крайними по составу гранатами отмечены

Таблица 3

Оценка величин давления (кбар) в процессе метаморфизма канского комплекса по гранат-кордиеритовому барометру

№ обр.	X _{Корд} % _{Мг}	X _{Гр} % _{Мг}	P Корд	P Гр	№ обр.	X _{Корд} % _{Мг}	X _{Гр} % _{Мг}	P Корд	P Гр
ШИДКИНСКИЙ БЛОК									
I	0,85	0,41 ц	8,1	8,7	20	0,78	0,33	7,2	6,5
		0,42 кр		8,7	21	0,77	0,25(I)	7,1	7,5
2	0,84	0,41 (I)	8,0	8,8			0,23(2)		7,3
		0,36 (2)		8,4			0,20(3)		7,0
		0,39 (3)		8,6	22	0,76(I)	0,36	7,0	8,4
3	0,83	0,47	7,8	9,1		0,71(2)		6,4	
4	0,82		7,7		23	0,75	0,36	6,9	8,4
5	0,81	0,47	7,6	9,1	24	0,75	0,34	6,9	8,2
6	0,81	0	7,6	8,6	25	0,75	0,30 ц	6,9	7,9
7	0,81	0,37	7,6	8,4			0,29 кр		7,8
8		0,42 ц		8,8	26	0,74	0,30 (I)	6,8	7,9
		0,43 кр		8,8			0,28 (2)		7,8
9		0,33 (I)		8,6	ТАРАКСКИЙ БЛОК				
		0,42 (2)		8,0	27	0,74 (I)	0,23	6,8	7,3
		0,43 (3)		8,8		0,76(2)		7,0	
КУЗЬЕВСКИЙ БЛОК									
					28	0,74	0,20	6,8	7,0
10	0,86	0,39 ц	8,3	8,6	29	0,72(I)	0,24	6,5	7,4
11	0,82	0,36	7,7	8,4		0,76(2)		7,0	
12	0,81		7,6		30	0,72	0,25	6,5	7,5
13	0,81	0,31	7,6	8,0	31	0,71	0,28	6,4	7,8
14	0,80	0,40	7,4	8,6	32	0,71(I)	0,23	6,4	7,3
15	0,80	0,32 (I)	7,4	8,1		0,67(2)		6,1	
		0,31 (2)		8,0	33	0,69	0,21	6,2	7,2
		0,31 (4)		8,0	34	0,69(I)	0,18	6,2	6,8
16	0,79 ц	0,30 (I)	7,3	7,9		0,66(2)		6,0	
	0,82 кр	0,33 (2)	7,7	8,1	35	0,66	0,26	6,0	7,6
17	0,79	0,35	7,3	8,3	36	0,62(I)	0,19	5,6	6,9
18	0,79		7,3			0,59(2)		5,4	
19	0,79	0,33	7,3	8,1	37	0,59(I)	0,17	5,4	6,7
						0,56(2)		5,2	
					38	0,59	0,18	5,4	6,8

Примечание. Парагенезисы образцов, из которых анализировались кордиериты и гранаты: 1 - Кв+Пл+Би+Орт+Корд+Гр+Сил+Рп+Кор; 2,10 - Кв+Пл+Би+Корд+Гр+Сил+Шп; 3 - Кв+Пл+Би+Орт+Корд+Гр+Сил+Рп; 4,5,12,21 - Кв+Пл+Би+Орт+Сил+Корд+Гр+Рп+Шп; 6,19 - Кв+Пл+Би+Корд+Сил+Гр+Кор; 7,8,20,31 - Кв+Пл+Би+Орт+Корд+Гр+Сил+Шп; 11,16,18,23,26,29 - Кв+Пл+Би+Корд+Гр+Сил+Шп; 13,14 - Кв+Пл+Би+Орт+Корд+Гр+Сил; 15 - Кв+Пл+Би+Орт+Корд+Гр+Сил+Шп+Кор; 17,33,35 - Кв+Пл+Би+Корд+Гр+Сил+Шп+Кор; 9,22,24,25,27,28,32,34,36,37,38 - Кв+Пл+Би+Корд+Гр+Сил; 30 - Кв+Пл+Би+Корд+Гр+Анд+Сил+Шп. ц - центр, кр - край зерна, в скобках - количество определений.

промежуточные разности. Следовательно, в пределах комплекса обнаруживаются существенные различия в величинах P-T параметров метаморфизма. Эти различия по площади выступа выявляются и при исследовании парагенезиса Кв+Корд+Гр+Сил[±] другие минералы с использованием гранат-кордиеритового геобарометра [58,88]. По составу кордиерита и граната из этого парагенезиса (38 кордиерит-гранатовых пар) определены величины давлений, которые меняются по кордиеритам от 5 до 8,5 кбар, по гранатам от 6,5 до 9,0 кбар (табл.3) [59]. Все это указывает на неоднородность метаморфизма пород комплекса, что может быть связано с блоковым строением района, с полиэтапностью метаморфизма или с возможными искажениями, получающимися за счет обратимого изменения химизма минералов на регрессивной стадии. Более подробно проблемы, связанные с барометрией Ангаро-Канского выступа, рассмотрены в специальной работе [59]. Здесь лишь отметим, что распределение величин давлений вполне согласуется с представлением о блоковом строении выступа и различной глубине вскрытия разреза в разных блоках. Так, гранат-кордиеритовые пары Шилкинского блока показывают максимальные давления (кбар): по гранату - 9,1-8,0, по кордиериту - 8,1-7,6 эти же пары из Кузеевского блока обнаруживают промежуточные значения, соответственно 8,6-7,0 и 8,3-6,9, а из Таракского блока - минимальные значения: 7,9-6,7 и 7,0-5,4 (см. табл.3). Проявления типоморфных минералов (андалузит) и их парагенезисов (эклогитоподобные породы, ассоциация Гип+Сил) также определяются особенностями геологического строения Канского выступа. Породы с андалузитом отмечены в основном на востоке в зоне контакта с таракскими гранитами и особенно в связи с поздними интрузивными фазами, где гранулиты мигматизированы и повторно метаморфизованы [52]. Силлиманит-гиперстеновые ассоциации распространены в центральной и юго-западной полосе Кузеевского блока. Они сосредоточены преимущественно в нижней половине вскрытого разреза и пространственно тяготеют к тектонической границе с енисейской серией (см. рис.2). Здесь же отмечены и эклогитоподобные породы. Приуроченность минералов и ассоциаций-индикаторов повышенных давлений (Гр+Мп, Гип+Сил и др.) к зоне контакта канской и енисейской серий косвенно свидетельствует и о том, что это разные комплексы.

Давление флюида при метаморфизме ($T_{\text{метам.}} = 850-950 \text{ } ^\circ\text{C}$), рассчитанное по метаморфогенным включениям в кварце, гранате и плагиоклазе, достигает для Шилкинского блока 8,5-9,0 кбар ($\rho = 1,09 \text{ г/см}^3$),

Кузеевского - 7,5-8,2 кбар ($\rho = 1,06 \text{ г/см}^3$) и Таракского - 6,8-7,5 кбар ($\rho = 1,03 \text{ г/см}^3$) [82]. С этой закономерностью снижения давления согласуется и состав минералов (см. табл.2), железистость которых повышается в этом направлении. Практически во всех типах пород железистость граната и гиперстена минимальна в Шилкинском и максимальна в Таракском блоке. Аналогична тенденция роста железистости кордиерита в глиноземистых гнейсах. Повышенная глиноземистость гиперстена (7,0-8,5 % - Al_2O_3) зафиксирована в Кузеевском блоке, что указывает на максимальные температуры формирования данного парагенезиса [40,69,86]. Широкие колебания состава некоторых минералов, в частности их железистости, определяются и различиями в составе пород, что особенно хорошо видно при сравнении высокожелезистых ($\Sigma \text{FeO} = 14-15 \%$) гранат-двупироксеновых кристаллосланцев Шилкинского блока с более магниезильными метагабброидами и друзитами Зимовейнинского массива. Минералы кристаллосланцев - гранат, гиперстен, биотит, роговая обманка по сравнению с таковыми друзитов и метагабброидов являются более железистыми (см. табл.2).

Следовательно, в восточном направлении от Шилкинского к Кузеевскому и далее к пограничной полосе Таракского блока отчетливо устанавливается снижение P-T параметров метаморфизма и особенно давления. С этой тенденцией хорошо увязывается и содержание флюидной фазы в минералах: наиболее ею обеднены гнейсы Шилкинского блока. По результатам газовой хроматографии из мономинеральных фракций кварцев, гранатов и кордиеритов в составе флюидной фазы преобладает CO_2 и H_2O , в виде примеси - N_2 и CH_4 . Развитые среди гнейсов метаморфогенные (автохтонные) чарнокиты содержат в 1,5-2 раза больше флюидной фазы, обогащенной CO_2 [82]. Заметно возрастает содержание CO_2 в чарнокитах интрузивных тел и гранитах. Эти данные согласуются с представлением о формировании чарнокитоидов в зонах локального обогащения метаморфизируемого комплекса флюидной фазой и, возможно, дополнительного подтока CO_2 [49].

Как уже отмечалось, канский гранулитовый комплекс претерпел неоднократные тектонотермальные воздействия, сопровождавшиеся метаморфизмом и нарушением изотопной системы. Породы комплекса вмещают крупный нижнепротерозойский Таракский массив, ряд верхнепротерозойских гранитогнейсовых куполов (Пискуновский, Ягодкинский) и гранитоидных интрузий (Канская, Чистопольская, Белогорская). Вдоль Енисея прослеживается зона милонитов, развитых по гранулитогнейсам и

габбро-анортозитам Зимовейнинского массива, с парагенезисами амфиболитовой фации. Имеется ряд секущих более поздних зон катаклазитов и средне-низкотемпературных диафторитов.

Вышеуказанные максимальные значения параметров метаморфизма ($P \geq 9-10$ кбар, $T = 850-950$ °C) могут отвечать первому этапу гранулитового метаморфизма, зафиксированному в составе минералов и особенно во флюидных включениях углекислого состава наиболее ранней генерации ($P = 8,5-9,5$ кбар, $\rho = 1,09$ г/см³). Изучение газовой-жидких включений и химизм минералов свидетельствуют о том, что ранний этап метаморфизма осуществлялся по "алданскому" типу - подъем с охлаждением по крутой архейской геотерме [87]. Следы этого метаморфизма сильно затерты более поздним наложенным метаморфизмом, протекавшим одновременно с формированием Таракского массива - отсюда и трудности с определением возраста исходных пород (протолита), прошедших этап повторной мощной перекристаллизации, причиной которой мог быть поток флюида, обусловивший плавление коровых сиалических масс гранулитового слоя с образованием гранитов.

О проявлении повторного регрессивного метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации свидетельствуют: химическая неоднородность минералов, прямая и обратная зональность гранатов, широкое развитие реакционных структур (граната, силлиманита и кварца по кордиериту), разнообразных коронарных структур с участием шпинели, кайм плаггиоклаза вокруг граната в метапелитах и кайм граната на контакте зерен плаггиоклаза и ортопироксена в метабазитах, образование биотита и амфибола по безводным минералам. На основании зональности минералов и расчетов состава флюида выделено две стадии регрессивного метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций: ранняя (800-650 °C) характеризовалась довольно водным составом метаморфического флюида и пологими T-P трендами охлаждения, поздняя (650-550 °C) характеризовалась почти чисто углекислым составом флюида; стадия отвечает росту гранитогнейсовых куполов на фоне интенсивного подтока углекислого флюида [25]. Этот мощный регрессивный метаморфизм привел к образованию основной массы реакционных структур с участием граната, кордиерита, силлиманита, кварца и шпинели и к формированию в этих минералах самых плотных первичных и первичновторичных включений. Минеральные преобразования регрессивного этапа с развитием реакционных и коронарных структур фиксируются во всех блоках, но наиболее заметны они в Таракском, в околоконтактной зоне

гранитного массива, где наряду с гнейсами развиты мигматиты, обогащенные флюидной фазой, в составе которой кроме CO_2 и H_2O в заметном количестве присутствуют N_2 , CH_4 , H_2 , C_2H_2 . Закономерное распределение реакционных структур по площади показывает, что регрессивный метаморфизм был одновременным с формированием Таракского плутона. По данным Рамановского лазерного микроанализа состав первичных и первично-вторичных флюидных включений в кварце, гранате и плагиоклазе во всех трех блоках на 95,6-99,2 % представлен углекислотой. В виде примеси постоянно присутствует азот (0,8-4,4 мол.%). Во вторичных включениях содержание азота возрастает до 20,2 мол.% и в некоторых включениях появляется метан (0,1-0,9 мол.%) [82].

Кроме регрессивного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фации устанавливается: более поздний регрессивный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации (550-450 °C, 3-2 кбар), который выразился в перекристаллизации кварца и полевых шпатов с образованием вторичных включений; низкотемпературный динамометаморфизм, сопровождавшийся катаклизом, частичной перекристаллизацией полевых шпатов и кварца, развитием хлорита и формированием низкоплотных генераций включений [6,25].

Выше уже указывалось на широкое развитие среди гнейсов и кристаллосланцев канского комплекса автохтонных и аллохтонных чарнокитов, кварц-полевошпатовых лейкократовых, часто пегматоидных обособлений, полосчатых мигматитов, включающих чарнокитовую минеральную ассоциацию, а также интрузий биотитсодержащих лейкократовых гранитов с реликтами гиперстена и связанных с ними редкометалльных пегматитов и метасоматитов. Химический состав минералов таких пород - чарнокитов, мигматитов, кварц-ортоклазовых обособлений, лейкогранитов близок составу аналогичных минералов гнейсов, хотя для них во всех блоках характерны более железистые и менее титанистые биотиты в сравнении с вмещающими породами (см. табл.2). Это связано с некоторой спецификой формирования таких пород в условиях повышенной роли летучих компонентов с переменным $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$ [49,110,116] и локально возрастающей активности щелочей [52,53].

С этими данными в целом согласуются и результаты исследования включений в минералах гнейсов и чарнокитоидов канского комплекса, выполненного по нашим материалам А.А.Томиленко [109]. Примерно одни и те же температуры гомогенизации метаморфогенных включений жидкой углекислоты в кварце гранат-гиперстеновых, гранат-биотитовых

плаггиогнейсов, автохтонных чарнокитов богунаевского типа и кварц-ортоклазовых обособлений среди гранатовых плаггиогнейсов, а следовательно, и близкие величины удельных объемов углекислоты указывают на сходные условия образования этих пород, развитых в пределах одного и того же Шилкинского блока, т.е. свидетельствует об их изофациальности. Это подтверждает вывод Ю.А.Кузнецова, сделанный ранее на основании геолого-петрологических исследований. Давление флюида, определенное на основании полученных объемов CO_2 и с учетом температуры метаморфизма (до 850-900 °С) составляет 8,5 кбар. В других блоках, где развиты аллохтонные чарнокиты и лейкограниты с реликтами гиперстена, давление флюида в минералах этих пород заметно ниже (6,5-6 кбар), в сравнении с таковыми вмещающих гнейсов (8,2-6,8 кбар).

Приведенные материалы свидетельствуют о неоднородности гранулитового метаморфизма пород канского комплекса, обусловленной разной глубиной его вскрытия в разных блоках и усиленной наложенными регрессивными процессами, особенно в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций в связи с формированием гранитоидов.

Химический состав метаморфических пород и природа исходного вещества по данным о распределении протогенных, редких и редкоземельных элементов

Канский метаморфический комплекс сложен гнейсами кислого и среднего состава, основными пироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами; а также продуктами их ультраметаморфизма - чарнокитами и лейкогранитами. Стратифицированные толщи вмещают дунит-анортозит-пироксенит-габбровые интрузии (кимбирский комплекс), примером которых служит Зимовейнинский расслоенный массив.

Гнейсы

Среди гнейсов - пород, содержащих в своем составе кроме полевых шпатов в заметном (более 10-15 %) количестве кварц, по минералогическому составу выделены гиперстеновые плаггиогнейсы, двуполевошпатовые, глиноземистые и гранатовые. Кроме того, в отдель-

ную выборку обособлены почти бескварцевые высокоглиноземистые кристаллосланцы.

Петрогенные элементы. Гиперстенные и биотит-гиперстенные плагиогнейсы - это существенно натриево-кальцевые (в %) ($\text{CaO} = 2-4$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,0-2,5$; $\text{K}_2\text{O} = 1,0-2,0$) породы плагиориодацитового (плагиогранитового), плагиодацитового (тоналитового) и андезитового (кварцево-диоритового) состава (табл.4-6). Биотит-гиперстенные и биотит-гранат-гиперстенные двуполевошпатовые гнейсы - натриево-калиевые или известково-натриево-калиевые ($\text{K}_2\text{O} = 2,5-4,5$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,5-2,5$; $\text{CaO} = 1,5-3,0$) породы риодацитового (гранитового), дацитового (гранодиоритового) и трахиандезитового (кварцево-монцодиоритового) состава. Все разновидности гнейсов, судя по анализам, в разных соотношениях распространены в выделенных блоках. Например, среди плагиогнейсов преобладают разновидности плагиориодацитового, в меньшей мере - плагиодацитового (тоналитового) состава, а гранулиты андезитового состава развиты в основном в Шилкинском блоке. Двуполевошпатовые гнейсы представлены преимущественно риодацитовыми и дацитовыми составами. Основная масса этих гнейсов имеет, очевидно, исходно магматическую дацит-риодацитовую (тоналит-гранитовую) природу, хотя не исключается присутствие среди них первично-осадочных (кластогенных) пород такого же состава. Некоторые разновидности двуполевошпатовых гнейсов с повышенным (более 3,5-4,0 %) K_2O и сравнительно низким (2,0-2,5 %) Na_2O , представляют, по-видимому, гранитизированные образования. По содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 гнейсы кислого состава близки к средним составам соответствующих магматических пород [13]. Однако существенно от них отличаются повышенным (в 1,5-3 раза) содержанием ΣFeO , TiO_2 и MgO и обычно более низким Al_2O_3 и щелочей, особенно натрия. Важной особенностью этих пород является и весьма высокое (4-16) $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$, сопоставимое с таковым (4-12) в основных кристаллосланцах (метабазитах), которое может служить показателем их магматического происхождения. На диаграмме (рис.3) отчетливо проявлена прерывистость, особенно в области $\text{SiO}_2 = 54-58 \%$, а на гистограмме (рис.4) бимодальность в распределении составов гиперстенных плагио- и двуполевошпатовых гнейсов и основных кристаллосланцев, свидетельствующая о принадлежности метапород к исходно контрастной (бимодальной) серии магматитов. Прерывистость в распределении точек составов таких гнейсов и кристаллосланцев обнаруживается и на вариационных диаграммах Харкера, где для главных

Таблица 4

Химический состав гнейсов кузеевской толщи Шилкинского блока*

Компо- нент	Плагигнейсы гиперстеновые					Гнейсы двуполовошпатовые						Гнейсы глиноземистые		Гнейсы гранатовые			
	I(5)		2(2)		3(3)			4(5)		5(5)		6(4)		7(2)	8(I)	9(4)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	s	IOI-72	\bar{x}	s	
SiO ₂	69,74	1,02	64,70	60,23	1,76	70,93	1,91	65,35	0,94	59,93	3,39	57,93	48,30	72,64	2,90		
TiO ₂	0,72	0,05	0,69	1,20	0,38	0,64	0,20	0,83	0,11	0,07	0,26	0,93	0,93	0,48	0,20		
Al ₂ O ₃	13,25	0,04	15,86	16,40	0,71	13,65	1,20	14,90	1,20	17,27	2,36	18,26	22,30	13,00	1,21		
Fe ₂ O ₃	1,41	0,71	1,20	1,06	0,91	0,26	0,15	1,13	0,34	1,20	0,78	1,5	3,42	2,31	0,76		
FeO	4,96	1,34	5,84	9,05	3,82	4,12	1,50	5,65	0,81	7,39	1,28	9,53	10,06	4,48	1,45		
MnO	0,07	0,02	0,15	0,12	0,04	0,05	0,02	0,13	0,03	0,12	0,03	0,02	0,14	0,13	0,05		
MgO	2,11	0,48	2,79	3,52	0,29	1,70	0,81	2,82	0,68	2,85	0,60	5,20	5,01	1,43	0,49		
CaO	3,01	0,38	3,44	3,86	1,11	2,10	0,43	2,97	0,42	2,62	1,07	2,14	2,03	3,09	0,48		
Na ₂ O	2,37	0,43	2,52	2,30	0,71	2,16	0,90	2,36	0,47	2,28	0,28	1,48	1,61	1,92	0,16		
K ₂ O	1,61	0,33	1,72	1,44	0,18	3,52	0,60	2,96	0,56	4,35	1,07	2,28	5,00	0,96	0,32		
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,08	0,14	0,05	0,18	0,16	0,08	0,02	0,19	0,04	0,06	0,09	0,05	0,02		
ППШ	0,50	0,3	1,00	0,74	0,28	0,62	0,36	0,82	0,22	0,69	0,24	0,67	0,72	0,66	0,24		
Th	13,2	3,0	8,6	4,3	1,9	15,2	3,9	8,3	1,9	13,0	3,5	15,7	29,2	2,80	1,4		
U	0,9	0,2	1,4	0,6	0,2	0,6	0,3	0,7	0,2	0,5	0,2	0,6	0,6	0,97	0,6		

Примечание: 1-3 - плагигнейсы гиперстеновые (\pm Би \pm Гр): 1 - плагииориодацитового, 2 - плагииодацитового, 3 - андезитового составов; 4-6 - гнейсы гиперстен-двуполовошпатовые (\pm Би \pm Гр): 4 - риодацитового, 5 - дацитового, 6 - трахиандезитового составов, 7,8 - гнейсы глиноземистые: 7 - Гр+Корд+Сил+Би+Кв+Пл, 8 - Гр+Корд+Сил+Би+Кв+Пл+Кпш; 9 - гнейсы гранатовые - гранулиты: Гр+Кв+Пл+Кпш+Би+Гип. В скобках - количество проб.

* Здесь и далее в таблицах: \bar{x} - среднее арифметическое содержание, s - среднеквадратичное отклонение, в скобках - количество проб; оксиды в мас.%, Th и U в г/т.

Таблица 5

Химический состав гнейсов и кристаллосланцев кузеевской толщи Кузеевского блока.

Компонент	Плагиогнейсы гиперстеновые				Гнейсы двуполовошпатовые			Гнейсы глиноземистые					Кристаллосланцы высокоглиноземистые		Кристаллосланцы двупироксеновые	
	I(6)		2(3)		3(2)	4(2)	5(2)	6(2)	7(5)		8(7)		9(I)	10(2)	11(2)	12(I)
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	x	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	II5-72	\bar{x}	\bar{x}	I20-73
SiO ₂	70,80	1,72	65,62	1,90	69,22	65,21	59,25	66,94	58,36	4,70	56,23	2,97	41,00	48,83	49,70	49,10
TiO ₂	0,77	0,14	1,12	0,16	0,71	0,88	1,00	0,78	1,00	0,12	0,88	0,16	1,43	1,03	1,78	1,02
Al ₂ O ₃	12,32	0,60	12,94	0,78	14,06	13,20	16,50	16,02	18,35	1,80	20,49	0,38	27,30	23,60	12,77	13,80
Fe ₂ O ₃	0,76	0,43	1,63	0,85	0,92	2,23	2,41	0,49	1,39	0,41	0,74	0,48	5,84	1,08	1,83	1,23
FeO	5,68	0,79	7,75	1,29	5,65	6,12	7,04	6,37	9,22	1,22	9,29	2,26	13,31	10,96	14,47	12,93
MnO	0,07	0,02	0,10	0,01	0,08	0,10	0,10	0,08	0,11	0,01	0,07	0,02	0,01	0,07	0,22	0,22
MgO	2,60	0,78	4,10	0,98	2,26	3,46	3,88	2,25	3,95	0,78	3,63	0,57	6,60	4,70	5,70	9,70
CaO	3,24	0,49	3,25	0,71	1,50	3,01	2,70	1,24	2,21	0,61	0,75	0,20	1,20	3,20	9,30	10,16
Na ₂ O	2,00	0,36	1,86	0,26	1,68	1,70	2,10	1,82	1,99	0,32	1,28	0,30	1,14	1,90	2,28	1,11
K ₂ O	1,11	0,22	1,24	0,81	3,43	3,42	4,45	3,70	2,92	0,64	5,45	0,88	1,47	3,51	0,59	0,28
F ₂ O ₅	0,10	0,05	0,10	0,07	0,10	0,17	0,13	0,26	0,20	0,12	0,12	0,06	0,29	0,10	0,26	0,07
ШШ	0,42	0,25	0,20	0,04	0,48	0,48	0,15	0,47	0,71	0,54	0,58	0,31	0,48	0,55	1,42	0,84
Th	15,3	3,2	19,2	3,9	18,0	17,1	17,3	13,6	15,0	5,6	18,1	3,1	38,3	28,55	2,04	1,9
U	1,3	0,4	0,7	0,2	0,7	0,6	0,6	1,0	0,5	0,2	0,8	0,4	0,8	1,3	0,2	0,1

Примечание: 1-2 - гиперстеновые (\pm Би \pm Гр) плагиогнейсы: 1 - плагиориодацитового, 2 - плагиодацитового состава; 3-5 - гиперстенбиотит-двуполовошпатовые (\pm Гр) гнейсы: 3 - риодацитового, 4 - дацитового, 5 - трахиандезитового состава; 6-8 - глиноземистые гнейсы: 6 - кордиерит-двуполовошпатовые, 7 - гранат-биотит-кордиеритовые (\pm Сил \pm Кор \pm Шп), 8 - гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовые. (\pm Кор \pm Шп) двуполовошпатовые; 9,10 - кристаллосланцы высокоглиноземистые: 9 - Гр+Кор+Би+Сил+Корд+Кв+Пл, 10 - Гр+Кор+Би+Шп+Сил+Корд+Кв+Пл+Кшц; 11,12 - двупироксеновые кристаллосланцы базальтового состава: 11 - высокожелезистые низкомагнезиальные, 12 - низкотитанистые магнезиальные.

Таблица 6

Химический состав гнейсов и кристаллических сланцев атамановской толщи Таракского блока

Компонент	Плаггиогнейсы		Гнейсы двуполевошпатовые				Гнейсы глиноземистые			
	I(4)		2(6)		3(2)	4(I)	5(4)		6(4)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	7-73	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	71,97	1,46	70,20	1,38	66,32	58,00	71,53	2,91	58,24	4,44
TiO ₂	0,60	0,16	0,65	0,25	0,92	0,80	0,65	0,15	0,92	0,09
Al ₂ O ₃	12,76	0,67	13,91	1,07	15,28	18,50	13,80	1,89	18,17	1,55
Fe ₂ O ₃	0,46	1,21	1,02	0,70	0,73	1,99	1,68	0,35	2,04	0,53
FeO	4,21	0,88	4,01	0,87	6,04	7,44	3,50	0,89	8,02	0,84
MnO	0,08	0,03	0,05	0,02	0,06	0,10	0,05	0,03	0,11	0,03
MgO	2,07	0,24	1,93	0,79	2,82	3,70	1,29	0,11	3,95	1,03
CaO	2,08	0,29	2,09	0,43	2,19	3,70	1,11	0,36	2,68	0,91
Na ₂ O	2,35	0,57	2,13	0,34	1,92	2,35	1,44	0,45	1,95	0,35
K ₂ O	1,77	0,29	3,57	1,30	2,83	2,45	3,99	0,51	3,10	1,17
P ₂ O ₅	0,18	0,08	0,16	0,03	0,13	0,15	0,13	0,07	0,13	0,03
ППШ	0,72	0,19	0,51	0,19	0,66	0,20	0,89	0,51	0,71	0,39
Th	17,47	4,56	20,9	3,47	15,7	18,1	24,1	6,40	20,8	2,43
U	1,65	0,82	1,94	0,90	1,75	0,40	3,1	1,1	1,9	1,1

Примечание: 1 - плаггиогнейсы гранат-биотитовые гиперстенсодержащие плаггиориодацитового состава; 2-4 - гнейсы двуполевошпатовые гранат-биотитовые гиперстенсодержащие: 2 - риодацитового, 3 - дацитового, 4 - андезитового составов; 5-7 - гнейсы глиноземистые двуполевошпатовые: 5 - гранат-кордиеритовые со шпинелью кислого состава, 6 - гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовые со шпинелью или корундом среднего

элементов относительно SiO₂ проявляются тренды, присущие магматическим породам [3,67] соответственно в области основных и кислых составов. Исключение представляет калий двуполевошпатовых гнейсов, для которого характерен более сложный тип распределения, обусловленный его большей подвижностью при метаморфизме.

На диаграмме AFM точки составов плаггио- и двуполевошпатовых гнейсов сосредоточены в основном в известково-щелочном поле между трондземитовым и толеитовым трендами, пространственно тяготея к последнему. Высокая железистость исследуемых гнейсов заметно отлича-

Гнейсы глиноземистые		Кристалло- сланцы вы- сокоглинозе- мистые		Гнейсы мигма- тизиро- ванные	Кристаллосланцы			
					высокоже- лезистые	11(1)	высоко- кальци- евые	12(1)
7(12)		8(2)		9(2)	10(1)	11(1)	12(1)	13(1)
Х	с	573	718-1	Х	51-73	680	1027	55-73
59,35	4,45	52,04	42,51	70,75	49,70	52,65	58,79	51,70
0,97	0,10	0,47	2,01	0,22	1,82	1,44	1,20	0,88
19,58	2,45	28,14	28,52	14,91	14,00	13,94	13,39	16,00
2,63	0,58	3,08	4,63	0,27	1,70	2,02	1,92	0,85
6,82	1,38	3,86	14,49	3,90	16,92	13,03	10,21	10,49
0,08	0,05	0,08	0,12	0,07	0,26	0,24	0,18	0,16
2,86	0,63	2,99	4,58	1,64	4,70	4,48	5,19	7,15
0,89	0,33	2,49	0,14	1,49	9,00	8,31	7,06	10,39
1,17	0,27	3,63	0,32	1,94	1,11	1,63	1,20	1,43
4,59	1,05	3,19	2,03	3,95	0,20	0,72	0,10	0,49
0,14	0,03	0,14	0,12	0,13	0,23	0,30	0,25	0,10
0,77	0,21	0,50	0,85	0,78	0,68	0,80	0,40	0,93
23,04	2,14	46,6	35,5	10,0	1,6	2,5	1,4	1,36
2,7	1,2	3,9	2,6	0,8	0,1	0,5	0,3	0,1

состава, высококальциевые, 7 - такие же гнейсы, но высококальциевые и низкокальциевые; 8 - кристаллосланцы высокоглиноземистые гранат-корунд-шпинель-силлиманит-кордиеритовые; 9 - гнейсы мигматизированные двуполевошпатовые; 10-13 - кристаллосланцы (метабазиты): 10,11 - высокожелезистые базитового состава, 12 - высококальциевые андезитового состава, 13 - пикритобазальтового состава.

ет их, например, от серых гнейсов Амитсок и Уйвак I [45], линейные тренды которых на треугольной диаграмме (рис.5) приближены к вершине щелочей.

На диаграмме Л.С.Бородина [14] основная масса точек, отвечающая анализам двуполевошпатовых гнейсов и в меньшей мере - плагиогнейсов, также сосредоточена в известково-щелочном поле (рис.6). Исключение представляют плагиогранитовые и отчасти тоналитовые составы плагиогнейсов, располагающиеся преимущественно в низкокальциевом известковом поле. На этом основании можно было бы заключить, что

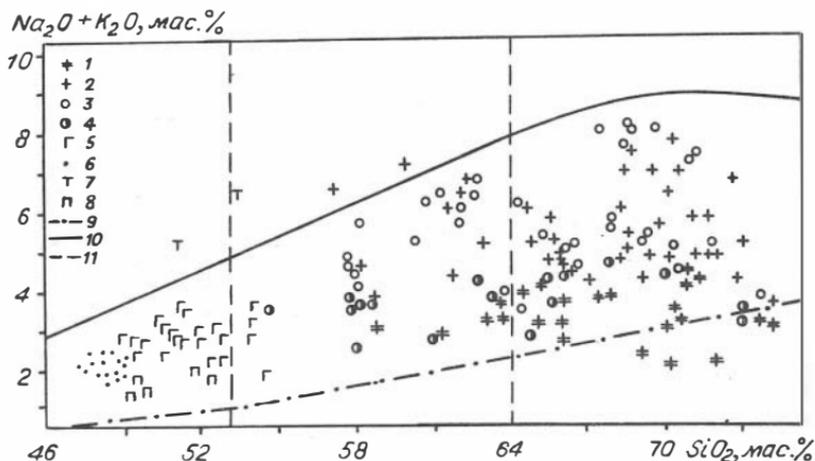


Рис.3. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для основных кристаллосланцев, гиперстеновых плагиогнейсов, двуполевошпатовых гнейсов и чарнокитоидов:

1 - гиперстеновые плагиогнейсы; 2 - двуполевошпатовые гнейсы; 3 - чарнокиты; 4 - плагиоچارнокиты (эндербиты); 5-8 - основные кристаллосланцы: 5 - гранат-двупироксеновые повышенной железистости стратифицированных тел, 6 - пироксен-плагиоклазовые повышенной известковистости интрузивных тел, 7,8 - пироксен-плагиоклазовые субщелочные (7) и повышенной магнезиальности (8) жильных тел; 9 - нижняя граница поля распространения магматических пород; 10 - граница разделения пород нормальной и повышенной щелочности; 11 - границы разделения магматических пород по содержанию кремнезема [41].

преобладающая часть исходных магматических пород кислого состава канского комплекса принадлежит к повышенно-калиевой известково-щелочной серии, меньшая - к известковой низкокалиевой серии; причем составы последних, судя по проанализированным образцам, распространены в основном в нижней половине разреза комплекса (Шилкинский и Кузеевский блоки). Однако отмеченная уже специфика химизма исследуемых гранулитов (повышенное содержание ΣFeO , TiO_2 , высокое $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{FeO}:\text{MgO}$, пониженное - Al_2O_3 , Na_2O) не позволяет уверенно осуществлять подразделение составов исходных пород на петрохимические ассоциации в рамках известных серий [64,162]. Это тем

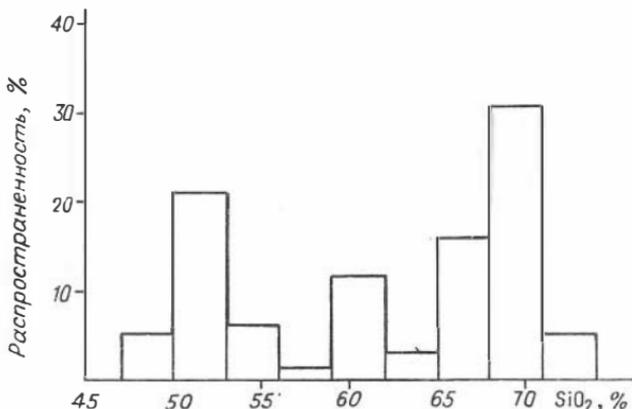


Рис.4. Гистограмма распределения составов основных двупироксеновых кристаллосланцев, гиперстенных плаггиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов по кремнезему.

более очевидно, что основные кристаллосланцы, обладая в целом чертами сходства (повышенное ΣFeO , TiO_2 , высокое $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$, пониженное Al_2O_3) с химическим составом гнейсов, не образуют с породами кислого состава непрерывных петрохимических рядов, характерных для дифференцированных серий [166,178] и к тому же присутствуют в объеме комплекса в подчиненном количестве.

Специфика химизма кислых и средних гранулитов известково-щелочного ряда хорошо заметна на диаграмме $(\text{Na} + \text{K}) : \text{Ca} - \text{Ac}$ (см.рис.6). Точки средних их составов, а также чарнокитов сосредоточены в зоне главных линейных трендов архейского магматизма [14]: первично-коровом (РСТ) и тоналит-плаггиогранитовом (ТПГ) и по существу не попадают в область главного известково-щелочного тренда (СА). Любопытно, что составы других гнейсов, для которых предполагается немагматическая природа, не соответствуют на этой диаграмме ни известковому, ни известково-щелочному полю: отдельные двуполевошпатовые (гранитизированные) составы ложатся в субщелочное поле, а глиноземистые (метапелитовые) - в субщелочное и щелочное. Однако такие породы играют подчиненную роль в объеме комплекса. Основная часть его, как следует из этой весьма информативной диаграммы,

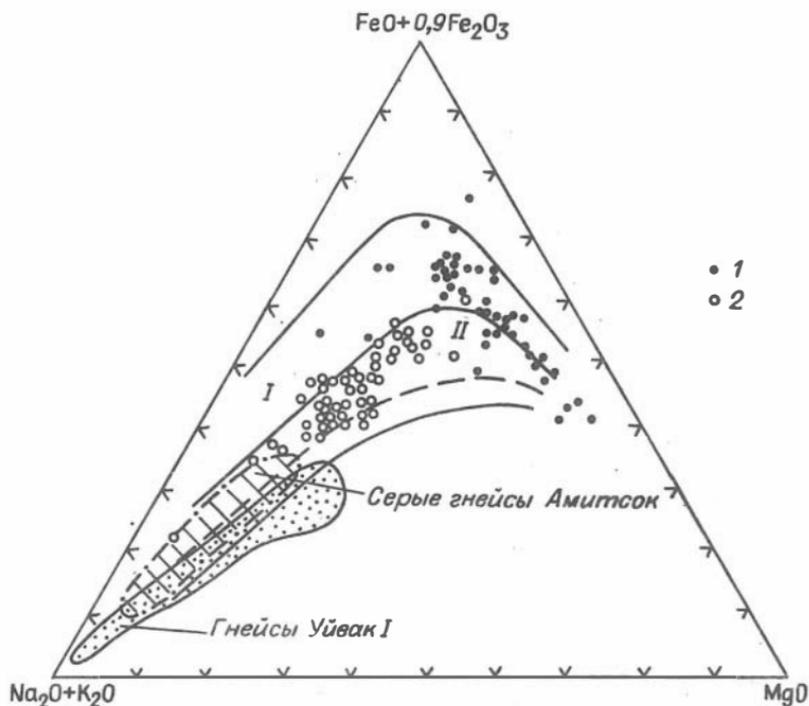


Рис.5. Тройная диаграмма AFM, демонстрирующая, что материнские породы гранулитов канского комплекса принадлежат как к толеитовой, так и к известково-щелочной сериям. На диаграмму вынесены составы пород, соответствующие приведенным в табл.4-6,13:

1 - двупироксеновые кристаллосланцы повышенной железистости, известковистости и магнезиальности; 2 - гиперстеновые плагиогнейсы и двуполевошпатовые гнейсы кислого, реже среднего состава; I - поле толеитовой серии, II - поле известково-щелочной серии [130], штриховая линия - трондземитовый тренд; поле гнейсов Амитсок [45]; поле гнейсов Уйвак I [67].

а также нижеприводимых данных по распределению редких и редкоземельных элементов, сложена гнейсами исходно магматического генезиса.

На диаграмме $SiO_2-(Zr:TiO_2)$ [207] точки составов гиперстеновых плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов располагаются в поле

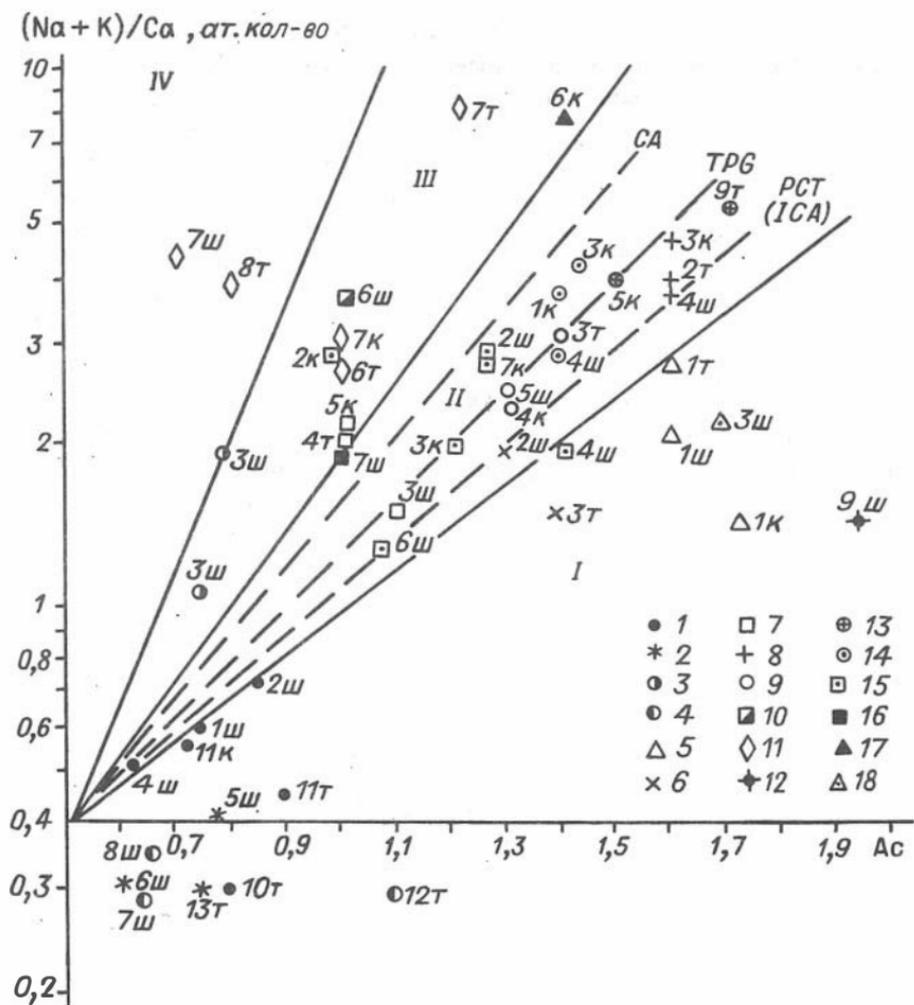


Рис.6. Соотношение средних составов основных пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев, плаггиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов среднего и кислого состава и чарнокитоидов на диаграмме $(Na + K)/Ca - Ac$ [14]:

1 - пироксен-плаггиоклазовые высокожелезистые кристаллосланцы базальтового и андезитобазальтового состава; 2 - пироксен-плаггиоклазовые высокомагнезиальные кристаллосланцы пикритобазальтового состава; 3 - пироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы субщелочного трахибазальтового и трахиандезитобазальтового

состава; 4 - пироксен-плагиоклазовые высокоизвестковистые породы габброидного состава; 5-7 - гиперстеновые плагиогнейсы: 5 - риодацитового, 6 - дацитового, 7 - андезитового состава; 8-10 - двуполевошпатовые гнейсы: 8 - риолитового, 9 - дацитового, 10 - трахиандезитового (кварцево-монцодиоритового) состава; 11 - глиноземистые, 12 - гранатые (метатерригенные породы); 13-18 - чарнокитоиды: 13 - гранитового, 14 - гранодиоритового, 15 - кварцево-диоритового и диоритового, 16 - монцодиоритового, 17 - граносиенитового, 18 - плагиогранитового состава. Номера пород соответствуют таковым в табл.4-6,13,20,21 соответственно для Шилкинского (Ш), Кузеевского (К) и Таракского (Т) блоков; I-IV - поля щелочности и группы серий (в скобках) [14]: I - известковое (низкокалиевая толеитовая), II - известково-щелочное (среднекалиевая и повышенно-калиевая), III - субщелочное (высококалиевая), IV - щелочное. Главные тренды архейского магматизма: PCT - первично-коровый, совпадающий с островодужным известково-щелочным (ICA), TPG - тоналит-плагиогранитовый, CA - главный эволюционный известково-щелочной тренд.

составов дацитов, риодацитов и вдоль линии, отделяющей их от субщелочных магматитов, отличающихся, как известно, повышенным фоном Zr (рис.7). Средние содержания Zr в гнейсах канского комплекса обычно превышают среднюю распространенность его в кислых породах [18], что является весьма характерной региональной особенностью. Цирконием заметно обогащены высокоглиноземистые кристаллосланцы и гранатые гнейсы (гранулиты) как наиболее вероятные продукты метаморфизованных кор выветривания.

Глиноземистые биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы и высокоглиноземистые кристаллосланцы по химическому составу преимущественно калиевые, обычно низкокальциевые и с пониженным натрием породы. Содержание Al_2O_3 в гнейсах в среднем колеблется от 16 до 22 %, а в кристаллосланцах достигает 23,5-28,5 % (см. табл.3-5). Эти особенности их состава, наряду с повышенной железистостью и магниальностью, весьма низким $FeO:Fe_2O_3$ (колеблется в пределах 1,2-4), позволяют сопоставлять их с метапелитами более молодых эпох и отличать от магматических плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов. Такое же низкое $FeO:Fe_2O_3$, равное 1,9 и у гранатых гнейсов - гранат-кварц-полевошпатовых гранулитов, ассоциирующих с глиноземистыми гнейсами и отличающихся низким содержанием TiO_2 , Al_2O_3 , MgO и щелочей и повышенным SiO_2 (см. табл.4). Подобные черты химизма

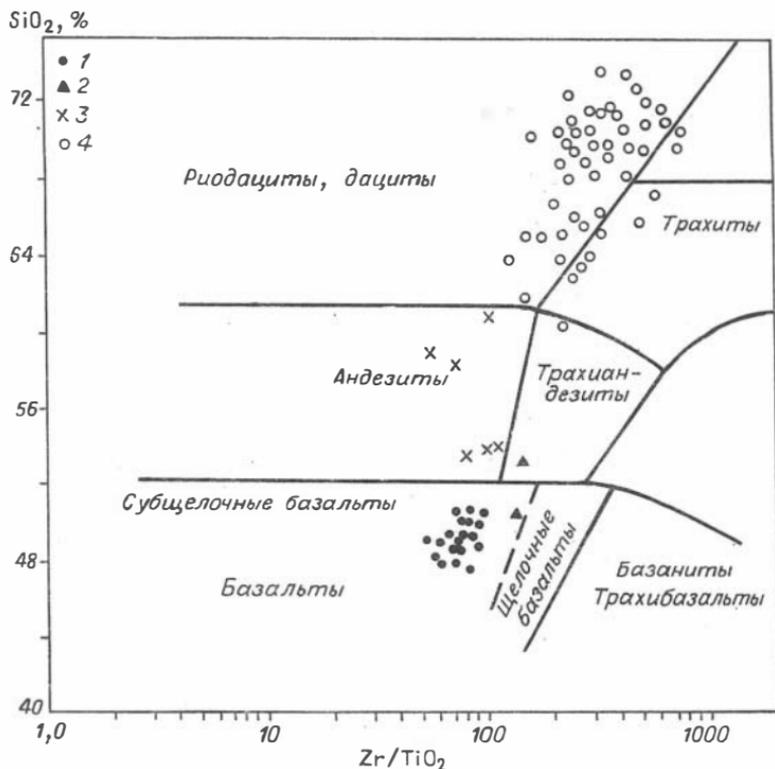


Рис.7. Диаграмма SiO_2 - Zr/TiO_2 для гранулитов канского комплекса [207]:

1 - основные кристаллосланцы повышенной железистости и известковистости; 2 - кристаллосланцы субщелочного, 3 - среднеосновного и среднего составов; 4 - гиперстенные плагиогнейсы и двуполевошпатовые гнейсы кислого состава.

присущи таким метаосадочным породам, как полевошпатовые кварциты и аркозовые песчаники. На диаграмме Ля Роша [170] составы глиноземистых гнейсов расположены в основном в поле глиноземистых сланцев и правее линии тренда составов магматических пород. Левее, вдоль этой линии распределены составы плагио- и двуполевошпатовых гнейсов, частично совпадающие с полем не различающихся по химизму граувакков и кислых магматических образований (рис.8).

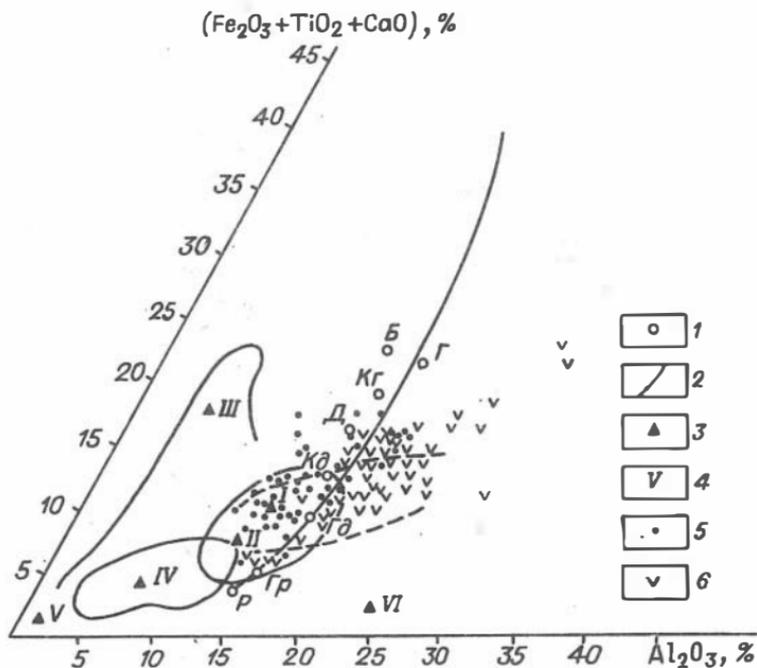


Рис.8. Диаграмма $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ для гиперстеновых плагиогнейсов, двуполевошпатовых гнейсов и глиноземистых пород канского комплекса:

1 - средние составы магматических пород: Б - базальт, Г - габбро, Кг - кварцевое габбро, Д - диорит, Кд - кварцевый диорит, Гд - гранодиорит, Гр - гранит, Р - риолит; 2 - тренд состава магматических пород; 3 - средние составы осадочных пород; 4 - поля составов осадочных пород: I - глинистых сланцев, II - граувакк, III - лититовых песчаников, IV - аркозов, V - кварцитов, VI - каолиновых глин; 5 - составы гиперстеновых плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов; 6 - составы глиноземистых гнейсов и высокоглиноземистых кристаллосланцев.

Петрохимическая специфика глиноземистых гнейсов видна и на диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис.9). Среди глиноземистых гнейсов по содержанию кремнезема преобладают средние составы нередко повышенной щелочности. Для плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов более

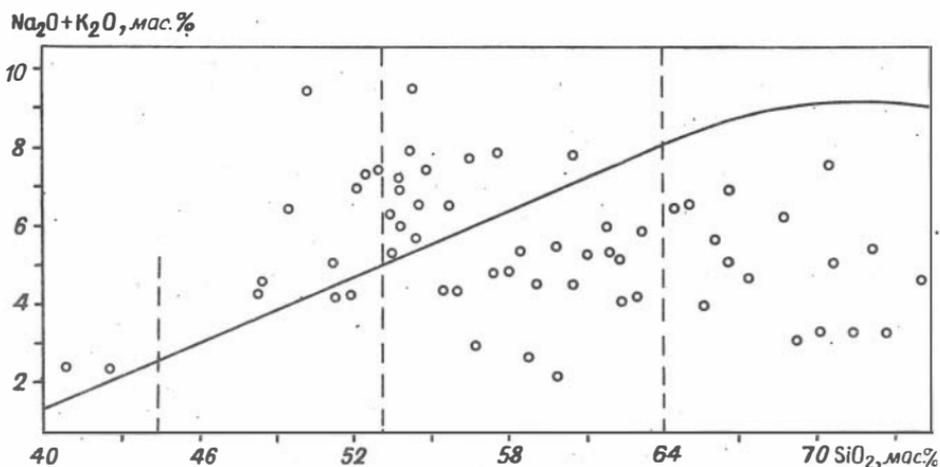


Рис.9. Общая щелочность глиноземистых пород канского комплекса.

характерны кислые составы (см.рис.3), соответствующие области распространения магматических пород нормальной щелочности.

Редкоземельные и редкие элементы. Результаты исследования РЗЭ в гиперстеновых плагио- и двуполевошпатовых гнейсах кислого состава (табл.7) позволяют уверенно сопоставлять их с архейскими кислыми вулканическими породами типа FII (рис.10), развитыми в разрезах многих вулканических поясов [48]. Для тех и других характерны общий повышенный уровень содержаний РЗЭ, соответствующий в гнейсах верхнему граничному пределу их концентраций в архейских вулканитах такого типа, умеренное обеднение тяжелыми лантаноидами $(La:Yb)_N = 13-15$, наличие отрицательной аномалии Eu. Распределение РЗЭ в проанализированных пробах гнейсов дацит-риодацитового состава совершенно аналогично таковому в средних составах риолитов и особенно дацитов FII, которые, по мнению К.Конди [48], весьма схожи с современными кислыми известково-щелочными вулканитами, хотя и отличаются от них повышенными концентрациями переходных малых металлов и высокими Ni:Co.

Имеются определенные геохимические различия и среди гнейсов. Так, двуполевошпатовые гнейсы отличаются от плагиогнейсов в среднем несколько повышенным уровнем концентрации РЗЭ и более глубоким Eu минимумом (см.рис.10); им присущ также более высокий фон Th,Rb,Ba,Zr,

Т а б л и ц а 7

Содержание петрогенных (в мас.%), редких, радиоактивных и редкоземельных (в г/т) элементов в гнейсах канского метаморфического комплекса

Компо- нент	Плаггиогнейсы гиперстеновые				Гнейсы двуполовошпатовые					
	204-85	309-85	85-73	84-72	283-85	39-72	92-73	522	9I-73	II3-73
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	69,03	71,87	71,00	58,20	69,42	68,50	67,49	65,57	61,00	57,00
TiO ₂	0,73	0,92	0,78	1,33	0,67	0,80	1,06	1,09	1,10	0,88
Al ₂ O ₃	13,30	11,18	12,70	17,00	13,41	14,20	12,57	16,02	16,00	16,60
Fe ₂ O ₃	0,58	0,64	0,68	0,74	0,40	н.о.	1,05	1,30	0,62	5,21
FeO	5,42	5,19	5,38	9,64	5,39	5,66	7,07	5,47	7,81	6,26
MnO	0,07	0,07	0,10	0,14	0,08	0,04	0,08	0,05	0,09	0,11
MgO	2,45	2,73	2,07	3,46	2,30	3,11	3,75	3,20	3,25	4,40
CaO	3,15	3,73	2,45	4,57	1,43	1,44	2,24	1,39	3,05	2,35
Na ₂ O	2,80	1,51	2,45	2,40	1,73	1,85	1,67	1,79	1,95	2,25
K ₂ O	1,24	0,92	2,05	1,38	4,10	3,45	2,17	3,30	4,00	4,70
P ₂ O ₅	0,05	0,12	0,14	0,22	0,09	0,32	0,06	0,11	0,17	0,08
ППШ	0,50	0,38	0,21	0,77	0,56	1,14	0,16	1,07	0,81	0,35
Th	13,7	19,1	13,8	11,3	19,5	20,0	20,08	17,4	20,10	12,2
U	1,0	2,6	1,0	0,6	1,0	0,6	0,7	1,8	0,8	0,15
La	48	51	40	53	60	52	59	71	55	47
Ce	84	91	72	90	103	91	95	128	91	85
Nd	33	40	31	39	35	35	30	47	40	35
Sm	7,0	7,6	6,5	6,8	8,9	8,1	10	10,4	7	6
Eu	1,5	1,5	1,5	2,1	1,7	1,6	1,3	1,6	2,2	1,76
Gd	-	6	-	-	7,4	-	6,5	-	6,2	-
Tb	0,9	1,0	1,1	0,9	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	0,8
Tm	-	0,5	-	-	0,6	-	0,5	-	0,38	-
Yb	1,8	3,9	3,7	2,8	4,0	2,0	3,0	2,1	2,4	3,4
Lu	0,3	0,4	0,37	0,35	0,4	0,3	-	0,3	0,28	0,49
(La/Yb) _N	18	9	7,5	12,7	10	18	13	23	15,4	9,1
Li	25	10	26	15	15	19	12	23	15	2
Rb	38	31	68	31	113	115	105	140	2	2
Ba	270	330	470	745	950	835	490	610	1100	1271
Sr	149	152	175	210	212	190	100	150	213	2
Zr	-	320	280	-	340	190	375	500	-	-
Hf	6,5	10,3	7,1	10,3	8,6	6,9	8,7	13	5,9	2,5
Ta	0,3	1,3	0,7	0,7	0,5	0,5	0,7	0,7	0,9	0,6
Sc	-	20	18	10	24	19	21	9	7	34
V	92	117	107	120	85	100	150	120	142	-
Cr	63	56	60	75	65	75	94	95	71	95
Co	10	8	9	25	12	13	17	20	17	30
Ni	26	35	19	32	30	30	35	52	29	-
Cu	30	12	8	52	11	17	11	19	24	-
Zn	85	81	70	220	65	78	95	116	123	-

П р и м е ч а н и е. 1-3 - гиперстеновые плаггиогнейсы плаггиориодацитового состава: 1 - Би+Гип+Кв+Пл+ (Ци+Мон+Ап+Руд); 2 - Би+Гр+Гип+Кв+Пл+ (Ци+Мон+Ап+Руд); 3 - Гр+Би+Гип+Кв+Пл+ (Ци+Мон+Ап+Руд); 4 - гиперстеновый плаггиогнейс андезитового состава: Би+Гр+Гип+Пл+ (Руд+Кв+Ап+Ци); 5-10 гнейсы двуполовошпатовые риодацитового (5,6), лацитового (7,8), трахиандезитового (9,10) составов: 5 - Би+Гр+Кв+Пл+Кпш+(Ци+Мон+Ап+Руд), 6 - Би+Гр+Гип+Кв+Пл+Кпш+(Ци+Мон+Ап+Руд), 7 - Би+Гр+Гип+Пл+Кпш+(Ци+Мон+Ап+Руд), 8 - Би+Гр+Корд+Кв+Пл+(Ци+Мон+Руд), 9 - Гр+Гип+Би+Кв+Пл+Кпш+(Ци+Ап+Руд), 10 - Гр+Гип+Корд+Би+Кв+Пл+(Ци+Мон+Ап+Руд); 11-17 - гнейсы глиноземистые (метапелиты): 11 - Би+Гр+Сил+Кв+

Компо- нент	Гнейсы глиноземистые							Гнейсы гранат-биотитовые и биотит-гиперстеновые			
	7I8	94-72	538	ш-1025	303-85	573	101-72	I38	304-85	89-73	I34
	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I
SiO ₂	69,55	53,7	56,64	53,79	52,76	52,04	48,30	70,97	69,14	65,10	66,78
TiO ₂	0,65	1,07	0,88	0,96	0,85	0,47	0,93	0,64	0,85	1,10	0,73
Al ₂ O ₃	15,89	17,2	21,61	19,46	22,08	27,41	22,30	12,33	12,31	12,60	14,19
Fe ₂ O ₃	1,20	2,71	0,90	4,79	1,37	3,08	3,42	1,05	0,90	3,45	0,85
FeO	4,10	12,14	7,96	5,28	9,54	3,86	10,06	5,19	5,40	6,19	5,05
MnO	0,08	0,27	0,09	0,08	0,04	0,08	0,14	0,16	0,08	0,11	0,15
MgO	1,19	5,50	2,96	3,89	3,87	2,99	5,01	1,91	2,96	3,60	2,33
CaO	1,53	2,55	0,82	2,09	0,54	2,49	2,03	2,83	3,46	3,10	3,94
Na ₂ O	1,57	1,81	1,35	2,71	1,13	3,63	1,61	2,05	1,56	1,70	3,49
K ₂ O	3,38	2,00	6,27	6,67	6,18	3,19	5,00	2,21	1,52	2,62	1,43
F ₂ O ₅	0,11	0,01	0,07	0,14	0,10	0,14	0,09	0,04	0,13	0,17	0,10
ШШ	0,49	0,91	0,35	0,72	0,82	0,51	0,72	0,62	0,56	0,26	1,00
Th	25,3	19,9	16,4	24,5	19,2	46,6	29,2	1,2	7,5	12,6	13,8
U	2,2	1,0	1,5	1,7	1,0	3,9	0,6	0,1	1,1	0,6	1,5
La	33	50	56	54,1	67	22,6	60	12,5	35	37	50
Ce	58	88	89	109	104	50	117	20	68	73	81
Nd	21	47	32	45	41	24	43	8	21	41	34
Sm	5,8	10,5	7,1	8,4	8,7	5,2	9,8	1,7	4,8	8	6
Eu	1,9	1,2	1,5	1,7	2,3	1,2	2,2	1,1	1,8	1,3	2,15
Gd	-	7,0	5,6	7,1	7,1	5,7	8,4	-	-	6,5	-
Tb	1,0	1,0	1,0	0,9	1,2	1,0	1,5	1,1	1,0	1,1	1,1
Tm	-	0,42	0,40	0,3	0,54	0,40	0,77	-	0,8	0,36	-
Yb	3,6	2,6	2,20	1,59	2,6	2,23	5,0	9,5	5,4	2,3	3,5
Lu	0,43	0,36	0,3	0,21	0,4	0,33	0,6	1,6	1,0	-	0,48
(La/Yb) _N	6,2	13	17	23	17,4	7	8,1	0,9	4,3	11	9,6
Li	16	13	12	39	15	20	15	8,3	9	10	15
Rb	120	145	218	260	190	90	195	48	57	95	60
Ba	700	640	840	1200	1190	942	1250	790	450	840	400
Sr	170	150	113	172	150	174	122	176	160	129	150
Zr	230	490	250	180	180	370	200	240	190	200	160
Hf	8,1	11	5,7	4,3	4,1	12,4	4,6	9	5,7	5,9	5,0
Ta	1,0	1,4	0,8	1,4	1,0	2,6	1,2	0,4	0,6	0,7	0,5
Sc	19	20	17	25	40	8,5	-	33	25	24	19
V	43	133	126	170	135	82	150	80	73	90	100
Cr	63	98	88	110	125	60	100	97	49	90	209
Co	25	32	17	27	17	30	36	11	17	17	10
Ni	12	60	53	52	66	66	78	20	24	20	37
Cu	20	29	30	17	15	24	22	19	12	18	29
Zn	125	150	140	150	160	165	220	57	87	120	84

Пл+(Щи+Мон+Руд), 12 - Би+Гр+Гип+Кв+Пл+Кпш+Корд+(Щи+Мон+Руд), 13 - Гип+Корд+Сил+Кв+Пл+Кпш+(Щи+Мон+Руд), 14 - Би+Гр+Шп+Кор+Сил+Корд+Кв+Пл+Кпш+(Щи+Мон), 15 - Би+Гр+Шп+Сил+Корд+Кор+Кв+Пл+Кпш+(Щи+Мон+Руд), 16 - Гип+Корд+Сил+Кв+Пл+Кпш+(Щи+Мон+Руд), 17 - Би+Гр+Сил+Корд+Кв+Пл+Кпш+(Щи+Мон+Руд); 18-21 - гнейсы гранат-биотитовые (³Гип) (металлсмиты): 18 - гнейс гранат-биотитовый чарнокитизированный: Гр+Би+Пл+Кв+Кпш+(Руд+Шп+Гип), 19 - биотит-гиперстеновый гнейс: Гип+Кв+Пл+(Би+Гр+Щи+Мон+Ап+Руд), 20 - гнейс биотит-гиперстеновый: Би+Гип+Кв+Пл+Кпш+(Гр+Щи+Мон+Ап+Руд), 21 - гнейс гранатовый: Гр+Би+Пл+Кв+Руд.

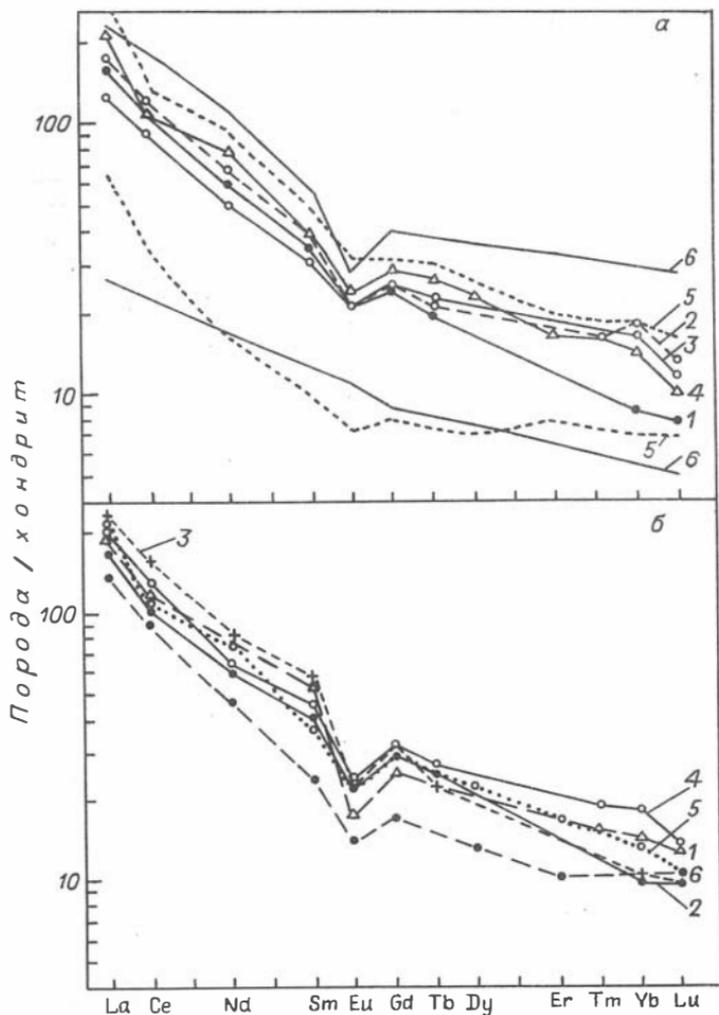


Рис.10. Графики распределения нормированных по хондриту [144] содержаний РЗЭ в гранулитах канского комплекса:

а - в гиперстеновых плагиогнейсах (1 - обр.204-85; 2 - 309-85; 3 - 85-73, см.табл.7) в сопоставлении со средними концентрациями РЗЭ в архейском риодаците F II(4), с граничными их уровнями содержаний в архейских кислых вулканических породах типа F II(5) и в современных кислых известково-щелочных вулканических породах (6); **б** - в двуполовошпатовых гнейсах (1 - обр.92-73; 2 - 39-72; 3 - 522; 4 - 283-85, см.табл.7) в сопоставлении со средними содержаниями РЗЭ в архейском риодаците F II(5) и риолите F II(6) [48].

Pb, Zn часто Sr (табл.8-10). Сходный с двуполевошпатовыми гнейсами характер распределения РЗЭ наблюдается у ассоциированных биотит-гиперстеновых гнейсов кислого и среднего состава, которые, очевидно, и генетически с ними тесно связаны.

Наряду с этим встречаются биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы андезитового состава, по уровню содержаний РЗЭ аналогичные плагиогнейсам и двуполевошпатовым гнейсам кислого состава (см.табл.7, рис.11), но отличающиеся отсутствием аномалии в содержании Eu. В сравнении с основными кристаллосланцами стратифицированных тел (см. ниже) они более дифференцированы в отношении РЗЭ и в 3-3,5 раза обогащены легкими лантаноидами, в 10-15 раз Rb и Th, а также Li, Ba, Hf, V. По содержанию и характеру распределения РЗЭ гнейсы андезитового состава обнаруживают удивительное сходство с выделяемыми К.Конди

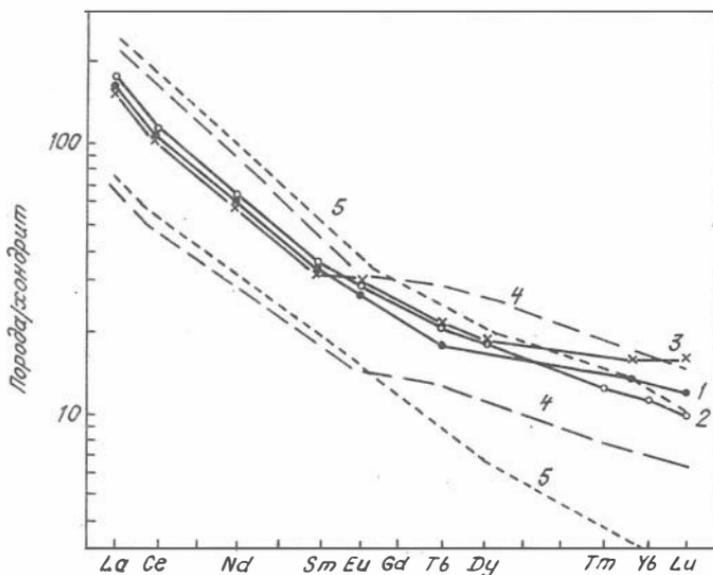


Рис.11. Распределение нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гиперстеновых гнейсах андезитового (1 - обр.84-72) и трахиандезитового (2 - обр.91-73 и 3 - обр. 113-73) состава в сопоставлении с граничными содержаниями в архейских андезитах типа II (4) и в современных высококалийевых известково-щелочных андезитах (5) [48].

Таблица 8

Распределение микроэлементов в гнейсах кузеевской толщи Шилкинского блока

П о р о д а	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
Плаггиогнейсы гипер- стенные (1,2,3)*	16	$\frac{11}{7}$	$\frac{64}{21}$	$\frac{135}{27}$	$\frac{400}{160}$	$\frac{260}{130}$	$\frac{20}{10}$	$\frac{13}{3}$	$\frac{52}{15}$	$\frac{92}{20}$	$\frac{19}{6}$	$\frac{37}{15}$	$\frac{26}{8}$	$\frac{88}{17}$	$\frac{2,2}{1,5}$ (9)
<u>Гнейсы</u> двуполевошпатовые риодацитового сос- тава (4)	9	$\frac{18}{7}$	$\frac{110}{18}$	$\frac{210}{75}$	$\frac{760}{200}$	$\frac{200}{30}$	$\frac{35}{20}$	$\frac{10}{6}$	$\frac{64}{30}$	$\frac{85}{21}$	$\frac{10}{5}$	$\frac{20}{7}$	$\frac{20}{9}$	$\frac{71}{30}$	$\frac{1,8}{0,9}$ (6)
двуполевошпатовые дацитового сос- тава (5)	7	$\frac{12}{2}$	$\frac{80}{24}$	$\frac{165}{25}$	$\frac{730}{210}$	$\frac{272}{160}$	$\frac{18}{7}$	$\frac{15}{20}$	$\frac{110}{40}$	$\frac{160}{50}$	$\frac{11}{4}$	$\frac{32}{10}$	$\frac{23}{13}$	$\frac{97}{24}$	$\frac{2,0}{0,8}$ (8)
двуполевошпатовые андезитового и трахиандезитового состава (6)	10	$\frac{20}{3}$	$\frac{75}{32}$	$\frac{180}{35}$	$\frac{850}{220}$	$\frac{190}{70}$	$\frac{23}{6}$	$\frac{10}{6}$	$\frac{130}{40}$	$\frac{120}{25}$	$\frac{23}{8}$	$\frac{35}{13}$	$\frac{28}{14}$	$\frac{115}{47}$	$\frac{2,3}{1,1}$ (12)
глиноземистые гра- нат-силлиманит- кордиеритовые (7,8)	8	$\frac{17}{6}$	$\frac{135}{34}$	$\frac{115}{51}$	$\frac{970}{410}$	$\frac{180}{30}$	$\frac{35}{10}$	$\frac{15}{4}$	$\frac{150}{33}$	$\frac{100}{23}$	$\frac{30}{17}$	$\frac{45}{18}$	$\frac{28}{11}$	$\frac{140}{45}$	$\frac{2,6}{0,9}$ (5)
гранатовые - гра- нулиты (9)	6	$\frac{10}{4}$	$\frac{50}{30}$	$\frac{150}{13}$	$\frac{460}{170}$	$\frac{300}{90}$	$\frac{19}{5}$	$\frac{26}{12}$	$\frac{78}{28}$	$\frac{148}{75}$	$\frac{14}{3}$	$\frac{20}{7}$	$\frac{25}{12}$	$\frac{68}{21}$	$\frac{6,3}{1,5-13}$ (3)

П р и м е ч а н и е. В этой и других таблицах, отражающих содержание микроэлементов в породах: n - количество проанализированных проб, над чертой - среднее содержание элемента в породе - $n \cdot 10^{-4}$ % (кроме золота), под чертой - стандартное отклонение или пределы изменения содержаний - минимальное и максимальное их значение. Золото в $n \cdot 10^{-7}$ % (в скобках число проб).

* В этой и других таблицах содержаний редких и радиоактивных элементов (числа в скобках) отвечают порядковому номеру в таблицах химического (петрохимического) состава пород соответствующего блока.

Таблица 9

Распределение микроэлементов в породах кузеевской толщи Кузеевского блока

Порода	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
Плагииогнейсы гипер- стеновые (1,2)	22	$\frac{15}{5}$	$\frac{58}{20}$	$\frac{135}{70}$	$\frac{380}{120}$	$\frac{260}{40}$	$\frac{20}{10}$	$\frac{18}{5}$	$\frac{120}{90}$	$\frac{100}{28}$	$\frac{12}{4}$	$\frac{24}{4}$	$\frac{24}{9}$	$\frac{80}{16}$	$\frac{2,6}{0,7}$ (9)
Гнейсы двуполево- шпатовые (3,4,5)	15	$\frac{14}{7}$	$\frac{130}{30}$	$\frac{133}{50}$	$\frac{880}{170}$	$\frac{250}{50}$	$\frac{48}{25}$	$\frac{12}{7}$	$\frac{70}{26}$	$\frac{80}{45}$	$\frac{20}{15}$	$\frac{27}{12}$	$\frac{28}{20}$	$\frac{160}{80}$	$\frac{2,3}{0,9}$ (8)
Гнейсы глиноземис- тые (6,7,8)	20	$\frac{20}{9}$	$\frac{148}{55}$	$\frac{160}{55}$	$\frac{950}{460}$	$\frac{185}{50}$	$\frac{35}{25}$	$\frac{30}{6}$	$\frac{95}{45}$	$\frac{128}{60}$	$\frac{24}{6}$	$\frac{44}{19}$	$\frac{35}{16}$	$\frac{140}{65}$	$\frac{2,8}{1,2}$ (10)
Кристаллосланцы вы- сокоглиноземистые (9,10)	5	$\frac{18}{12}$	$\frac{110}{28}$	$\frac{110}{19}$	$\frac{490}{170}$	$\frac{236}{43}$	$\frac{16}{9}$	$\frac{24}{9}$	$\frac{75}{21}$	$\frac{140}{46}$	$\frac{40}{12}$	$\frac{80}{18}$	$\frac{40}{15}$	$\frac{230}{140}$	-
Кристаллосланцы двупироксеновые (11,12)	6	$\frac{12}{3}$	$\frac{8}{6}$	$\frac{200}{90}$	$\frac{320}{40}$	$\frac{95}{10}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{54}{20}$	$\frac{300}{50}$	$\frac{138}{38}$	$\frac{80}{25}$	$\frac{100}{14}$	$\frac{95}{30}$	$\frac{100}{60}$	$\frac{3,0}{0,8}$ (5)

Т а б л и ц а 10

Распределение микроэлементов в породах атамановской толщи Таракского блока

Порода	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
Плагиогнейсы гранат-биотитовые (I)	7	$\frac{20}{8}$	$\frac{81}{15}$	$\frac{150}{26}$	$\frac{337}{90}$	$\frac{263}{20}$	$\frac{29}{14}$	$\frac{15}{3}$	$\frac{45}{22}$	$\frac{68}{15}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{18}{8}$	$\frac{14}{13}$	$\frac{61}{15}$	$\frac{2,0}{0,8}$ (9)
Гнейсы двуполовошпатовые гранат-биотитовые (2,3,4)	15	$\frac{21}{9}$	$\frac{137}{23}$	$\frac{168}{38}$	$\frac{566}{79}$	$\frac{336}{116}$	$\frac{35}{12}$	$\frac{10}{4}$	$\frac{61}{38}$	$\frac{78}{23}$	$\frac{11}{6}$	$\frac{28}{12}$	$\frac{24}{21}$	$\frac{94}{19}$	$\frac{1,8}{0,7}$ (11)
Гнейсы глиноземистые гранат-биотит-кордиеритовые (5,6,7)	29	$\frac{27}{10}$	$\frac{148}{52}$	$\frac{160}{57}$	$\frac{665}{167}$	$\frac{200}{31}$	$\frac{38}{14}$	$\frac{21}{7}$	$\frac{99}{38}$	$\frac{93}{31}$	$\frac{16}{5}$	$\frac{35}{11}$	$\frac{30}{6}$	$\frac{133}{50}$	$\frac{2,8}{1,9}$ (23)
Кристаллосланцы высокоглиноземистые (8)	4	$\frac{31}{15-44}$	$\frac{120}{82-140}$	$\frac{200}{160-290}$	$\frac{580}{550-670}$	$\frac{330}{290-370}$	$\frac{40}{35-50}$	$\frac{8}{7-9}$	$\frac{290}{160-400}$	$\frac{140}{68-220}$	$\frac{28}{20-40}$	$\frac{76}{60-88}$	$\frac{50}{24-75}$	$\frac{130}{120-135}$	-
Кристаллосланцы пироксен-плагиоклазовые (метабазиты) (10,11)	5	$\frac{13}{5}$	$\frac{18}{4}$	$\frac{168}{51}$	$\frac{384}{100}$	$\frac{130}{6}$	$\frac{10}{5}$	$\frac{27}{2}$	$\frac{215}{90}$	$\frac{129}{86}$	$\frac{47}{11}$	$\frac{71}{21}$	$\frac{56}{30}$	$\frac{151}{33}$	$\frac{3,1}{2,3}$ (4)

[48] андезитами типа II, развитыми обычно на более высоких стратиграфических уровнях в архейских зеленокаменных поясах (пояс Мидленус в Зимбабве; Ньянза в Кении и др.). Среди различающихся по РЗЭ трех типов архейских андезитов тип II наиболее дифференцирован в отношении РЗЭ, заметно обогащен легкими лантаноидами (примерно в 200 раз по сравнению с хондритами) и обнаруживает весьма незначительную аномалию Eu. Такие андезиты и гнейсы аналогичного состава по содержанию и распределению РЗЭ практически не отличимы от современных высококальциевых известково-щелочных андезитов, развитых в островных дугах, примыкающих к континентальным окраинам (типа Анд); т.е. степень геохимической дифференцированности в отношении РЗЭ и ряда других редких литофилов (Ba, Rb, Zr) у них примерно одинаковая. Однако архейские вулканы отличаются более высоким содержанием FeO, MgO, FeO:Fe₂O₃ и Ni:Co. Эти же свойства присущи и гранулитам андезитового состава канского комплекса.

Из анализа данных табл.8-10 следует, что фоновые концентрации редких элементов заметно изменяются в однотипных породах в зависимости от их петрохимического состава и принадлежности к тому или иному стратиграфическому уровню - толще или блоку. Так, в двуполевошпатовых гнейсах отмечается тенденция к увеличению содержаний Rb, Pb и к снижению - Sc, V, Cr, Co, Cu, Zn, Au, Ni от андезит-дацитовых к риодацитовым составам. Плагио- и двуполевошпатовые гнейсы атамановской толщи (Таракский блок) в сравнении с аналогичными породами нижежающей кузеевской толщи (Шилкинский блок) содержат больше Li, Rb, Pb и меньше Ba, Co, Ni, Cr, Cu, Zn. Это определяется и общим уровнем дифференциации исходных магматических минеральных масс и P-T условиями метаморфизма, о чем подробнее будет сказано ниже.

В глиноземистых гнейсах выделяется два крайних типа распределения РЗЭ (рис.12а). Первый более распространенный тип - с отрицательной аномалией в содержании Eu. Он унаследован от гиперстеновых плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов - первично магматических образований кислого состава, за счет дезинтеграции которых в первую очередь могли развиваться глиноземистые породы. Этот тип сопоставляется с распределением РЗЭ в средних составах постархейских глинистых сланцев (типа австралийских, североамериканских, европейских [106]).

Второй тип распределения РЗЭ - без аномалии в концентрации Eu (см.рис.12б) - присущ той части глиноземистых гнейсов и гранатовых

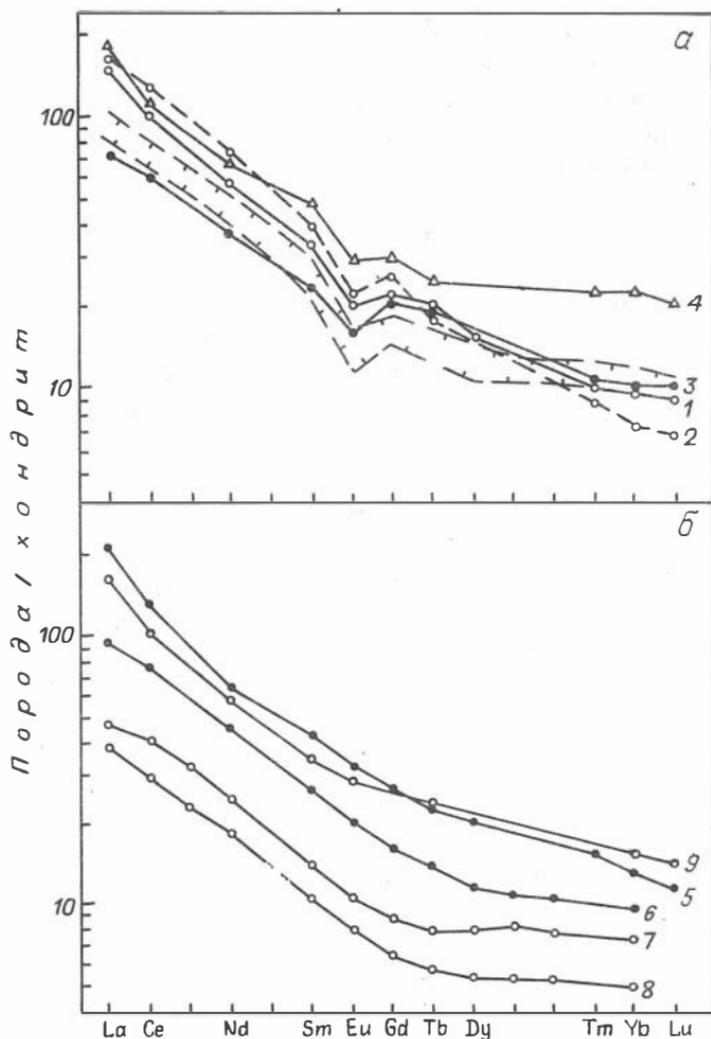


Рис.12. Распределение нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в глиноземистых гнейсах канского комплекса:

а - с отрицательной Eu-аномалией (1 - обр.538; 2 - Ш-1025; 3 - 573; 4 - 101-72, см.табл.7); линии с зубчиками ограничивают средние составы глинистых сланцев [106]; **б** - распределение с отсутствием Eu-аномалии (5 - обр.303-85; 9 - обр.134); 6-8 - типичные осадочные породы архейского возраста: 6 - Калгурли, 7 - группа Фиг-Три, 8 - группа Модис [106].

гранулитов (метапелитов и метапесчаников), которая по спектру РЗЭ соответствует гнейсам андезитового и андезит-дацитового (тоналитового) состава. Он весьма сходен с распределением РЗЭ в типичных слабо дифференцированных осадочных породах архейских зеленокаменных поясов, например, Австралии, Южной Африки и др. [106]. В том и другом случае концентрация РЗЭ в глиноземистых гнейсах канского комплекса достаточно высокая: в 150-200 раз выше в сравнении с хондритами, в 2-4 раза выше, чем в осадках зеленокаменных поясов. Исключение представляют высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 27,44$, обр. - 573) кристаллосланцы основного состава, в которых содержание легких РЗЭ немного ниже.

По особенностям распределения РЗЭ глиноземистые гнейсы с отрицательной аномалией в содержании Eu также неоднородны. Выделяются разновидности среднего состава ($SiO_2 > 53$ %) с более дифференцированным распределением РЗЭ (отношение нормированных La к Yb 18-25) и отчетливо выраженной отрицательной аномалией Eu и разновидности основного состава ($SiO_2 < 53$ %) с менее дифференцированным распределением РЗЭ (La:Yb = 7-10) и менее проявленной отрицательной аномалией Eu. Последние по соотношению легких и тяжелых лантаноидов полностью соответствуют средним составам постархейских глинистых сланцев. Однако величина Eu минимума в них заметно меньше. Дефицит Eu в постархейских метапелитах - одна из наиболее характерных их особенностей, которую С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Леннан [106] связывают с химическим фракционированием внутри континентальной коры, обусловленным частичным плавлением и образованием гранитов.

С глиноземистыми породами ассоциируют гранат-биотитовые и гиперстеновые гнейсы (см. табл.7), отличающиеся от них и вышеохарактеризованных ортогнейсов пониженным содержанием легких РЗЭ (рис.13). Такие гранулиты нередко обогащены слабо дифференцированными тяжелыми лантаноидами, концентрирующимися преимущественно в гранате. Судя по этим признакам [106], - это метаосадочные кластогенные породы типа аркозов и граувакков, последние с заметной долей фемических минеральных масс.

Глиноземистые породы в сравнении с гиперстеновыми плагио- и двуполевошпатовыми гнейсами обогащены не только Al_2O_3 , но и ΣFeO , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , а также геохимически с ними связанными V, Co, Ni, Zn, Rb, Ba, Pb, обеднены SiO_2 , CaO, Na_2O , Sr; в них заметно ниже $FeO:Fe_2O_3$, подчеркивающее обогащенность их окисным железом, обусловленную

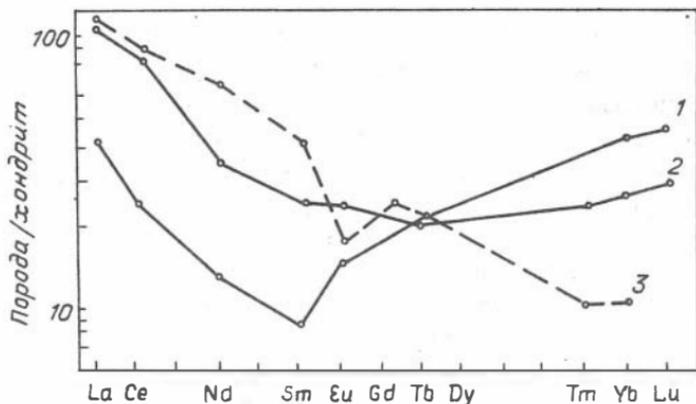


Рис.13. Распределение нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гранат-биотитовых гнейсах (1 - обр.138, 2 - 304-85, 3 - 89-73).

особенностями формирования подкутков выветривания эродированных блоков континентальной коры. Однако уровни содержаний и распределение РЗЭ у этих пород близки. Сходство в концентрации и особенностях распределения РЗЭ в глиноземистых метапелитах и ортогнейсах (см. табл.7, рис.10-13) - важный показатель "консервативности" РЗЭ, инертности их поведения как при метаморфизме, так и при дезинтеграции, выветривании или других процессах изменения исходных пород, сопровождавшихся в архее накоплением глинозема.

Высокоглиноземистые кристаллосланцы в сравнении с глиноземистыми гнейсами содержат больше Zr, Cr, Co, Ni, меньше Rb, Ba, что определяется их общей основностью; соотношением Fe, Mg и K (см. табл.8-10).

Оценка среднего состава гнейсов и степени их геохимической дифференцированности. Особый интерес представляют оценки средних составов наиболее распространенных в канском гранулитовом комплексе пород - гиперстеновых плагио- и двуполевошпатовых гнейсов дацит-риодацитового состава (табл.11). Выше уже указывалось на близость в содержании и распределении РЗЭ в исследуемых гнейсах и архейских кислых вулканитах типа FII [48]. Средние составы этих пород вполне сопоставимы не только по РЗЭ, но и по главным петрогенным (Si, Al, Fe⁺³, Ca) и некоторым малым (Zr, Co) элементам. Отличие состоит в том, что

Таблица 11

Средний химический состав гиперстеновых плагиогнейсов и двуполевошпатовых гнейсов в сравнении со средними составами архейского кислого вулканита, по К.Конди, и гранитоидов, по К.Таркяну и К.Ведеполю

Комп- нент						Комп- нент					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	69,4	68,4	68,4	67,2	74,3	Rb	58	120	-	110	170
TiO ₂	0,77	0,74	0,25	0,57	0,2	Cs	-	0,5	-	0,2	4
Al ₂ O ₃	13,1	14,2	14,8	15,5	13,6	Ba	398	713	1000	420	840
Fe ₂ O ₃	1,0	1,0	1,2	3,8	1,8	Sr	138	168	320	440	100
FeO	5,5	4,9	2,9			Zr	261	268	260	140	175
MnO	0,08	0,08	0,08	0,07	0,05	Hf	8,0	9,3	-	2,3	3,9
MgO	2,6	2,3	1,6	1,6	0,3	Ta	0,8	0,6	-	3,6	4,2
CaO	3,0	2,3	3,2	3,5	0,7	Sc	16	17	-	14	7
Na ₂ O	2,2	2,1	4,0	3,8	3,5	V	89	72	20	88	44
K ₂ O	1,45	3,33	1,65	3,0	5,0	Cr	92	84	40	22	4,1
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,25	0,21	0,37	Co	13	13	13	7	1
Th	15,6	18,9	-	8,5	17	Ni	27	27	20	15	4,5
U	1,1	1,3	-	3	3	Cu	23	24	15	30	10
La	46,3	60,5	65	45	55	Zn	79	105	55	60	39
Ce	82,6	104,3	87	81	92	Pb	24	35	-	15	19
Nd	34,5	36,8	47	33	37	Au	2,3	2,0	-	4	4
Sm	7,0	9,4	7,6	8,8	10	(La/Yb) _N	10,1	14,6	13,7	8,6	9,3
Eu	1,5	1,6	1,8	1,4	1,6	Eu/Eu*	0,70	0,59	-	0,48	0,51
Gd	6,0	6,8	7,0	8,8	10	Th/U	14,2	14,5	-	2,8	5,7
Tb	1,0	1,2	-	1,4	1,6	La/Th	3,0	3,4	-	5,3	3,2
Dy	-	-	6,7	6,3	7,2	La/Sc	2,9	3,6	-	2,8	7,8
Tm	0,5	0,6	-	0,3	0,3	Th/Sc	1,0	1,1	-	0,5	2,4
Yb	3,1	2,8	3,2	3,5	4,0	K/Rb	216	230	-	229	247
Lu	0,36	0,33	0,5	1,1	1,2	Rb/Sr	0,4	0,7	-	0,25	0,97
Li	15	17	-	24	40	Ba/Rb	6,9	5,9	-	3,8	4,9
						Ba/Sr	2,9	4,2	3,1	0,95	8,4

Примечание: 1,2 - средние составы гиперстеновых плагиогнейсов (1) и двуполевошпатовых гнейсов (2) канского комплекса; 3 - средний состав архейского дацит-риодацита типа FII [48]; 4,5 - средние составы гранитоидов, богатых (4) и бедных Ca (5), по К.Таркяну и К.Ведеполю [202]. Оксиды - в мас.%, малые элементы, кроме Au, в г/т, Au - мг/т. Eu/Eu* - содержание Eu, определенное путем интерполяции между соседними элементами при отсутствии Eu-аномалии на графике, нормированном по содержанию РЗЭ в хондрите.

гнейсы в 1,5-2 раза обогащены FeO и MgO, Cr, Cu, Zn, в 3-4 раза TiO₂ и V. В них существенно (в 1,5-2 раза) ниже содержание Na₂O, P₂O₅, Ba и Sr.

По уровню концентрации легких лантаноидов плагио- и двуполевошпатовые гнейсы совершенно аналогичны средним составам соответственно богатых и бедных Ca гранитоидов, по К.Таркяну и К.Ведеполю [202]. Двуполевошпатовые гнейсы и натриево-калиевые гранитоиды, кроме того, сходны по содержанию Th, Ba и La:Th. Существенным отличием архейских гнейсов кислого состава от средних составов этих гранитоидов является обогащенность (в 1,5-3 раза и более) гнейсов FeO, MgO, TiO₂,

Hf, Pb, Sc, Cr, Co, Ni, Zn (рис.14,15). Кроме того, для них характерно высокое Th:U и повышенное Ba:Rb. В гнейсах заметно ниже содержание Na_2O , K_2O , P_2O_5 , U, Li, Rb, Cs, Sr, тяжелых лантаноидов, а также $\text{Eu}:\text{Eu}^*$. Следовательно, древнейшие кислые гнейсы канского комплекса обогащены рядом гетерофильных и оксифильных фемических и сиалических [125] элементов, в том числе такими устойчивыми при метаморфизме, как TR, Th, Zr, Ti, Sc, Cr, Co, характеризующими наряду с другими компонентами высокую степень геохимической дифференцированности исходных сиалических масс, производных первично неистощенного мантийно-корового протовещества. Судя по фону Th, La, Ce, Zr, Hf, Ti, La:Yb, La:Th, степень геохимической дифференцированности - зрелости этих сиалических масс вполне сопоставима (и даже выше) с таковой среднего натриево-калиевого гранита, по К.Таркяну и К.Ведеполю. Причиной низкого содержания в гнейсах U, Li, Cs, Rb, высокого Th:U, повышенного Ba:Rb является метаморфизм, в процессе которого произошло обезвоживание,

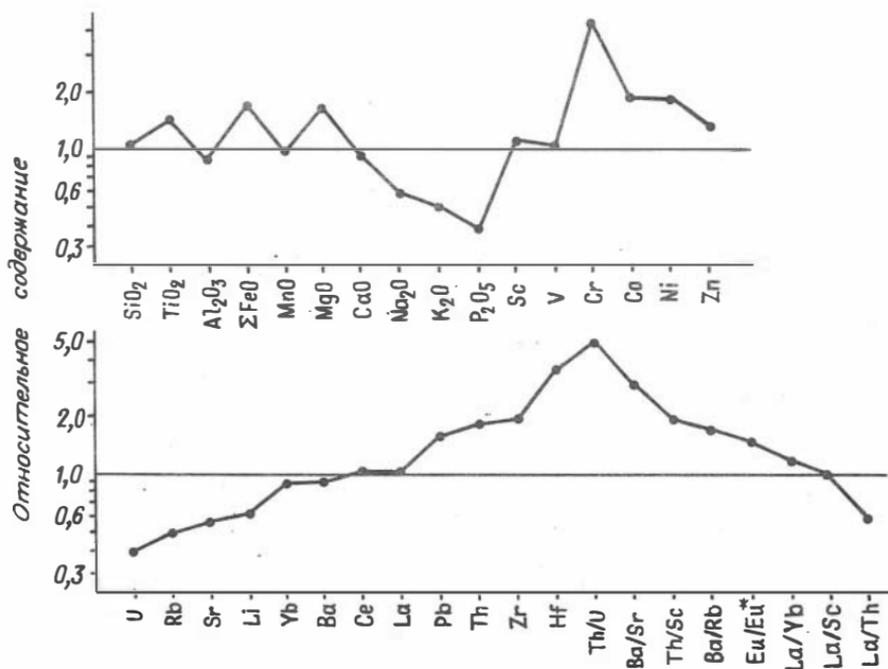


Рис.14. Графики нормированных по среднему составу богатого Са гранита [202] содержаний петрогенных и редких элементов в гиперстенowych плагиогнейсах канского комплекса.

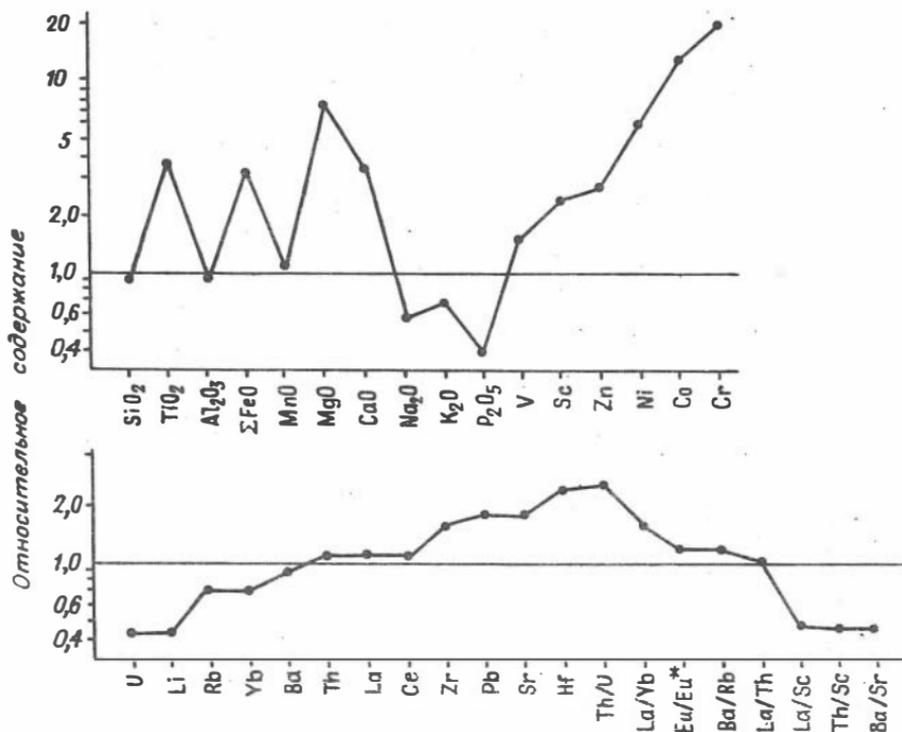


Рис.15. Графики нормированных по среднему составу бедного Са гранита [202] содержаний петрогенных и редких элементов в двуполевошпатовых гнейсах канского комплекса.

"высушивание" исходных пород с потерей летучих и наиболее подвижных компонентов, а также образование новых минеральных фаз.

Рассчитанный средний состав глиноземистых гнейсов канского комплекса (без учета проб высокоглиноземистых кристаллосланцев основного состава ($\text{SiO}_2 < 52\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 22\%$) по ряду компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 , Sc , Cr , Co , Ni) близок среднему составу постархейских глинистых сланцев, по С.Р.Тейлору, С.М.Мак-Леннану [106] (табл.12, рис.16). Существенное отличие состоит в том, что архейские глиноземистые породы в значительной степени обогащены ΣFeO , MgO , Th , легкими и средними лантаноидами, Zn , Pb , Au , в меньшей - Na_2O , K_2O , Ba ; и, напротив, резко обеднены U , Li , Cs , Sr , V , в меньшей мере -

Т а б л и ц а 12

Средний химический состав глиноземистых гнейсов канского комплекса в сравнении со средним постархейским глинистым сланцем

Компо- нент	1			Компо- нент	2			Компо- нент	3			Компо- нент	4		
	I	2	3		I	2	3		I	2	3		I	2	3
SiO ₂	58,3	60,3	62,8	Th	23,1	21,3	14,6	Li	22	23	75	Zn	143	136	85
TiO ₂	0,9	0,9	1,0	U	1,8	1,7	3,1	Rb	142	146	160	Pb	35	36	20
Al ₂ O ₃	19,5	18,5	18,9	La	51,9	59	38	Cs	2,5	2,5	15	Au	2,6	2,6	1,0
Fe ₂ O ₃	1,9	1,7	-	Ce	93,8	101	80	Ba	769	807	650	(La/Yb) _N	13	19	9,2
FeO	8,0	7,6	6,5	Nd	37	39	32	Sr	153	154	200	Eu/Eu*	0,82	0,78	0,66
MnO	0,08	0,08	0,11	Sm	7,8	8	5,6	Zr	236	204	210	Th/U	12,8	12,5	4,7
MgO	3,7	3,2	2,2	Eu	1,8	1,9	1,1	Hf	6,2	4,7	5,0	La/Th	2,3	2,8	2,6
CaO	1,5	1,4	1,3	Gd	6,8	6,6	4,7	Sc	15	15	16	La/Sc	3,5	3,9	2,4
Na ₂ O	1,5	1,5	1,2	Tb	1,12	1,0	0,77	V	114	105	150	Th/Sc	1,5	1,4	0,9
K ₂ O	4,0	4,1	3,7	Dy	5,1	-	4,4	Cr	111	106	110	K/Rb	232	233	192
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,16	Th	0,48	0,41	0,40	Co	23	21	23	Rb/Sr	0,93	0,95	0,8
Σ	99,5	99,4	99,9	Yb	2,7	2,1	2,8	Ni	45	40	55	Ba/Rb	5,4	5,5	4,1
III	0,7	0,7	6,0	Lu	0,37	0,31	0,43	Cu	37	36	50	Ba/Sr	5,0	5,2	3,3

П р и м е ч а н и е: 1 - средний состав глиноземистых гнейсов с учетом проб высокоглиноземистых кристаллосланцев (SiO₂<52 %, Al₂O₃>22 %); 2 - то же без учета проб высокоглиноземистых кристаллосланцев; 3 - средний состав постархейского терригенного глинистого сланца [106]. Оксиды - в мас.%, Au - в мг/т, остальные элементы - в г/т (n10⁻⁴ %).

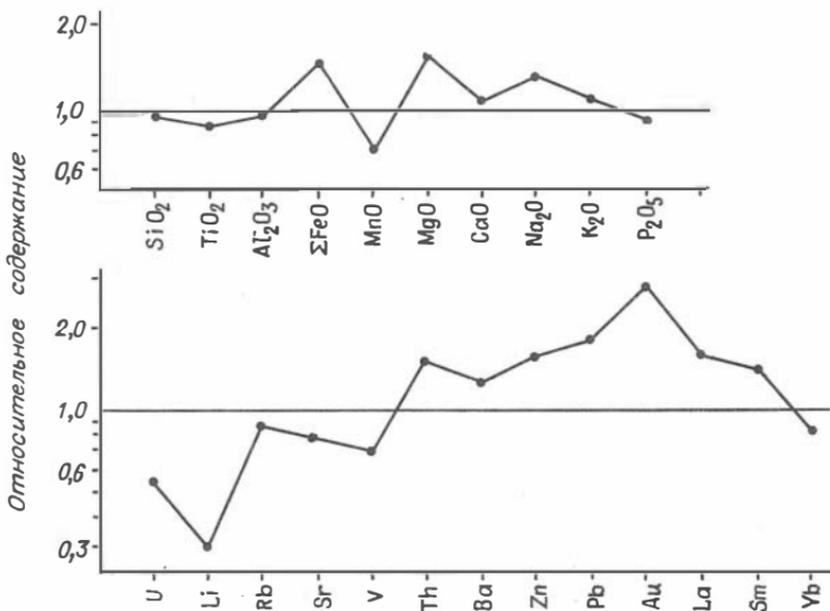


Рис.16. Графики нормированных по среднему составу постаршейских глинистых сланцев [106] содержаний петрогенных и редких элементов в глиноземистых гнейсах канского комплекса.

SiO₂, MnO, Rb, тяжелыми лантаноидами. Более высокие отношения La:Yb, La:Sc, Th:Sc в глиноземистых гнейсах - показатель повышенной степени дифференцированности вещества [106] в сравнении со средним глинистым сланцем. Высокие величины Th:U, K:Rb, Ba:Rb в гнейсах в сравнении с таковыми в глинистых сланцах и в целом в земной коре [18,106] свидетельствуют о выносе U и Rb при гранулитовом метаморфизме, о чем подробнее будет сказано ниже. Метаморфизм, очевидно, является и причиной резкого дефицита в гнейсах Li, Cs, хотя, впрочем, этот вопрос заслуживает особого изучения. Инертность Th и лантаноидов при метаморфизме подтверждается и относительным постоянством величины La:Th.

Петрогенные элементы. В Шилкинском блоке, где эти породы более широко распространены, по химическому составу выделяются три главных типа кристаллосланцев, отличающихся повышенным содержанием одного из трех петрогенных компонентов: ΣFeO , MgO или CaO . Высокожелезистыми кристаллосланцами сложены все пластовые стратифицированные тела, чередующиеся с гнейсами и имеющие преимущественно базальтовый, реже андезитобазальтовый состав (табл.13). Среднее содержание ΣFeO в них, соответственно, составляет 15,51 и 14,39%. Кристаллосланцы базальтового состава в целом по химизму близки к среднему составу базальта [13] и особенно - архейского толеитового базальта типа ТН 2 [48], отличаясь только повышенной железистостью (за счет резкого преобладания закисного железа) и несколько пониженной глиноземистостью и магнезиальностью. По другим параметрам [54] они соответствуют низкоглиноземистым умеренно высокотитанистым базитам со средним содержанием окиси калия 0,60 %, а в зонах влияния гранитоидов - до 0,84 %.

Встречающиеся единичные жильные тела высокожелезистых основных гранулитов сложены породами трахибазальтового и трахиандезитового состава. Преимущественно в жильных телах обнаружены и метабазиты повышенной магнезиальности состава низкотитанистых оливиновых базальтов, пикритобазальтов и пикритов (пироксенитов) (см. табл.13). Пироксен-плаггиоклазовыми породами повышенной известковистости образованы интрузивные тела габброидного состава, отличающиеся низким содержанием калия (K_2O - 0,14-0,20 %). Среди них выделяются низкотитанистые магнезиальные и умеренно низкотитанистые с повышенной железистостью разновидности. Не исключено, что известковистые метабазиты принадлежат кимбирскому комплексу расслоенных интрузий. Все интрузивные тела субщелочных, магнезиальных и известковистых метабазитов сформированы, очевидно, после складчатости стратифицированных толщ, так как они секут дислоцированные горизонты и вместе с ними подвергаются гранулитовому метаморфизму. Отмеченные три типа кристаллосланцев изредка встречаются и в других блоках - Кузеевском и Таракском.

Петрохимические различия кристаллосланцев отчетливо видны на диаграммах $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$, MgO-SiO_2 , CaO-SiO_2 , $\Sigma \text{FeO-SiO}_2$ (рис.17).

Таблица 13

Химический состав пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев Кузеевской толщи Шилкинского блока, мас. %

Компонент	Гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы повышенной железистости								Пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы повышенной магнезиальности				Пироксен-плагиоклазовые породы повышенной известковистости					
	I(9)		2(4)		3(2)		4(4)		5(2)		6(3)		7(I)		8(10)		9(3)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	I46	I33	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	246-79	\bar{x}	s	\bar{x}	s		
SiO ₂	50,08	0,87	53,53	1,06	50,88	53,17	50,88	2,71	52,06	48,84	0,24	49,60	48,23	0,51	48,10	0,41		
TiO ₂	1,61	0,19	1,53	0,14	2,23	1,22	1,56	2,51	0,40	0,39	0,02	0,30	0,86	0,19	1,40	0,17		
Al ₂ O ₃	13,36	0,70	14,37	0,97	12,68	16,48	13,55	0,65	14,60	13,74	0,43	6,26	14,88	0,80	13,67	0,94		
Fe ₂ O ₃	2,88	1,11	1,32	0,60	2,64	1,35	1,25	0,56	1,21	1,59	0,10	2,30	2,39	1,38	3,96	1,50		
FeO	12,72	1,15	13,20	1,35	12,90	10,88	12,23	2,28	8,43	8,63	0,55	7,35	9,35	0,91	10,56	1,91		
MnO	0,20	0,03	0,18	0,02	0,18	0,17	0,18	0,03	0,17	0,17	0,01	0,16	0,20	0,05	0,21	0,04		
MgO	5,73	0,37	4,45	0,30	3,22	3,88	5,88	2,10	10,34	12,55	1,37	17,55	8,02	0,90	6,89	0,47		
CaO	8,58	0,87	7,03	0,51	7,84	4,98	9,70	0,95	8,94	10,16	0,28	13,82	12,42	0,26	11,66	0,37		
Na ₂ O	2,41	0,42	2,42	0,36	3,34	2,96	2,23	0,10	1,41	1,40	0,27	0,55	1,91	0,24	2,17	0,37		
K ₂ O	0,60	0,10	0,70	0,12	1,71	3,33	0,84	0,40	0,66	0,56	0,24	0,20	0,14	0,07	0,20	0,01		
P ₂ O ₅	0,31	0,07	0,32	0,10	0,28	0,22	0,17	0,05	0,14	0,16	0,02	0,03	0,11	0,03	0,19	0,02		
ШШ	1,46	0,56	1,10	0,31	2,13	1,36	1,32	0,41	1,52	1,80	0,57	1,49	1,29	0,35	1,21	0,10		
Th	0,35	-	0,8	0,25	0,6	3,3	2,6	1,3	0,45	0,3	0,2	0,2	0,3	-	0,4	-		
U	0,2	-	0,25	0,05	0,2	0,3	0,7	0,5	0,3	0,2	-	0,2	0,2	-	0,2	-		

Примечание: 1,2 - кристаллосланцы стратифицированных тел: 1 - базальтового, 2 - андезитобазальтового состава; 3 - кристаллосланцы секущих (жильных) тел: 146 - трахибазальтового, 133 - трахиандезитобазальтового состава; 4 - кристаллосланцы базальтового состава из зоны влияния гранитоидов; 5-7 - кристаллосланцы жильных тел: 5 - состава оливиновых базальтов, 6 - пикритобазальтового, 7 - пикритового (пироксенитового) состава; 8,9 - пироксен-плагиоклазовые породы жильных (интрузивных) тел кимбирского (?) комплекса - высококальциевые низкокальциевые: 8 - состава низкотитанистых базитов, 9 - более высокотитанистых и железистых базитов.

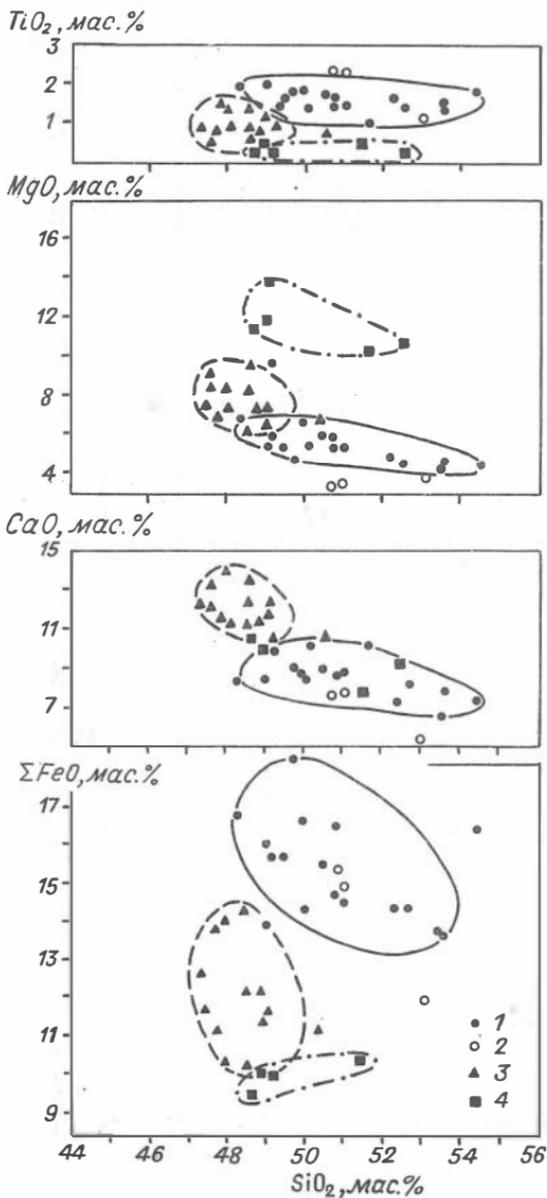


Рис.17. Вариационная диаграмма главных элементов относительно SiO_2 для основных кристаллосланцев канского комплекса:

1,2 - гранат-двупироксеновые кристаллосланцы повышенной железистости: 1 - стратифицированных тел, 2 - секущих тел субщелочного состава; 3 - пироксен-плаггиоказовые породы повышенной известковистости интрузивных тел; 4 - пироксен-плаггиоказовые кристаллосланцы повышенной магниальности жильных тел.

Первично-магматическая базальтовая природа кристаллосланцев жильных тел не вызывает особых сомнений, поскольку они являются явно интрузивными образованиями соответствующего состава. Что касается стратифицированных горизонтов, то их состав, как уже отмечено, весьма близок составу среднего базальта. На общей диаграмме составов магматических пород [41] можно видеть, что почти все точки таких кристаллосланцев ложатся в поле толеитовых базальтов - габбро (см. рис.3). Небольшая часть точек попадает в поле андезитобазальтов - диоритов. Аналогичная картина видна и на диаграмме AFM (см. рис.5), где основная часть точек составов пироксен-плагиоклазовых пород располагается в поле толеитовой магматической серии. На диаграмме $(Na+K):Ca-Ac$ [14] все точки составов кристаллосланцев, за исключением субщелочных пород, размещены в известковом поле низкокальциевой толеитовой серии (см. рис.6). При этом точки жильных магнезиальных и известковистых метабазитов занимают крайнее нижнее положение $((Na+K):Ca < 0,4)$, а составы стратифицированных железистых кристаллосланцев тяготеют к линии, разделяющей известковое и известково-щелочное поле. На диаграмме Ля Роша [170] точки составов основных гранулитов образуют поле, примыкающее к тренду составов магматических пород в области базальтов (рис.18). Общая вытянутость ореола точек параллельна тренду магматических пород. Некоторое смещение его наблюдается в сторону низкоглиноземистых высокожелезистых составов.

Редкоземельные и редкие элементы. Для выяснения первичной природы гранулитов основного состава важную информацию несут некоторые редкие и особенно редкоземельные элементы (РЗЭ), являющиеся наиболее инертными при метаморфизме. Используемая с этой целью диаграмма Zr/TiO_2-SiO_2 [207] достаточно уверенно подтверждает базальтоидную природу исследуемых кристаллосланцев, поскольку точки составов их ложатся в поле базальтов - субщелочных базальтов (см. рис.7).

Спектры распределения РЗЭ в наиболее типичных образцах кристаллосланцев стратифицированных тел (рис.19, табл.14) совершенно аналогичны таковым в современных известково-щелочных толеитах (СА) и особенно в архейских толеитах типа ТН 2 [48], развитых во многих зеленокаменных поясах на более высоких стратиграфических уровнях и отличающихся фракционированным распределением редких земель и некоторым обогащением легкими лантаноидами. Те и другие характеризуются отсутствием аномалий содержания Eu и умеренной степенью дифференциации РЗЭ: отношения нормированных значений лантана к

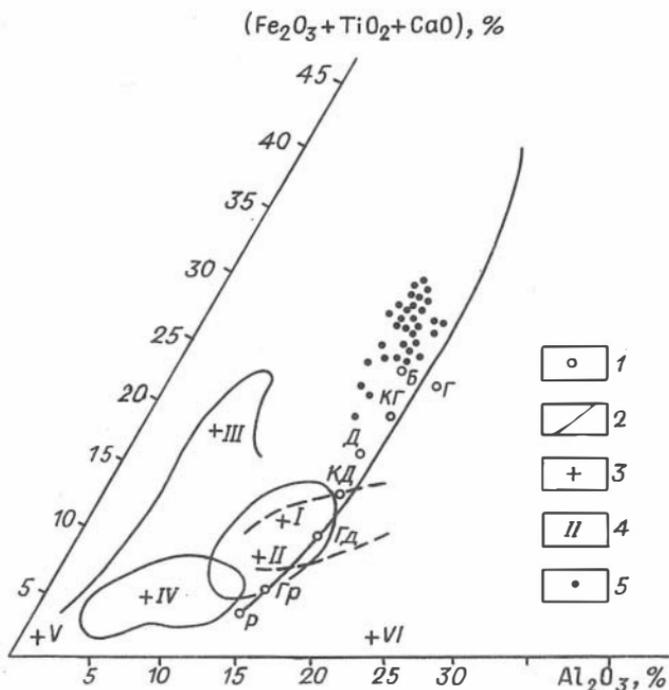


Рис.18. Диаграмма $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ для основных кристаллосланцев канского комплекса:

1 - средние составы магматических пород: Б - базальт, Г - габбро, КГ - кварцевое габбро, Д - диорит, КД - кварцевый диорит; Гд - гранодиорит, Гр - гранит, Р - риолит; 2 - тренд состава магматических пород; 3 - средние составы осадочных пород; 4 - поля составов осадочных пород: I - глинистых сланцев, II - граувакк, III - лититовых песчаников, IV - аркозов, V - кварцитов, VI - каолиновых глин; 5 - составы основных кристаллосланцев.

иттербию близки $(\text{La}:\text{Yb})_N = 4-6$. С другой стороны, содержания РЗЭ, и особенно легких, в рассматриваемых кристаллосланцах в 1,5-2 раза выше, чем в средних составах толеитов ТН 2 и известково-щелочных; кривые приближены к верхнему граничному уровню концентраций РЗЭ в архейских толеитах.

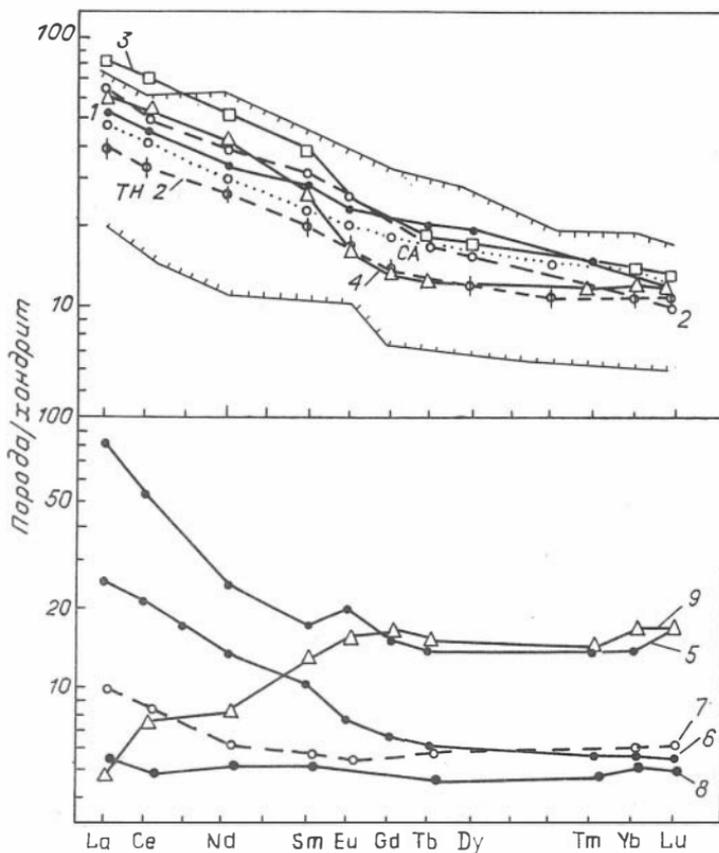


Рис.19. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в основных кристаллосланцах канского комплекса. Нумерация кривых соответствует номерам анализов образцов пород табл.13.

Видно, что кристаллосланцы Шилкинского блока андезитобазальтового состава (обр.128) содержат (см. табл.14, рис.19) больше РЗЭ, чем кристаллосланцы базальтового состава (обр.245-79), а в сравнении с ними аналогичные основные породы Кузеевского блока (обр.99-73) оказываются более фракционированными в отношении РЗЭ. Магнезиальным кристаллосланцам пикрито-базальтового состава присущи общий низкий уровень содержаний РЗЭ и весьма слабое разделение легких и тяжелых

Таблица 14

Содержание петрогенных (мас.%), редких, радиоактивных и редкоземельных (г/т) элементов в метабазитах канского гранулитового комплекса

Компо- нент	Кристаллосланцы основные									Анортозит-пироксенит-габбровый массив				
	245-79	99-73	I28	I26	I33	I3I	I2I	246-79	82-72	77	92a	78	322-78	80
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II	I2	I3	I4
SiO ₂	50,68	49,40	53,66	50,45	53,17	48,85	49,04	49,60	48,50	47,24	50,10	48,68	49,80	49,23
TiO ₂	1,63	1,55	1,37	1,66	1,22	0,41	0,38	0,30	1,50	0,03	0,38	0,21	0,14	0,23
Al ₂ O ₃	14,06	13,70	14,16	13,29	16,48	13,80	13,34	6,26	13,40	29,88	14,08	10,60	14,02	7,05
Fe ₂ O ₃	1,42	1,78	1,45	1,96	1,35	1,57	1,52	2,30	2,45	0,33	3,38	1,47	1,16	2,10
FeO	13,45	13,97	12,29	12,20	10,88	8,97	8,89	7,35	12,24	1,24	9,76	6,24	5,41	6,53
MnO	0,20	0,21	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,14	0,17	0,17	0,10	0,17
MgO	5,50	5,10	4,46	5,96	3,88	12,04	13,57	17,55	6,40	2,22	11,46	15,52	15,48	17,57
CaO	8,74	9,99	7,56	9,02	4,98	10,16	9,92	13,82	12,03	16,16	7,19	14,93	11,52	14,83
Na ₂ O	2,64	2,36	2,32	2,48	2,96	1,31	1,05	0,55	1,80	2,00	1,71	1,01	0,92	0,71
K ₂ O	0,78	0,53	0,64	0,62	3,33	0,60	0,34	0,20	0,19	0,09	0,42	0,10	0,05	0,20
P ₂ O ₅	0,28	0,22	0,27	0,37	0,22	0,16	0,14	0,03	0,24	0,20	0,08	0,18	0,09	0,20
III	1,04	1,07	1,65	1,78	1,36	1,95	1,24	1,49	1,12	0,48	1,28	0,91	0,81	1,27
Th	0,5	3,2	1,0	2,1	4,0	0,2	0,4	0,4	0,7	0,2	0,4	0,35	0,3	0,25
U	0,2	0,3	0,3	0,25	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,04	0,07	0,1	0,07	0,04
La	16	27	19	21	26	8,0	3,1	1,6	1,5	0,2	1,8	2,5	0,8	0,6
Ce	37	61	41	45	43	17,0	6,5	3,8	6	0,44	3,1	5,2	1,8	-
Nd	21	31	23	24	15	8,0	3,8	5	5	-	-	-	-	-
Sm	5,8	6,9	6,3	5,2	3,6	2,1	1,1	1	2,6	0,06	0,03	0,4	0,16	0,2
Eu	1,8	1,8	1,9	1,33	1,65	0,55	0,4	0,36	1,24	0,08	0,39	0,55	0,078	0,17
Tb	1,0	1,0	0,8	0,6	0,65	0,3	0,3	0,2	0,7	0,025	-	0,15	0,05	0,16

Yb	2,8	3,2	2,5	2,5	3,0	1,25	1,2	0,8	3,49	0,08	0,8	1,1	0,6	1,35
Lu	0,4	0,45	0,26	0,37	0,6	0,18	0,21	0,14	0,53	0,01	0,13	0,2	0,1	0,3
(La/Yb) _N	3,9	5,9	5,0	5,7	5,9	4,3	3,3	1,1	0,3	0,13	1,5	1,5	0,9	0,3
Li	8,0	11	7	10	9	9,5	7	6	10	4	9	7	4,5	8
Rb	4,5	7	4	42	120	15	8	2	4	5	6	6	3	10
Ba	420	350	340	360	900	425	115	140	80	30	280	360	100	180
Sr	260	280	230	180	290	105	125	96	90	100	210	40	80	30
Zr	140	152	110	-	-	-	80	47	60	20	10	25	30	15
Hf	3,9	4,0	3,4	2,8	3,0	0,9	0,8	1	1,7	-	-	-	-	-
Ta	0,5	0,4	0,6	1,0	0,5	0,11	0,15	0,02	0,04	-	-	-	0,009	-
Sc	28	30	36	41	36	10	45	68	50	5	12	100	51	120
V	490	400	325	450	220	210	200	160	320	10	170	260	200	360
Cr	125	80	100	200	120	1100	1250	1420	100	130	540	1200	944	1700
Co	55	54	55	54	27	55	60	70	50	3	60	46	52	54
Ni	42	54	44	40	24	218	350	416	69	60	220	410	400	470
Cu	48	88	71	94	21	94	73	100	200	10	21	17	43	10
Zn	130	120	150	164	160	85	100	54	85	40	160	130	88	100

П р и м е ч а н и е. 1-4 - гранат-двупироксеновые кристаллосланцы повышенной железистости стратифицированных тел базальтового состава: 1 - Гр+Гип+Мп+Пл+Руд, 2 - Гип+Мп+Пл+Руд+(Гр+Кв), 3 - Мп+Гр+Гип+Би+Пл+Ро+Руд+(Кв), 4 - Гр+Мп+Ро+Рп+Ил; 5 - двупироксеновые кристаллосланцы трахиандезитобазальтового состава из жильных тел: Рп+Гр+Мп+Би+Пл+Ильм+Кв+Ро; 6-8 - двупироксеновые кристаллосланцы повышенной магнезиальности из жильных тел: 6,7 - пикритобазальтового состава: 6 - Мп+Рп+Пл+Руд+(Би), 7 - Мп+Рп+Би+Ро+Пл+(Руд), 8 - пикритового состава: Мп+Рп+Ро+Пл+(Руд); 9 - двупироксеновый кристаллосланец габброидного состава интрузивных тел: Пл+Мп+Ро+Руд+(Би+Кв); 10-14 - метабазиты Зимовейнинского расслоенного интрузива: 10 - анортозит: Пл+(Мп+Рп+Ро), 11 - друзитовое габбро (габбро-норит): Рп+Мп+Би+Пл+Ильм+(Кв), 12 - меланократовый габбро-норит: Рп+Мп+Шп+Пл, 13 - габбро-пироксенит: Рп+Мп+Пл+(Руд+Гр), 14 - пироксенит: Рп+Мп:

лантаноидов (см. рис.19, обр.121), а гранулиты пикритового (пироксени-тового) состава имеют по существу хондритовый характер распределения РЗЭ (обр.246-79). Низкокальциевые основные кристаллосланцы повышенной известковистости интрузивных тел габбро-норитового состава (обр.82-72) резко обеднены легкими лантаноидами, чем существенно отличаются от всех других пород основного состава. Кривая распределения РЗЭ в них имеет как бы зеркальное отображение кривых, характеризующих кристаллосланцы стратифицированных тел. Следовательно, особенности распределения РЗЭ в основных гранулитах являются весьма надежным свидетельством их базальтовой природы. Кроме того, они показывают существенные различия выделенных типов метабазитов по степени дифференцированности, что обусловлено их петрогенезисом.

Эти же отличия хорошо видны и по целому ряду других редких элементов, особенности распределения которых отражены в табл.15. Так, кристаллосланцы пикрито-базальтового состава в сравнении с породами повышенной железистости базальтового состава обогащены Sc, Cr, Ni и обеднены Li, Sr, Ba, Zr, Zn, V и Au. Субщелочные метабазиты в сравнении с теми и другими содержат больше Rb, Sr, Ba, Zr, Pb и меньше Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu. Пироксен-плаггиоклазовые породы повышенной известковистости габброидного состава резко отличаются от других кристаллосланцев низкими величинами примеси Sr, Ba, Zr, V, Cr, Zn и повышенными Sc и Cu.

Оценка общего уровня геохимической дифференцированности стратифицированных метабазитов. Выше уже отмечалось, что наиболее распространенные основные гранат-двупироксеновые кристаллосланцы стратифицированных тел по содержанию ряда петрогенных элементов, уровню фракционирования редких земель сходны с неизменными толеитовыми базальтами типа ТН 2 архейских зеленокаменных поясов [48]. На графиках (рис.20) видно, что относительно среднего состава архейского толеита ТН 2 в исследуемых кристаллосланцах значительно выше содержание ΣFeO , P_2O_5 , Ba, в меньшей мере - редких земель; ниже - Ni, Cr, Cu и отчасти - MgO. По величине примеси других элементов они одинаковы. Еще большее сходство по большинству петрогенных, редких (Cr, Co, V, Sc, Pb, Li, Rb) и редкоземельных элементов у основных кристаллосланцев канского комплекса и шарыжалгайской серии Прибайкалья (см. рис.20) [91]. Последние отличаются тем, что в них обычно немного выше содержание MgO, CaO, Ni, Cu и ниже - ΣFeO , TiO_2 и особенно P_2O_5 , Ba, Sr и Zr, т.е. основные гранулиты канского комплекса в сравнении с

Таблица 15

Распределение микроэлементов в стратифицированных гранат-двопироксеновых кристаллосланцах кузеевской толщи и в интрузивных пироксен-плагиоклазовых породах Шилкинского блока

П о р о д а	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
Гранат-двопироксеновые кристаллосланцы базальтового и андезитобазальтового состава повышенной железистости (1,2)	14	$\frac{12}{3}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{208}{60}$	$\frac{370}{180}$	$\frac{120}{25}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{33}{9}$	$\frac{350}{80}$	$\frac{144}{53}$	$\frac{62}{4}$	$\frac{78}{19}$	$\frac{77}{23}$	$\frac{134}{30}$	$\frac{2,8}{1,0}$ (12)
Гранат-двопироксеновые кристаллосланцы трахобазальтового состава (3)	3	8	51	220	660	160	15	22	235	95	38	30	25	160	$\frac{2,6}{2-3,2}$ (3)
Гранат-двопироксеновые кристаллосланцы базальтового состава в зонах влияния гранитоидов (4)	5	$\frac{14}{2}$	$\frac{26}{10}$	$\frac{170}{5}$	$\frac{550}{80}$	$\frac{130}{30}$	$\frac{12}{3}$	$\frac{43}{12}$	$\frac{205}{20}$	$\frac{135}{25}$	$\frac{43}{5}$	$\frac{96}{5}$	$\frac{125}{44}$	$\frac{102}{31}$	$\frac{1,3}{0,5}$ (5)
Гранат-двопироксеновые кристаллосланцы пикритобазальтового состава из жильных тел (5-7)	4	$\frac{7}{2}$	$\frac{3}{1}$	$\frac{134}{22}$	$\frac{140}{25}$	$\frac{81}{10}$	$\frac{6}{2}$	$\frac{40}{13}$	$\frac{188}{32}$	$\frac{1025}{330}$	$\frac{53}{5}$	$\frac{268}{70}$	$\frac{71}{24}$	$\frac{128}{28}$	$\frac{1,8}{1,6-2,0}$ (2)
Пироксен-плагиоклазовые породы габброидного состава интрузивных тел (8,9)	16	$\frac{11}{4}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{93}{30}$	$\frac{104}{45}$	$\frac{61}{9}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{43}{6}$	$\frac{226}{80}$	$\frac{113}{46}$	$\frac{50}{9}$	$\frac{78}{28}$	$\frac{163}{60}$	$\frac{94}{30}$	$\frac{2,7}{1,1}$ (8)

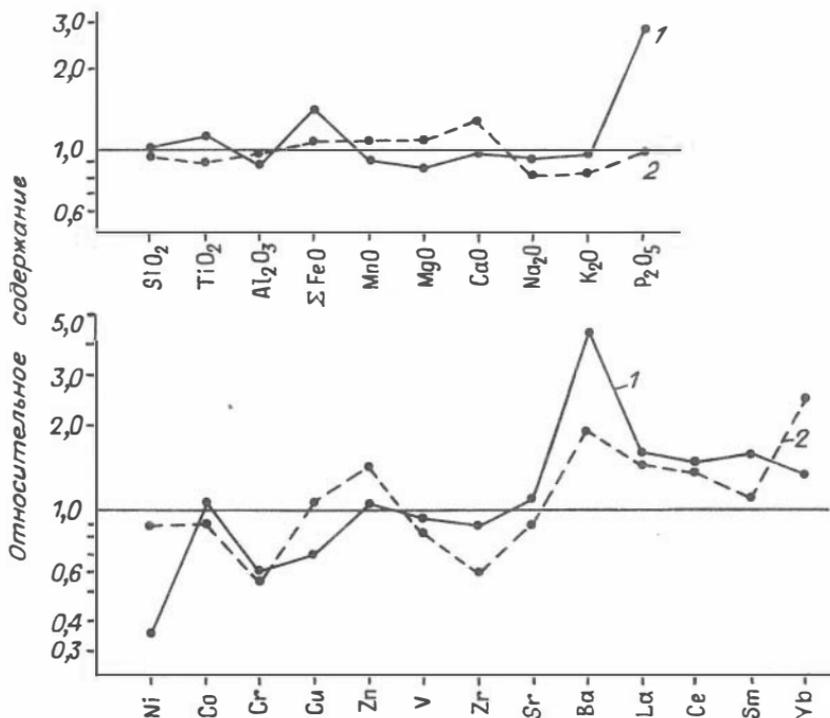


Рис.20. Графики нормированных по архейскому толеиту ТН 2 [48] содержаний петрогенных и редких элементов в основных кристаллосланцах канского комплекса (1) и в основных гранулитах шарьжалгайской серии (2) [91].

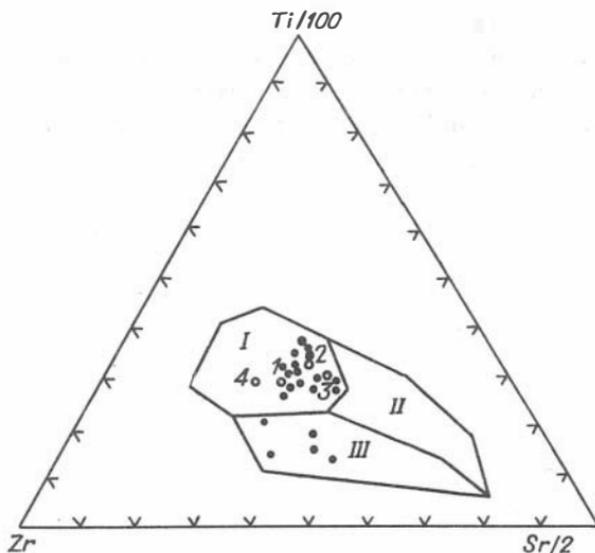
близкими по составу породами шарьжалгайской серии несколько более фракционированы в отношении Fe, Ti, P и ряда редких литофильных элементов (Ba, Sr, Zr). С другой стороны, те и другие имеют такую же специфику состава, как и неметаморфизованные базиты зеленокаменных поясов, что позволяет, по мнению З.И.Петровой и В.И.Левицкого [91], предполагать вещественное сходство исходных для этих пород магматических расплавов, а также особенностей зарождения и эволюции очагов в древней мантии.

К.Конди и ряд других исследователей [148] отмечают сходство составов архейских толеитов с базальтами современных срединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов, а также с известково-щелоч-

ными базальтами. Действительно, средние составы архейских толеитов ТН 2 и основных кристаллосланцев канской, шарыжалгайской и слюдянской серий при нанесении на диаграмму Zr-Ti-Sr [182] попадают в поле MORB или известково-щелочных пород (субщелочные и магнезиальные разновидности) (рис.21); характер распределения РЗЭ примерно одинаков в архейских толеитах ТН 2, основных кристаллосланцах канского комплекса и современных известково-щелочных базальтах (см. рис.19). И тем не менее, все архейские толеиты, как отмечает К.Конди [48], отличаются от современных базальтов разных геодинамических обстановок более высоким содержанием железа и ряда других переходных металлов (Ni, Co, Cu и др.), повышенным $FeO:Fe_2O_3$ и более низким содержанием Al_2O_3 . Кроме того, для них характерна повышенная величина примеси некогерентных для базальтов редких элементов (Ba, Zr, TR и др.). Эти же свойства в большей степени присущи основным кристаллосланцам канского комплекса [77,78], а также основным гранулитам Прибайкалья и федоровской свиты Алданского щита [91].

Рис.21. Диаграмма Ti/100 - Zr - Sr/2 составов основных кристаллосланцев канского комплекса (показано точками).

Вынесены также средние составы кристаллосланцев (кружки): 1 - канской (Енисейский кряж), 2 - шарыжалгайской и 3 - слюдянской серий Прибайкалья, 4 - архейских толеитов ТН 2. Поля составов толеитов срединно-океанических хребтов (I), островных дуг (II) и известково-щелочных толеитов (III) [182].



Следовательно, metabазиты гранулитовых комплексов, сходные с наиболее геохимически дифференцированными и слабо метаморфизованными толеитовыми базальтами (типа ТН 2) архейских зеленокаменных поясов, отражают исходный состав базальтовой магмы, выплавлявшейся из неистощенного протовещества древнейшей мантии, обогащенной фемическими (Ni, Co, Cu и др.) и сиалическими (K, Rb, Sr, Zr, Ba, TR и др.) редкими элементами. К такому выводу приходят исследователи, занимающиеся геохимией архейских пород мантийной природы в разных регионах мира.

Метаморфизованная анортозит-пироксенит-габбро-норитовая ассоциация

Наряду с отмеченными основными кристаллосланцами в составе канского метаморфического комплекса развита ассоциация метагабброидов с анортозитами и ультрамафитами, выделяемая в кимбирский комплекс [50]. Интрузии комплекса образуют пластовые тела мощностью до 100-300 м и длиной от 0,5 до 2 км, а также небольшие (4-20 км²) массивы. Площадь наиболее крупного Зимовейнинского интрузива составляет около 40 км². Мелкие тела сложены метаморфизованными норитами, габбро-норитами, реже габбро и диабазами. Более крупные тела обычно расслоены. В них наряду с преобладающими габбро-норитами и норитами наблюдаются обособления лейкократовых и меланократовых разновидностей: анортозитов, габбро-анортозитов, пироксенитов, изредка перидотитов.

Химический и микроэлементный состав этих пород рассматривается на примере Зимовейнинского интрузива, вскрытого в береговых обнажениях Енисея ниже р.Посольная. Массив залегает среди гранат-гиперстеновых гнейсов и основных кристаллосланцев кузеевской толщи Шилкинского блока. Он приурочен к ядру крупной синклинали, осложненной зоной разлома. В нижней приподошвенной части интрузива залегают преимущественно меланократовые нориты, габбро-нориты с полосами габбро-пироксенитов и пироксенитов (вебстеритов). Верхнюю часть массива, наряду с этими породами, составляют более лейкократовые полосчатые разновидности: лейкогаббро, габбро-анортозиты, анортозиты. В отдельных наиболее дифференцированных участках отмечаются небольшие линзовидные тела магнетит-ильменитовых руд. Жильные поро-

ды массива представлены дайками мелкозернистых габбро-норитов, анортозитов, пироксенитов.

Интрузивные породы вместе с вмещающей толщей подвержены гранулитовому метаморфизму. Об этом свидетельствует не только сходство минеральных парагенезисов метагабброидов и гранат-двопироксеновых кристаллосланцев стратифицированных тел канского комплекса [52], но и близость химических составов минералов, отвечающих условиям гранулитовой фации [34] (см. табл.2). В результате высокобарического метаморфизма габброиды местами превращены в друзиты. На границе между обособлениями плагиоклаза и пироксена сформировались каймы граната, т.е. имела место начальная стадия эклогитизации [97]. Эклогитоподобные породы (ассоциация: $\text{Gr} + \text{Pl} + \text{Mn} + \text{Pn} + \text{Шп} + \text{Ильм} + \text{Ол}$) в виде линзообразных обособлений мощностью до 1-5 м отмечены среди метабазитов в восточной приконактовой части Зимовейнинского массива [34,37]. Здесь же и в ряде других мест наблюдаются зоны милонитов, вдоль которых развиты новообразования граната, амфибола, а также более поздняя наложенная минерализация в виде порфириобластов калиевого полевого шпата, биотита, кварцполевошпатовых пегматоидных жил.

Приведен химический и микроэлементный состав пород Зимовейнинского массива - габбро-норитов, анортозитов, пироксенитов и переходных разновидностей между ними - лейкогаббро, габбро-пироксенитов и габбро-анортозитов (табл.16-19). Общей особенностью их химического состава являются сравнительно выдержанные содержания кремнезема, весьма низкие - окиси титана и щелочей, особенно К, а также микропримесей других редких литофильных элементов: U, Th, TR, Rb, Li, Pb, Zr, которые в силу своих крупных катионов с трудом входят в решетку минералов основных пород. Минимальное содержание U, Th, K, а также Li, Rb устанавливается в анортозитах и пироксенитах - в данном случае крайних сиалических и фемических фракционатах базитового расплава. Габбро-нориты представляют собой наименее фракционированный продукт кристаллизации исходной магмы. Они относительно обогащены некогерентными элементами. Величина примеси РЗЭ уменьшается от габбро-норитов к габбро-пироксенитам и анортозитам (см. табл.14, рис.22). Спектр распределения этих пород характеризуется наличием отчетливого Eu-максимума. Габбро-нориты и габбро-пироксениты селективно обеднены средними лантаноидами, что обусловлено избирательной концентрацией Yb и Lu в пироксене, а также La и Ce - преимущественно в плагиоклазе. По этой же причине пироксениты наиболее обогащены, а анортозиты обеднены тяжелыми лантаноидами. Следовательно, при общем весь-

Т а б л и ц а 16

Химический состав наиболее типичных пород Зимовейнинского массива

Компонент	Анортозиты		Габбро-анортозиты	Лейкогаббро	Габбро-нориты		Габбро-пироксениты		Пироксениты	
	I(3)		2	3	4(5)		5(7)		5(5)	
	\bar{x}	s	87	I25-79	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	47,89	0,70	45,66	51,23	49,46	1,91	48,51	1,70	49,28	0,41
TiO ₂	0,06	0,02	0,12	0,37	0,51	0,22	0,26	0,12	0,36	0,08
Al ₂ O ₃	28,03	1,88	19,70	16,03	17,37	0,96	11,56	1,80	6,59	0,49
Fe ₂ O ₃	0,39	0,15	2,06	1,55	2,18	1,50	1,63	0,53	2,20	0,55
FeO	1,85	0,88	6,74	9,34	9,74	2,00	7,46	0,72	9,47	1,92
MnO	0,12	0,04	0,16	0,16	0,18	0,01	0,16	0,03	0,18	0,01
MgO	3,72	2,50	12,49	10,41	10,66	1,76	15,96	0,67	16,92	0,62
CaO	14,67	1,98	10,73	7,92	9,60	2,69	11,77	2,44	12,86	2,49
Na ₂ O	2,15	0,41	1,11	1,84	1,80	0,50	1,04	0,30	0,55	0,29
K ₂ O	0,12	0,04	0,17	0,44	0,28	0,15	0,08	0,03	0,15	0,07
P ₂ O ₅	0,15	0,06	0,13	0,04	0,12	0,05	0,14	0,03	0,16	0,03
ННН	0,70	0,19	0,94	0,76	1,22	0,28	1,26	0,57	1,12	0,15
Сумма	99,85	-	100,01	100,09	100,12	-	99,83	-	99,84	-
ΣFeO	2,20	1,01	8,60	10,73	11,70	3,35	8,93	1,19	11,45	2,41
F	30	-	28	36	88	-	24	-	28	-

Таблица 17

Химический состав жильных и других пород Зимовейнинского массива

Компонент	Микрогаббро		Анортозит из-мененный	Друзитовые габбро-нориты		Габброиды из рудной зоны		Эклогитоподобная порода
	I(2)			3(4)		4	5	
	82	79	I29-79	\bar{x}	s	95	94	76
SiO ₂	48,35	48,66	43,00	50,80	0,57	48,16	43,32	42,30
TiO ₂	2,85	1,17	1,62	0,37	0,04	0,78	7,56	0,80
Al ₂ O ₃	13,03	12,87	23,60	16,75	2,10	12,96	10,89	13,77
Fe ₂ O ₃	3,54	2,14	4,01	2,59	0,72	3,67	3,82	0,89
FeO	11,43	12,10	13,33	8,42	0,89	9,01	14,41	18,88
MnO	0,19	0,19	0,30	0,17	0,01	0,18	0,17	0,19
MgO	5,49	6,48	5,10	8,08	2,37	8,27	5,45	11,21
CaO	9,98	11,53	5,50	8,66	1,14	13,03	9,56	6,62
Na ₂ O	2,71	2,88	1,62	2,39	0,65	1,91	1,96	1,67
K ₂ O	0,70	0,21	1,14	0,49	0,05	0,20	0,59	0,70
F ₂ O ₅	0,34	0,22	0,15	0,12	0,02	0,20	0,18	0,10
ППШ	1,41	1,57	0,62	1,18	0,09	1,67	2,13	2,88
Сумма	100,02	100,02	99,99	100,02	-	100,04	100,04	100,01
ΣFeO	14,62	14,02	16,94	10,75	1,50	12,31	17,85	19,68

Примечание. Жильные и повторно-метаморфизованные породы Зимовейнинского массива: 1 - микрогаббро даек, секущих породы Зимовейнинского массива; 2 - анортозит биотитизированный из зоны милонитов; 3 - друзитовые габбро-нориты с венцовой структурой; 4,5 - друзитовые габбро-нориты с рудной ильменит-титаномагнетитовой минерализацией: 4 - околорудный, 5 - рудный; 6 - эклогитоподобная порода (Гр+Пл+Мп+Рп+Шп+Ильм+Ол).

ма низком уровне содержания РЗЭ в метабазитах расслоенного массива и рассеянии в породообразующих минералах концентрация их достаточно дискретно изменяется в фракционатах разного состава. Спектр распределения РЗЭ определяется соотношением главных минеральных фаз и фракционной кристаллизацией плагиоклаза и пироксена.

От анортозитов к габбро-норитам и пироксенитам проявляется известный устойчивый тренд снижения Al₂O₃ и увеличения общей меланократовости (Σ FeO+MgO) при слабо меняющемся значении показателя железистости (см. табл.16, F = 28-38). В этом же направлении возрастает в 10-15 раз концентрация Sc, V, Cr, в 2-5 раз - Ni, Co, Cu, Zn, Au - элементов геохимически связанных с Mg и Fe. Друзитовые габбро-нориты с рудной минерализацией отличаются повышенным содержанием железа (ΣFeO = 17-18 %), титана (TiO₂ = 7-10 %) и ванадия (до 700-800 г/т).

Таблица 18

Радиоактивные элементы в породах Зимовейнинского анортозит - пироксенит - габбро-норитового массива

П о р о д а	n	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/U	Th/K · 10 ⁻⁴	K/U · 10 ⁻⁴
Анортозиты	9	~0,05	~0,25	0,06	5,1	4,3	0,25
Габбро-анортозиты	6	0,1	0,3	0,13	3,0	2,4	0,4
Габбро-нориты	22	0,15	0,4	0,17	2,8	2,4	1,0
Габбро-нориты дру- зитовые	5	~0,1	~0,4	0,39	4,0	1,0	4,0
Пироксениты и габ- бро-пироксениты	17	~0,04	~0,25	0,04	6,2	6,0	1,0
<u>Те же породы из</u> <u>зоны регрессивно-</u> <u>го метаморфизма</u>							
Анортозиты	8	0,34	0,76	0,89	2,2	0,9	2,7
Габбро-анортозиты	8	0,42	1,29	1,42	3,2	0,9	3,4
Габбро-нориты	9	0,2	0,6	0,41	3,0	1,5	2,2
Эклогитоподобная порода	1	~0,1	~0,3	0,48	3,0	0,6	4,8
Эклогитоподобная порода из зоны гранитизации	5	1,1	5,3	1,07	4,9	5,0	1,0

Анортозиты и габбро-нориты из зон милонитизации и регрессивного метаморфизма выделяются повышенной примесью радиоактивных элементов U, Th и K, а также Rb, Sr, Ba, Zr, Pb, концентрирующихся в биотите, амфиболе, калиевом полевом шпате.

Сравнение химического и микроэлементного состава габбро-норитов Зимовейнинского массива и пироксен-плагиоклазовых пород повышенной известковистости габброидного состава более мелких интрузивных тел (см. табл.16,18,19) обнаруживает полное их сходство, что подтверждает принадлежность всех этих пород к единому комплексу. Отличие состоит только в том, что в габброидах расслоенного массива больше величина дисперсии содержаний Cr, Ni, Zn и Au - элементов, образующих самостоятельные минеральные фазы.

Генезис расслоенных интрузий и особенно ритмичность повторения слоев обсуждались во многих работах. Предлагались гравитационная (А.А.Полканов, Н.А.Елисеев), гравитационно-кинетическая [113], ликви-

Таблица 19

Распределение микроэлементов в породах Зимовейнинского анортозит - пироксенит - габбро-норитового массива и габброидах малых интрузивных тел

П о р о д а	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
<u>Зимовейнинский массив</u>															
Анортозиты	6	$\frac{6}{4}$	$\frac{6}{5}$	$\frac{87}{50}$	$\frac{55}{26}$	$\frac{12}{4}$	$\frac{8}{4}$	$\frac{7}{3}$	$\frac{21}{15}$	$\frac{152}{66}$	$\frac{24}{15}$	$\frac{108}{86}$	$\frac{12}{6}$	$\frac{60}{33}$	0,95
Анортозиты из зоны милонитизации, регрессивно-метаморфизованные	3	7	40	175	2100	180	20	30	90	220	24	55	35	160	-
Габбро-анортозиты	6	$\frac{5}{1}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{130}{80}$	$\frac{130}{50}$	10	$\frac{5}{3}$	10	$\frac{298}{95}$	$\frac{168}{129}$	$\frac{45}{12}$	$\frac{70}{37}$	$\frac{53}{42}$	$\frac{112}{42}$	$\frac{1,4}{0,7}$
Габбро-нориты	9	$\frac{11}{2}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{145}{50}$	$\frac{153}{110}$	$\frac{27}{19}$	10	$\frac{23}{9}$	$\frac{260}{105}$	$\frac{340}{105}$	$\frac{50}{8}$	$\frac{130}{65}$	$\frac{125}{85}$	$\frac{126}{43}$	$\frac{2,2}{1,7}$
Габбро-нориты регрессивно метаморфизованные в зоне милонитизации	4	$\frac{7}{1}$	$\frac{4}{3}$	$\frac{230}{210}$	$\frac{154}{142}$	$\frac{57}{20}$	$\frac{7}{4}$	$\frac{16}{5}$	$\frac{230}{95}$	$\frac{410}{333}$	$\frac{56}{13}$	$\frac{160}{143}$	$\frac{45}{23}$	$\frac{117}{90}$	I-190
Габбро-нориты друзитовые с венцовой структурой	3	9	13	240	245	55	20	26	150	290	46	120	61	$\frac{135}{5}$	-
Габбро-нориты друзитовые, рудные	1	9	14	140	300	120	20	32	710	230	54	50	110	160	-
Пироксениты, габбро-пироксениты	12	$\frac{8}{2}$	$\frac{7}{4}$	$\frac{40}{20}$	$\frac{156}{100}$	$\frac{23}{14}$	$\frac{20}{18}$	$\frac{86}{17}$	$\frac{350}{70}$	$\frac{1580}{120}$	$\frac{52}{7}$	$\frac{360}{55}$	$\frac{62}{25}$	$\frac{110}{17}$	$\frac{4,6}{3,2}$
Эклогитоподобная порода	1	6	7	80	290	10	20	5	100	320	100	320	77	140	-
<u>Пироксен-плаггиоклазовые породы габброидного состава малых интрузивных тел</u>	16	$\frac{11}{4}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{93}{30}$	$\frac{104}{45}$	$\frac{61}{9}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{43}{6}$	$\frac{226}{80}$	$\frac{113}{46}$	$\frac{50}{9}$	$\frac{78}{28}$	$\frac{163}{60}$	$\frac{94}{30}$	$\frac{2,7}{1,1}$

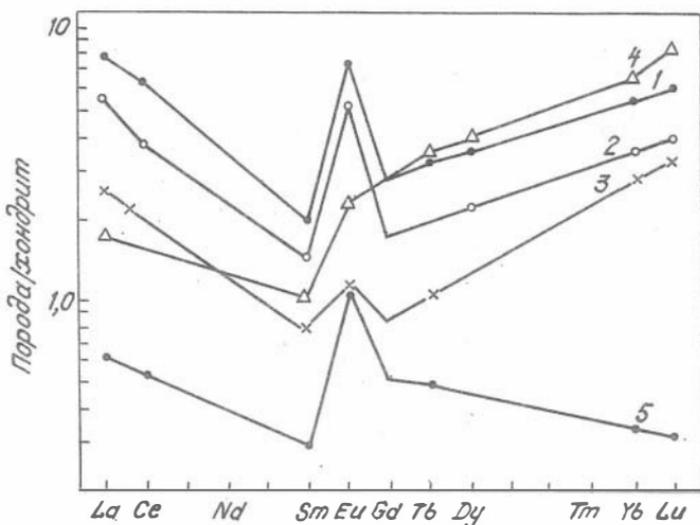


Рис.22. Распределение нормированных по хондриту содержания РЗЭ в породах расслоенного Зимовейнинского массива:

- 1 - габбро-норит (обр.78); 2 - габбро-норит друзитовый (обр.92а);
 3 - габбро-пироксенит (обр.322-78); 4 - пироксенит (обр.80); 5 - анортозит (обр.77).

ционная [70] и другие гипотезы. Е.Д.Джексон [159] ритмичность объяснял периодическим прекращением кристаллизации. Согласно генетической модели Е.В.Шаркова [117], расслоенные интрузивы формировались путем продвижения снизу вверх малоомощной зоны кристаллизации, в результате чего из магмы постоянно выводились наиболее высокотемпературные минеральные фазы. По мнению всех этих исследователей, становление крупных плутонов всегда сопровождается кристаллизационной дифференциацией расплава - одного из ведущих факторов эволюции магм в природе. Основной причиной дифференциации магмы в камере является ее гетерофазное состояние, усугубляющееся механической неустойчивостью системы в гравитационном и тепловом поле до и после начала кристаллизации расплава [118]. С этим выводом полностью согласуется и характер распределения микропримеси в породах Зимовейнинского массива.

В процессе метаморфизма произошло значительное перераспределение исходного вещества, особенно в гнейсах среднего и кислого состава, вследствие чего они имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием линз и прослоев, сложенных существенно лейкократовыми и меланократовыми минералами, мелко-, среднезернистым и грубозернистым пегматоидным материалом. Такие породы обладают чертами, присущими мигматитам, и включают чарнокитовую минеральную ассоциацию, которой сложены более лейкократовые гиперстенсодержащие обособления гранитоидного состава. Представлены они гломеробластовыми, гнездовыми, линзовидными, ветвистыми, послойными и теньевыми морфологическими типами.

Чарнокит-мигматиты связаны постепенными переходами с вмещающими гнейсами и более крупными телами сравнительно однородных по составу автохтонных чарнокитов, которые по существу представляют собой наиболее переработанные гомогенизированные разности тневых мигматитов фации дупироксеновых гнейсов. В сравнении с вмещающими гнейсами они более массивны, однородны, слабогнейсовидны, часто содержат рститы гранатовых гранулитов и основных кристаллосланцев. Такие породы широко развиты в районе Казачинского порога на Енисее - в Шилкинском блоке, в пределах которого обнажаются нижние горизонты разреза канской серии. Подобные чарнокиты описаны Ю.А.Кузнецовым [52] как чарнокиты богуняевского типа и выделены в самостоятельную фомацию чарнокитов и мигматитов фации гиперстеновых гнейсов [53]. В последующие годы чарнокитоиды изучались Л.Ф.Айнберг, Т.Я.Корневым, В.П.Серенко, Е.К.Ковригиной, В.М.Шемякиным, В.М.Венедиктовым, В.Н.Верхало-Узким [66].

Петрохимический состав. Среди богунитов наиболее распространены породы кварц-диоритового, диоритового и гранодиоритового состава (табл.20), состоящие из андезина, гиперстена ($F = 38-47$, $Al_2O_3 = 1,4-6,3$ %), граната ($F = 61-74$; $MnO = 0,5-1,0$ %), биотита ($F = 24,3-68,0$; $TiO_2 = 3,0-6,2$ %) (см. табл.2), аксессуарных минералов - циркона, апатита, ильменита, магнетита, реже монацита. Встречаются также чарнокиты монцодиоритового и плагиогранитового состава.

При сопоставлении химизма гиперстеновых плагиогнейсов плагиоориодацитового - андезитового состава Шилкинского блока (см. табл.4) и развитых по ним чарнокитов ("богунитов") (см. табл.20) обнаруживается

Т а б л и ц а 20

Химический состав чарнокитоидов Шилкинского блока

Компо- нент	Чарнокит- мигматиты		Кварц- полево- шпато- вая по- рода (лейко- сома)	Чарнокиты автохтонные ("богуниты")									Чарноки- ты алло- хтонные	Кварц- поле- вошпа- товые мета- сома- титы				
	I(5)			2(2)		3(4)		4(3)		5(5)		6(7)			7(2)	8(I)	9(2)	
	\bar{x}	s		\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s			\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	63,72	2,08	75,35	70,45	0,47	66,53	1,00	64,00	0,43	57,47	1,22	57,90	70,16	71,51				
TiO ₂	1,06	0,24	0,04	0,75	0,31	0,98	0,30	0,83	0,26	1,03	0,41	1,07	0,83	0,55				
Al ₂ O ₃	14,80	0,71	13,15	12,89	0,76	14,29	0,05	14,20	1,94	16,93	0,52	16,12	14,63	13,48				
Fe ₂ O ₃	1,81	1,71	0,1	1,04	0,13	1,10	0,32	2,33	1,31	1,71	0,57	1,43	0,22	1,43				
FeO	6,80	3,16	1,26	5,49	0,58	6,69	0,31	8,11	2,15	9,00	0,74	8,30	2,06	1,97				
MnO	0,12	0,03	0,04	0,10	0,05	0,11	0,05	0,15	0,01	0,11	0,03	0,16	0,14	0,09				
MgO	3,21	0,39	0,05	2,00	0,15	2,23	0,70	3,29	0,31	3,52	0,52	4,50	0,58	0,56				
CaO	2,57	0,40	1,62	2,74	0,15	2,45	0,40	2,81	0,36	5,26	0,63	3,85	1,12	0,91				
Na ₂ O	2,20	0,39	2,40	1,98	0,07	2,05	0,23	1,86	0,22	2,68	0,33	2,27	1,45	1,49				
K ₂ O	2,93	1,18	5,55	1,95	0,65	2,86	0,29	1,73	0,34	1,39	0,37	2,97	7,87	7,41				
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,17	0,13	0,11	0,27	0,13	0,09	0,03	0,42	0,10	0,07	0,04	0,08				
ППП	0,61	0,20	0,35	0,64	0,10	0,65	0,10	0,96	0,15	0,87	0,50	1,42	0,91	0,49				
Th	6,5	1,3	0,4	1,23	1,05	1,03	0,6	0,9	0,7	0,7	0,2	2,75	0,3	45,5				
U	0,6	0,2	0,2	0,36	0,15	0,32	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,3	0,2	0,7				

П р и м е ч а н и е: 1 - чарнокит-мигматиты - мигматизированные гиперстеновые плагиогнейсы; 2 - кварц-полевошпатовая порода (лейкосома чарнокит-мигматита); 3-7 - чарнокиты автохтонные (Кв+Пл+Кпш+Гип[±]Гр[±]Би+(Ци[±]Мон[±]Ильм+Магн[±]Ап); 3 - плагиогранитового, 4 - гранодиоритового, 5 - кварцево-диоритового, 6 - диоритового, 7 - кварцево-монцодиоритового составов; 8 - чарнокитоиды аллохтонные (интрузивные): (Кв+Пл+Кпш+Гип[±]Гр[±]Би+(Ци[±]Мон[±]Магн); 9 - кварц-полевошпатовые ториеносные метасоматические породы: Кв+Пл+Кпш+Би+Гр+ Мон+(Ильм).

унаследование состава исходных пород, что проявляется в зависимости уровня кремнекислотности, титанистости, железистости и магнистости чарнокитов от химического состава гнейсов. Еще более очевидна такая зависимость для чарнокит-мигматитов или мигматизированных гнейсов. В приведенных анализах средний состав их соответствует кварцевым диоритам повышенной калиевоности и гранодиоритам (см: табл.20). Лейкократовые кварц-полевошпатовые нередко с гранатом и гиперстеном обособления (лейкосома) в чарнокит-мигматитах характеризуются гранит-лейкогранитовым составом. В сравнении с гнейсами они обогащены SiO_2 , K_2O и резко обеднены TiO_2 , ΣFeO , MgO . В химизме автохтонных чарнокитов ("богунитов") в сравнении с исходными гнейсами проявляются тенденции к относительному обогащению K_2O и SiO_2 и в соответствующему обеднению CaO и Al_2O_3 .

В центральной части Южно-Енисейского кряжа (Кузеевский блок) широко развиты интрузивные чарнокиты, которые образуют жилы и более крупные линейные тела и небольшие массивы с секущими контактами и ксенолитами вмещающих гнейсов и кристаллосланцев. В.М.Шемякиным [66] они отнесены к формации позднескладчатых аллохтонных чарнокитоидов на том основании, что их интрузивные тела пересекают ранее сформированные соскладчатые чарнокит-мигматиты и отделены от них дайками диабазов.

Интрузивные чарнокиты имеют плагиогранитовый низкощелочной и субщелочной гранитовый, реже кварцево-монцодиоритовый составы (табл.21). Чарнокиты бассейна р.Кузеевая - "кузеевиты" (по Ю.А.Кузнецову [52]) характеризуются кварцево-сиенитовым (граносиенитовым) и субщелочным гранитовым составами. Они состоят преимущественно из ортоклаз-пертита, кварца, андезина N 44,45, в небольшом количестве присутствует гиперстен ($F = 48-61$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,8-5,7 \%$) (до 5-10 %), гранат ($F = 76-81$; $\text{MnO} = 0,7-1,6 \%$) (от 0 до 5 %), иногда биотит (0-3 %) (см. табл.2); акцессорные минералы - циркон, монацит, апатит, ильменит, магнетит.

Сопоставление химизма рассматриваемых автохтонных и аллохтонных чарнокитоидов со средними составами пород гранит-диоритового ряда [13] показывает, что архейские чарнокитоиды отличаются повышенным в 1,5-3 раза содержанием суммарного Fe, в 1,5-2 раза - Ti и Mg, пониженным в 1,5-2 раза содержанием Na. Исключение составляют интрузивные чарнокиты субщелочного состава, для них в большинстве случаев характерна пониженная общая щелочность: 41 % (из 50 проанализированных) проб чарнокитов имеют общую щелочность ниже 4,5 % и

Таблица 21

Химический состав чарнокитоидов Кузеевского и Таракского блоков

Компонент	Чарнокит-мигматиты		Кварц-полевошпатовая порода (лейкосома)	Чарнокиты автохтонные ("богуниты")		Чарнокиты аллохтонные ("кузеевиты")						
						6(I)	7(3)		8(4)		9(3)	
	1(I)	2(I)	3(I)	4(I)	5(I)			\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}
SiO ₂	66,20	60,00	71,00	68,05	63,80	73,50	69,02	1,1	68,35	1,0	61,06	0,9
TiO ₂	1,21	0,87	0,12	0,74	1,45	0,56	0,79	0,05	1,34	0,1	2,05	0,2
Al ₂ O ₃	11,89	15,40	14,60	13,20	15,76	11,57	12,87	0,7	13,81	0,6	14,44	0,1
Fe ₂ O ₃	не обн.	2,23	0,40	0,30	0,1	0,1	0,11	0,05	не обн.	не обн.	0,92	0,2
FeO	8,49	8,47	3,16	5,58	7,65	5,74	5,89	0,3	4,48	0,4	7,95	1,0
MnO	0,03	0,12	0,08	0,10	0,10	0,05	0,10	0,01	0,03	0,01	0,09	0,02
MgO	4,15	4,50	0,55	2,67	3,80	1,35	2,67	0,1	1,06	0,3	2,24	0,5
CaO	1,92	2,90	1,40	1,92	2,88	2,88	1,91	0,1	1,38	0,1	3,04	0,3
Na ₂ O	1,85	2,55	2,50	2,46	2,24	2,02	2,24	0,5	2,14	0,1	2,30	0,2
K ₂ O	2,80	2,84	5,30	3,20	1,74	1,51	3,13	0,3	6,12	0,1	3,88	0,4
P ₂ O ₅	0,61	0,18	0,12	0,25	0,12	0,13	0,28	0,2	0,42	0,06	0,60	0,3
ППШ	1,00	0,20	0,84	0,80	1,15	0,60	0,99	0,3	0,88	0,3	0,60	0,3
Th	3,6	3,8	1,5	3,0	1,3	1,0	1,9	1,1	1,1	0,4	0,4	0,2
U	0,3	0,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1

Примечание: 1,2 - чарнокит-мигматиты - мигматизированные гнейсы: 1 - гранат-биотитовые, 2 - гранат-биотит-гиперстен-силлиманитовые; 3 - гранатсодержащая кварц-полевошпатовая порода (лейкосома чарнокит-мигматита); 4,5 - чарнокиты автохтонные: 4 - биотит-гиперстеновые гранодиоритового состава, 5 - биотит-гранат-гиперстеновые кварцево-диоритового состава; 6-9 - чарнокиты аллохтонные (Кв+Пл+Кпш+Гип±Гр±Би+(Ци+Мон+Ильм+Магн±Ап): 6 - плагиогранитового, 7 - гранитового, 8 - граносиенитового, 9 - кварцево-монцодиоритового состава; 8 - "кузеевиты", бассейн р.Кузеевая.

соответствуют таковой для гиперстеновых плагиогнейсов, в 45 % - общая щелочность 4,5-7 %, в 14 % проб - свыше 7 % и она отвечает уровню двуполевошпатовых гнейсов. В целом аллохтонные чарнокиты представлены более кислыми, существенно калиевыми гранитовыми составами по сравнению с автохтонными, имеющими в среднем близкий к гранодиоритовому натриевый и калиево-натриевый состав. Показатель $F = \frac{100 \cdot \sum \text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$ мол. %) изменяется в пределах 55-70 %, средняя его

величина в автохтонных чарнокитах составляет 61 %, а в аллохтонных - 66 %. Отношение FeO к Fe₂O₃ достаточно высокое, обычно выше 4-8 и даже 10. По содержанию глинозема (Al₂O₃ - в среднем 13-14 %) - это породы существенно среднеглиноземистого уклона.

Сравнение химизма чарнокитов канского и других комплексов [61], а также сопоставление со средним составом, подсчитанным для многих регионов мира [121], обнаруживает большое их сходство. Тем не менее, исследуемые чарнокиты отличаются повышенным содержанием Ti, Fe, Mg и пониженным Al, Ca и Na.

На диаграмме Л.С.Бородина [14] (Na+K)/Ca-As основная часть чарнокитоидов располагается в известково-щелочном поле, а средние составы попадают в область главных трендов архейского магматизма - первично-корового и тоналит-гранодиорит-плагиогранитового (см. рис.6).

Редкие и редкоземельные элементы и их перераспределение при чарнокитообразовании. Глобальной геохимической особенностью чарнокитов, отличающей их от обычных гранитов - гранодиоритов, является обогащенность сидерофильными (Cr, Co, Ni) элементами, Sr и Sc и обедненность редкими (Li, Rb, Cs, Th, U) литофилами [61,121]. В чарнокитоидах канского комплекса такая полярность в ассоциациях элементов проявлена еще ярче. В сравнении со средними значениями для этих пород автохтонные чарнокиты в 1,5-3 раза содержат больше Cr, Co, Ni, Sc, Cu - элементов, геохимически связанных с Fe и Mg (табл.22). Кроме того, в аллохтонных субщелочных разностях отмечается повышенная примесь Ba и Pb. Те и другие чарнокиты резко (в 3-10 раз) обеднены U и Th (см. табл.20, 21). Характерна также пониженная примесь Sr. По содержанию других элементов - Li, Rb, Zr, V - они не отличаются от средних составов [121].

Общая картина спектров РЗЭ в чарнокитоидах (рис.23) подтверждает вывод о заметном преобразовании состава исходного вещества при чарнокитообразовании. В сравнении с гнейсами им присущ более

Таблица 22

Распределение микроэлементов в чарнокитоидах и мигматитах

П о р о д а	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
ШИЛКИНСКИЙ БЛОК															
Гнейсы гранат-гиперстеновые чарнокитизированные (мигматизированные) (1)	5	$\frac{12}{5}$	$\frac{68}{25}$	$\frac{170}{65}$	$\frac{650}{120}$	$\frac{200}{70}$	$\frac{15}{5}$	$\frac{16}{5}$	$\frac{125}{40}$	$\frac{110}{50}$	$\frac{12}{4}$	$\frac{37}{10}$	$\frac{30}{7}$	$\frac{110}{20}$	$\frac{1,5}{0,9-1,1}$ (2)
Чарнокиты автохтонные (3-7)	20	$\frac{15}{3}$	$\frac{48}{20}$	$\frac{195}{55}$	$\frac{610}{170}$	$\frac{275}{120}$	$\frac{13}{4}$	$\frac{21}{8}$	$\frac{120}{35}$	$\frac{125}{75}$	$\frac{22}{8}$	$\frac{42}{16}$	$\frac{45}{26}$	$\frac{120}{29}$	$\frac{1,5}{0,6}$ (12)
Кварц-ортоклазовые с гранатом породы (лейкосома) (2)	5	$\frac{7}{2}$	$\frac{160}{15}$	$\frac{125}{51}$	$\frac{500}{230}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{50}{15}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{7}{4}$	$\frac{5}{1}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{12}{2}$	$\frac{11}{5}$	$\frac{1,3}{0,6}$ (5)
Кварц-полевошпатовые породы (метасоматические образования) (9)	6	$\frac{12}{4}$	$\frac{120}{50}$	$\frac{170}{60}$	$\frac{620}{250}$	$\frac{370}{100}$	$\frac{25}{10}$	$\frac{14}{4}$	$\frac{160}{60}$	$\frac{80}{50}$	$\frac{20}{10}$	$\frac{18}{10}$	$\frac{25}{15}$	$\frac{100}{45}$	$\frac{1,5}{0,6}$ (6)
КУЗЬЕВСКИЙ БЛОК															
Гнейсы гранат-биотит-гиперстеновые чарнокитизированные (мигматизированные) (1,2)	3	13	80	170	840	100	25	30	60	150	18	43	15	120	$\frac{1,2}{0,6-2,0}$ (3)
Чарнокиты автохтонные (4,5)	5	$\frac{7}{3}$	$\frac{85}{7}$	$\frac{90}{25}$	$\frac{1230}{30}$	$\frac{200}{100}$	$\frac{30}{10}$	$\frac{20}{10}$	$\frac{136}{40}$	$\frac{28}{10}$	$\frac{20}{2}$	$\frac{26}{10}$	$\frac{52}{6}$	$\frac{105}{9}$	-
Чарнокиты аллохтонные (6-9)	12	$\frac{10}{2}$	$\frac{110}{35}$	$\frac{120}{35}$	$\frac{790}{150}$	$\frac{180}{70}$	$\frac{40}{15}$	$\frac{18}{5}$	$\frac{60}{13}$	$\frac{38}{20}$	$\frac{10}{5}$	$\frac{15}{7}$	$\frac{25}{11}$	$\frac{60}{17}$	$\frac{2,2}{1,8}$ (10)
ТАРАКСКИЙ БЛОК															
Мигматиты (инъекционные гнейсы)	5	$\frac{9}{3}$	$\frac{117}{33}$	$\frac{128}{15}$	$\frac{628}{87}$	$\frac{90}{10}$	$\frac{70}{30}$	$\frac{20}{5}$	$\frac{10}{2}$	$\frac{41}{20}$	$\frac{21}{13}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{23}{9}$	$\frac{47}{12}$	$\frac{1,0}{0,6}$ (4)
Кварц-полевошпатовые породы (лейкократовые образования) (3)	4	$\frac{7}{5-10}$	$\frac{160}{138-200}$	$\frac{138}{92-170}$	$\frac{900}{610-1440}$	$\frac{60}{10-100}$	$\frac{80}{30-100}$	$\frac{5}{2-15}$	$\frac{10}{2-20}$	$\frac{35}{20-42}$	$\frac{3}{2-4}$	$\frac{5}{3-6}$	$\frac{26}{31-32}$	$\frac{14}{4-37}$	$\frac{1,5}{1,3-1,7}$ (2)

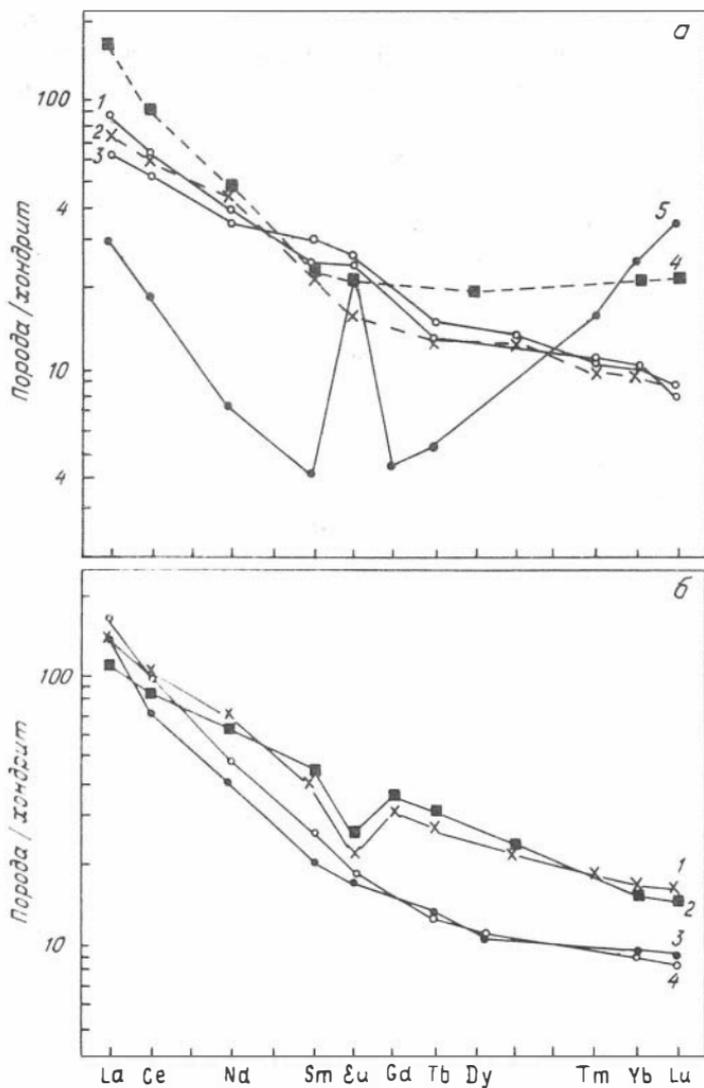


Рис.23. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ:

а) в автохтонных чарнокитах диоритового (1-3), гранодиоритового (4) состава и кварц-полевошпатовой лейкосоме (5) чарнокит-мигматита; 1 - обр.240-85; 2 - 106-72; 3 - 110-72; 4 - 142; 5 - 50-72; **б)** в интрузивных чарнокитах гранодиоритового (1), кварцево-монцодиоритового (2), граносyenитового (3) и гранитового (4) состава; 1 - обр.162-72; 2 - 167-72; 3 - 137-72; 4 - 149-72 (см.табл.23).

широкий диапазон вариаций спектров и абсолютных содержаний РЗЭ (табл.23). В пробах автохтонных чарнокитов кварцево-диоритового состава распределение РЗЭ аналогично таковому в биотит-гиперстеновых плагиогнейсах андезитового (кварцево-диоритового) состава, среди которых они развиваются. В том и другом случае наблюдается последовательное уменьшение концентраций от La до Lu без аномалии или со слабо выраженной положительной аномалией Eu в чарнокитах за счет развития натриево-кальциевого полевого шпата (рис.24). Однако абсолютное содержание РЗЭ в плагиоچارнокитах в 1,5-2 раза ниже, чем в гнейсах, и сопоставимо с таковым в основных пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах (см. рис.24). Величина нормированных (по хондриту) La:Yb в плагиоچارнокитах около 8, в гнейсах 10-12, вследствие того, что первые более обеднены легкими лантаноидами, чем тяжелыми. Гнейсы андезитового состава, как наиболее вероятный субстрат для формирования автохтонных чарнокитов кварцево-диоритового состава, близки по содержанию большинства петрогенных компонентов этим чарнокитам, за исключением Fe_2O_3 и P_2O_5 (см. табл.4, 20). В них сопоставимы величины

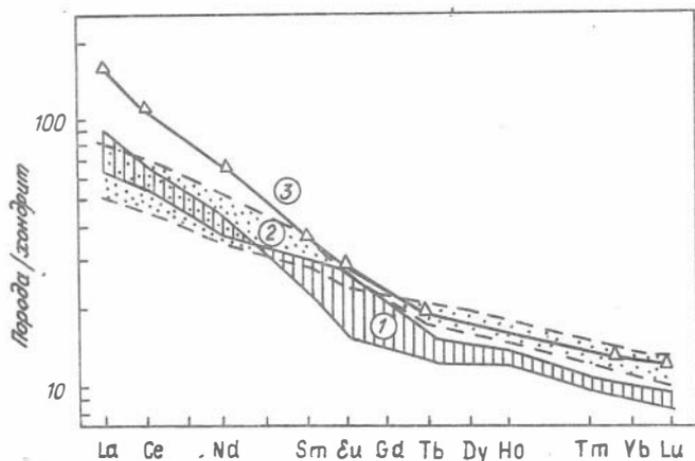


Рис.24. Граничные уровни нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в автохтонных чарнокитах (1) в сопоставлении с их концентрацией в основных гранат-двупироксеновых кристаллосланцах (2) и гиперстеновых плагиогнейсах андезитового состава (3).

микропримеси V, Cr, Co, Ni, Sr, но заметно выше в чарнокиах Fe_2O_3 , P_2O_5 , Sc и ниже Th, U, TR (см. табл.4,8,20,22). При этом Th и U, как будет показано, явно выносятся при чарнокитизации гнейсов. Содержание их становится ниже или на уровне таковых в основных кристаллосланцах. Заметное перераспределение при этом происходит и редких земель, особенно легких лантаноидов, вследствие разложения монацита - основного концентратора их и Th.

О перераспределении РЗЭ при чарнокитизации (мигматизации) гнейсов свидетельствуют и сравнительные геохимические данные по гранатовым гнейсам и развитым по ним автохтонным гранатовым чарнокитам и чарнокит-мигматитам (см.табл.23, рис.25). При близости их химического, в том числе преобладающего микроэлементного состава чарнокитоиды в сравнении с гнейсами резко (> 10 раз) обеднены Th и U, в меньшей степени легкими лантаноидами. Тяжелые редкие земли (Yb, Lu) содержатся в них в повышенных количествах, концентрируясь в гранате.

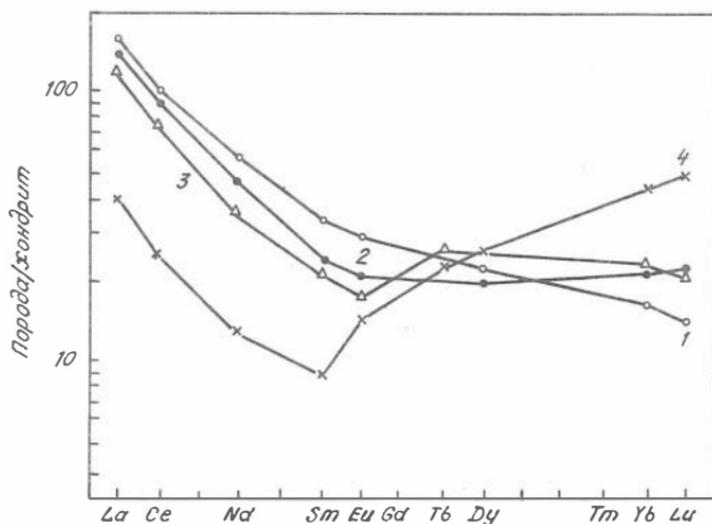


Рис.25. Распределение нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гранатовых гнейсах (1), гранат-содержащих автохтонных чарнокитах гранодиоритового состава (2,3), гранат-биотитовом чарнокит-мигматите (4); 1 - обр.134; 2 - обр.142; 3 - обр.153; 4 - обр.138.

Таблица 23

Содержание петрогенных (мас.%), редких, радиоактивных и редкоземельных (г/г) элементов в чарнокитах и гранитах канского метаморфического комплекса

Компонент	Чарнокиты автохтонные ("богуниты")						Чарнокиты аллохтонные ("кузеевиты")				Гранитоиды гиперстенсодержащие				
	240-85	I06-72	II0-72	I42	I53	50-72	I62-72	I67-72	I37-72	I49-72	75-73	76-73	I44-73	I53-72	I55-72
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5
SiO ₂	58,29	57,4	58,00	64,47	65,98	58,0	64,86	60,40	67,30	68,05	72,3	73,0	65,54	69,80	71,00
TiO ₂	1,11	1,48	0,81	0,84	0,67	0,81	1,44	2,22	1,37	0,74	4,0	0,20	0,80	0,60	1,02
Al ₂ O ₃	17,25	16,80	17,00	15,40	14,27	17,0	13,86	14,43	14,76	13,20	15,20	14,62	15,04	14,20	13,03
Fe ₂ O ₃	2,05	1,79	1,67	1,06	1,35	1,67	1,00	1,76	0,10	0,30	0,26	0,50	0,10	0,10	0,52
FeO	8,04	8,56	8,40	6,92	6,68	8,40	5,99	6,88	5,0	5,58	1,76	1,98	5,67	5,05	5,58
MnO	0,09	0,07	0,07	0,16	0,15	0,07	0,09	0,10	0,03	0,10	0,04	0,03	0,05	0,10	0,09
MgO	3,02	2,85	3,71	3,04	2,66	3,71	1,71	2,42	1,04	2,67	0,75	0,50	2,80	0,52	0,60
CaO	5,69	4,69	5,53	2,91	2,54	5,53	3,10	2,88	1,44	1,92	4,30	1,40	2,29	2,16	2,09
Na ₂ O	2,33	2,88	3,25	2,37	2,19	3,25	2,21	2,16	2,02	2,46	3,90	2,73	2,38	2,19	1,73
K ₂ O	1,16	1,92	0,94	2,01	2,68	0,94	4,82	4,00	6,24	3,21	1,00	4,60	3,17	3,55	3,91
P ₂ O ₅	0,25	0,66	0,56	0,05	0,07	0,56	0,31	0,31	0,46	0,46	0,08	0,14	0,05	0,25	0,09
ПШШ	0,48	0,87	0,24	0,79	0,76	0,24	0,38	1,10	0,70	0,80	0,30	0,56	0,77	0,90	0,67
Th	1,2	0,6	0,7	0,3	2,4	0,7	1,3	0,7	1,9	3,0	0,3	11,0	23,2	6,2	8,8
U	≤0,2	0,25	0,2	0,1	0,25	0,2	0,1	0,1	0,15	0,2	0,1	7,8	1,4	1,2	0,25
La	28	24,0	21,0	4,7	37,4	22,0	46,0	35,0	45	54	3,2	20,1	30	74,0	82,0
Ce	53	48,0	46,5	76	60,0	46,5	82	74,8	58	86	5,7	40,0	50	148	146
Nd	24,6	26,0	23,0	28	21,0	23,0	43,0	40,0	25	30	2,3	17,6	-	62,0	71,0
Sm	4,9	4,7	6,1	4,6	4,3	6,1	8,0	8,5	4,2	5,4	0,51	5,8	4,1	11,0	14,0
Eu	1,9	1,2	2,0	1,6	1,25	2,0	1,62	1,86	1,32	1,4	0,15	0,62	0,70	1,23	1,7
Gd	-	3,6	4,0	-	-	4,0	9,0	9,7	-	-	0,56	3,0	3,5	10,5	10,0
Tb	0,61	0,6	0,7	-	1,2	0,7	1,25	1,41	0,7	0,65	0,09	0,48	0,54	1,8	2,0
Dy	-	3,9	-	6,3	8,0	-	-	8,0	3,5	3,9	-	-	-	-	-
Tm	-	0,20	0,34	-	-	0,45	0,57	0,57	-	-	0,05	-	0,17	0,98	1,5
Yb	2,1	2,0	2,0	4,5	5,1	4,67	3,3	3,1	2,1	2,0	0,3	1,6	0,96	6,34	9,5
Lu	0,25	0,18	0,29	0,7	0,66	0,79	0,5	0,47	0,3	0,26	0,05	0,24	-	0,93	1,6
(La/Yb) _N	9,0	8,0	7,0	7,0	5,0	3,0	9,3	7,6	14,5	18	7,1	8,4	21	7,9	5,9
Li	15,0	12,0	17,0	16,0	17,0	7,0	-	5,0	12	-	3,0	2,0	29	9	-
Rb	35,0	40,0	25	30	78	171	110	89	85	85	34	159	152	120	120

Ce	0,4	0,2	0,6	-	-	0,3	0,19	-	0,2	0,2	1,9	1,6	-	0,23	0,2
Ba	500	800	390	540	720	860	1400	1310	970	1000	230	400	380	760	560
Sr	180	150	220	210	530	130	90	90	98	98	430	100	120	150	120
Zr	200	265	130	230	270	10	394	360	440	140	54	158	-	-	-
Hf	5,4	6,2	2,0	4,0	6,2	0,7	11,4	12	7,2	7	1,9	2,9	3,5	9,1	12
Ta	0,3	0,4	0,21	0,2	0,3	0,02	1,2	1,35	0,19	0,2	0,14	0,55	1,6	2,28	1,3
Sc	20	24	16	30	30	4,5	20	15	14	18	3	6,2	10	14	14
V	130	110	150	100	90	3	100	100	85	85	20	20	40	-	-
Cr	80	82	74	200	190	6,7	37	32	18	63	42	18	170	10	20
Co	30	30	30	20	15	1,8	16	21	16	16	3	3	8	8	8,3
Ni	36	40	32	52	24	2	18	21	20	20	7	8	43	9	16
Cu	80	89	70	98	71	10	55	59	45	45	26	13	39	18	-
Zn	140	125	157	105	95	8	105	110	70	70	38	44	115	63	31

П р и м е ч а н и е. Чарнокиты автохтонные: 1-3 - диоритового состава (эндербиты): 1 - Би+Гр+Гип+Кв+Пл+(Си+Ап+Руд), 2 - Би+Гр+Гип+Кв+Пл+(Кпш+Си+Ап+Руд), 3 - Би+Гр+Гип+Кв+Пл+(Кпш+Си+Ап+Руд); 4,5 - гранодиоритового состава: 4 - Гр+Гип+Би+Шп+Кор+Пл+Кв+Кпш+(Си+Руд), 5 - Гр+Би+Кв+Пл+Кпш+(Си+Шп+Руд) - чарнокитизированный (мигматизированный) гранатовый гнейс; 6 - кварц-полевошпатовая лейкосома чарнокит-мигматита: Кв+Пл+Кпш+Гр+(Ап); чарнокиты аллохтонные: 7 - гранодиоритового: Би+Гип+Кв+Пл+Кпш+(Си+Ап+Ильм), 8 - кварцево-монцодиоритового: Гр+Гип+Кв+Пл+Кпш+(Си+Ап+Руд), 9 - граносиенитового: Гр+Гип+Кв+Кпш+(Си+Магн), 10 - гранитового: Кв+Пл+Кпш+(Гип+Си+Ап+Мон) составов; 11-13 - гранитоиды ортоклазовые биотитсодержащие с реликтами гиперстена: 11 - плагиогранит: Би+Гип+Кв+Пл+(Си), 12 - лейкогранит - Гр+Би+Кв+Пл+Кпш+(Си+Мон), 13 - гранодиорит биотитовый: Би+Кв+Пл+Кпш+Си; 14,15 - гнейсограниты: 14 - Гр+Гип+Кв+Пл+Кпш+(Си), 15 - Би+Гр+Кв+Пл+Кпш+(Си+Мон).

О резкой дифференциации РЗЭ в чарнокит-мигматитах можно судить на основании анализа спектра их распределения в кварц-полевошпатовых гранатосодержащих лейкократовых породах (обособлениях лейкосомы) (см. рис.23,а). По содержанию петрогенных и некоторых редких (Rb, Ba) элементов они соответствуют субщелочным лейкократовым гранитам (см. табл.21,22), что позволяет их рассматривать в качестве производных ультраметаморфизма с участием анатектических выплавов гранулитогнейсового субстрата. Резкое обеднение кварц-полевошпатовых пород легкими и средними лантаноидами, Th, U, Zr, Hf, Ta, а также Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn (см. табл.21-23) удовлетворительно объясняется сравнительно малой степенью плавления субстрата с сохранением рестигов исходных пород, обогащенных темноцветными и акцессорными минералами. Присутствие граната обуславливает повышенный уровень содержания тяжелых (Tm, Yb, Lu) РЗЭ. Преимущественное выплавление полевошпатовой составляющей гнейсов, проявляющееся и в сильной положительной Eu аномалии, служит причиной относительно меньшей потери в этом процессе La и Ce в сравнении с Nd, Sm, Gd, Tb (см. рис.23,а).

Аллохтонные чарнокиты Кузеевского блока, представленные в проанализированных пробах породами гранодиоритового и кварцево-монцидиоритового состава (см. табл.21), в сравнении с автохтонными разновидностями кварцево-диоритового состава характеризуются повышенной концентрацией РЗЭ, за исключением Eu, имеющего явно выраженную отрицательную аномалию (см. рис.23,26). Они отличаются относительным накоплением средних лантаноидов (Gd, Tb, Dy), что выражается в более высоком (2,5-2,7) Gd:Yb в сравнении с автохтонными плагиоچارнокитами (Gd:Yb = 1,5). Это обусловлено повышенным содержанием в интрузивных чарнокитах апатита, преимущественно концентрирующего средние лантаноиды. По химическому составу эти чарнокиты наиболее близки двуполевошпатовым гнейсам дацитового состава, которые имеют сопоставимую величину концентрации ряда редких (Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Pb, Ta, Sc, V, Cu) и редкоземельных элементов, в особенности тяжелых лантаноидов (см.табл.7,23). Близость уровня содержаний и спектра РЗЭ, включая величину Eu минимума (см. рис.26), двуполевошпатовых гнейсов и чарнокитов может свидетельствовать о высокой степени плавления субстрата, без фракционирования полевых шпатов. Некоторое обеднение чарнокитов La и Ce объясняется неустойчивостью монацита в этом процессе, что подтверждается его заметным уменьшением в таких породах. Перекристаллизация и разложение монацита сопровождается

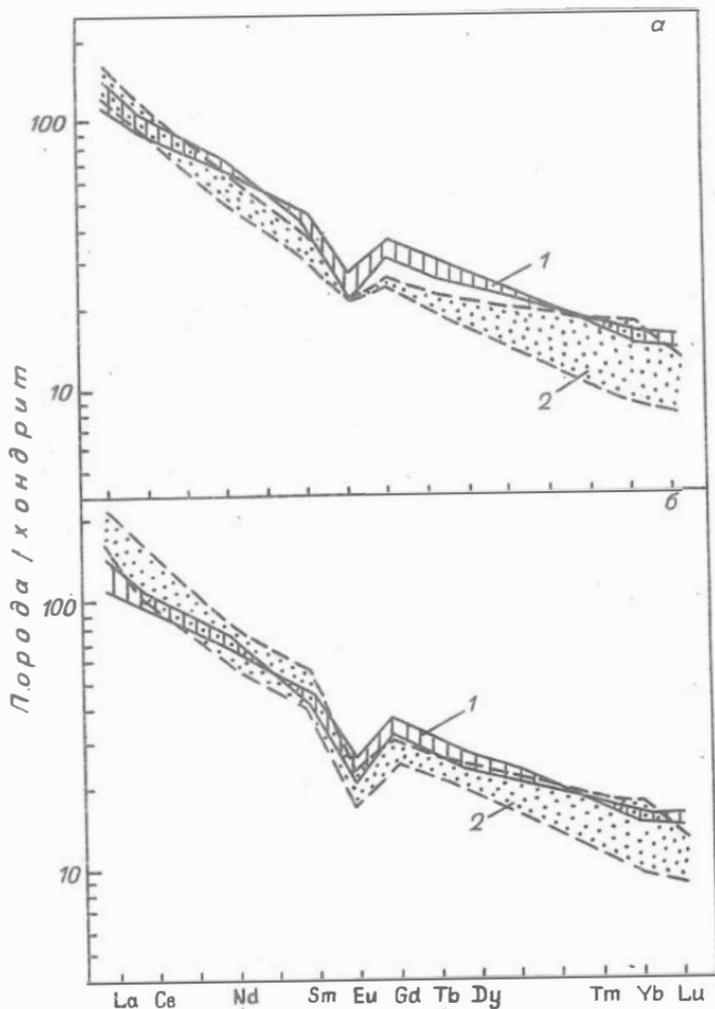


Рис.26. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в интрузивных чарнокитах (1) в сопоставлении с граничными уровнями их концентрации (2): а - в гиперстеновых плагигнейсах, б - в двуполевошпатовых гнейсах.

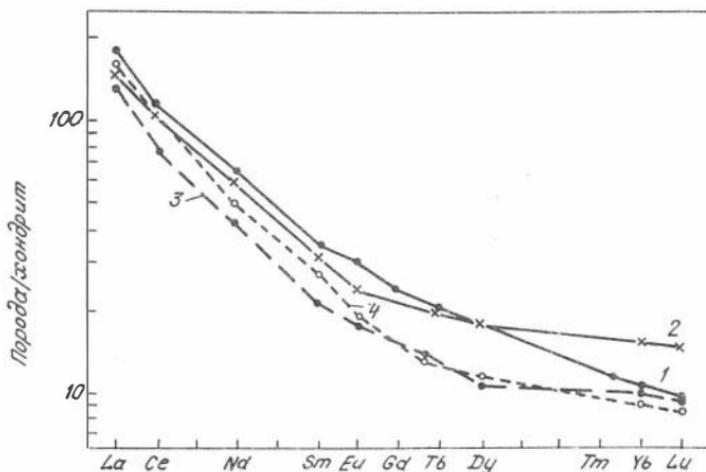


Рис.27. Распределение нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в интрузивных чарнокитах граносиенитового (3) и гранитового (4) состава в сопоставлении со спектром их концентрации в двуолевошнатовых гранат-гиперстеновых гнейсах трахиандезитового состава (1,2); 1 - обр.91-73; 2 - обр.113-73; 3 - обр.137-72; 4 - обр.149-72 (см.табл.7.23).

значительной потерей Th, который отчасти совместно с легкими лантаноидами выщелачивается углекислотно-водным флюидом в анкальные и более высокие уровни колонны гранитообразования.

Особый спектр РЗЭ имеют интрузивные чарнокиты граносиенитового состава (обр.137-72) и чарнокит-ангиты (обр.149-72) (см. табл.23, рис.23,б). Наряду с повышенным содержанием La и Ce их отличает низкое (1,4) Gd:Yb и отсутствие аномалии Eu. Такое распределение обеспечивается наличием в этих породах заметной примеси монацита наряду с преобладающим апатитом, а также развитием плагиоклаза, содержащего Eu^{2+} . Распределение лантаноидов в этих чарнокитах совершенно аналогично таковому в двуолевошнатовых гнейсах трахиандезитового (кварцево-монцодиоритового) состава (рис.27), правда, уровень содержания РЗЭ в чарнокитах ниже. Не исключено, что такие гнейсы могли быть исходным субстратом для формирования чарнокитов.

С интрузивными чарнокитами в Кузеевском и Таракском блоках тесно связаны лейкократовые ортоклазовые граниты с реликтами гиперстена или без него, а также многочисленные тела грубозернистых пегматоидных пород и пегматитов.

Эти древнейшие существенно калиевые гранитоиды, завершающие становление чарнокит-гранулитового комплекса, по существу представляют самостоятельную лейкогранитовую формацию. Граниты слагают обычно согласные с гнейсовидностью тела небольшой (до 10-30 м) мощности или массивы (Березовский, Глубокинский и др.) площадью до 10-40 км² с элементами дискордантного залегания, известные под названием березовского комплекса [30]. Преобладают розово-желтые слабогнейсовидные лейкократовые граниты с голубым кварцем. Состоят они (в %) из кварца (30-35), ортоклаза (40-50), плагиоклаза N 27-37 (8-15), биотита (F = 44,5, TiO₂ = 3,51-5,1), граната (F = 79,2, MnO = 2,4) (3-5), измененного гиперстена (F = 44,2, Al₂O₃ = 5,3) (0-5), а также магнетита, монацита, циркона, апатита, рутила; иногда включают единичные зерна кордиерита, силлиманита [34]. Более детальное их исследование в бассейнах рек Кан, Немкина, Кузеева, Веснина показало, что наряду с лейкократовыми распространены биотитовые гиперстенсодержащие граниты, гнейсограниты и гранодиориты (табл.24), сменяющиеся в приконтактных частях интрузивов гиперстенсодержащими кварцевыми гнейсодиоритами с повышенной примесью граната или кордиерита. Характерно, что во всех разновидностях этих гранитоидов присутствует ортоклаз-пертит в виде самостоятельных выделений или в антипертитах плагиоклаза в отличие от более поздних докембрийских гранитоидов (например, таракских) с микроклином. Развитие ортоклаза, а также гиперстена в значительной мере определяет их сходство с чарнокитами. Существенное отличие состоит в том, что гиперстен здесь почти всегда реликтовый (неустойчивый), замещается биотитом повышенной железистости (см. табл.2). Кроме того, как будет ниже показано, эти породы обнаруживают заметные геохимические различия, обусловленные, в частности, регрессивным метаморфизмом, сопровождающим становление лейкократовых гранитов.

Широко развиты среди гнейсов пегматоидные грубозернистые граниты, жильные пегматиты, а также кварц-полевошпатовые метасоматиты, нередко обогащенные монацитом, цирконом, ксенотимом, торитом, ильменитом, другими редкометалльными минералами. По составу это

Т а б л и ц а 24

Химический состав ортоклазовых гиперстенсодержащих гранитоидов березовского комплекса

Компонент	I(6)		2(4)		3	4(5)		5		6	7
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	75-73	\bar{x}	σ	I53-72	I55-72	I05-72	64-73
SiO ₂	73,79	1,39	71,59	1,07	72,30	65,83	1,84	69,80	71,00	72,70	70,00
TiO ₂	0,20	0,06	0,34	0,25	0,09	0,83	0,26	0,60	1,02	0,56	0,05
Al ₂ O ₃	13,95	0,58	13,46	1,78	15,20	14,64	1,30	14,20	13,03	12,50	15,20
Fe ₂ O ₃	0,65	0,55	0,37	0,23	0,26	1,64	1,87	0,10	0,52	1,68	0,24
FeO	1,54	0,60	3,27	1,59	1,76	5,76	1,08	5,05	5,58	3,14	2,28
MnO	0,04	0,03	0,28	0,03	0,04	0,08	0,03	0,10	0,09	0,03	0,03
MgO	0,33	0,20	0,98	0,79	0,75	2,19	1,07	0,52	0,60	0,43	0,45
CaO	1,00	0,79	2,98	1,21	4,30	2,92	1,01	2,16	2,09	2,34	1,05
Na ₂ O	3,00	0,37	2,58	0,88	3,90	2,88	1,59	2,19	1,73	2,88	2,50
K ₂ O	4,72	0,25	3,15	2,32	1,00	2,35	0,51	3,55	3,91	2,91	7,75
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,15	0,08	0,08	0,25	0,20	0,25	0,09	0,18	0,10
ППП	0,41	0,35	0,65	0,36	0,17	0,51	0,19	0,90	0,67	0,38	0,42
Сумма	99,63		99,80		99,83	99,88		99,42	100,33	99,73	100,07

Примечание: 1 - граниты лейкократовые ортоклазовые; 2 - граниты биотитовые гиперстенсодержащие; 3 - плагио-граниты гиперстенсодержащие; 4 - гранодиориты, гнейсогранодиориты биотитовые гиперстенсодержащие; 5 - граниты гранат- и гиперстенсодержащие из гнейсогранитных куполов; 6 - гранит пегматоидный с гиперстеном; 7 - пегматит кварц-плагиоклаз-ортоклазовый.

тоже ортоклазовые, существенно кварц-полевошпатовые натриево-калиевые породы с гранатом, гиперстеном, ассоциирующие с чарнокитами и лейкогранитами и генетически с ними связанные.

Следовательно, среди гранитоидов, завершающих становление чарнокит-гранулитового комплекса, наиболее распространены лейкократовые ортоклазовые граниты, связанные постепенными переходами с гиперстеносодержащими биотитовыми их разновидностями (см. табл.24). От интрузивных чарнокитов подобного уровня кремнекислотности (см. табл.21) они отличаются пониженным содержанием TiO_2 (от 2 до 10 раз),

FeO (в 1,5-3 раза), а также MgO и повышенным - щелочей, особенно Na_2O . По соотношению щелочей это преимущественно натриево-калиевые граниты, реже встречаются натриево-кальциевые плагиограниты. Лейкократовые граниты характеризуются широким спектром составов РЗЭ (рис.28, табл.23), причем устанавливается значительный (в 5-8 раз) рост общего их содержания от плагиогранитов к ортоклазовым натриево-калиевым гранитам. В последних появляется отчетливый европейский минимум. Сравнение микроэлементных составов плагиогранитов (Глубокинский массив, верховья р.Немкина) и вмещающих биотит-гиперстеновых плагиогнейсов (см. табл.10,25) показывает сильную истощенность первых редкими (Li, Rb, Ba, Zr, Hf, Ta, Pb), радиоактивными (Th, U) и редкоземельными элементами и аномальное накопление Sr (350-450 г/т). Весьма низкие концентрации в плагиогранитах Zr, Hf, Th, U, TR свидетельствуют о почти полном отсутствии акцессорных фаз. Минимальной степени плавления гнейсового субстрата с выплавлением преимущественно кварц-полевошпатовой котектики можно объяснить уровень содержания и наблюдаемый спектр редкоземельных и редких элементов в плагиогранитах. Натриево-калиевые лейкократовые граниты унаследуют спектр РЗЭ двуполевошпатовых гнейсов с пропорциональным обеднением как легкими, так и тяжелыми лантаноидами, а также Sr, Zr, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, V (см. рис.28, табл.7,23,25). С другой стороны, значительная (в 5-7 раз) обогащенность их в сравнении с плагиогранитами редкоземельными и рядом других редких литофильных (Rb, Ba, Zr, Hf, Ta, Th, U) элементов позволяет интерпретировать натриево-калиевые граниты как продукты более продвинутого плавления гнейсового субстрата без относительного факционирования отдельных минералов.

Наряду с лейкократовыми и биотитовыми гранитами, например, в Березовском массиве распространены биотит-гиперстеновые гранодиори-

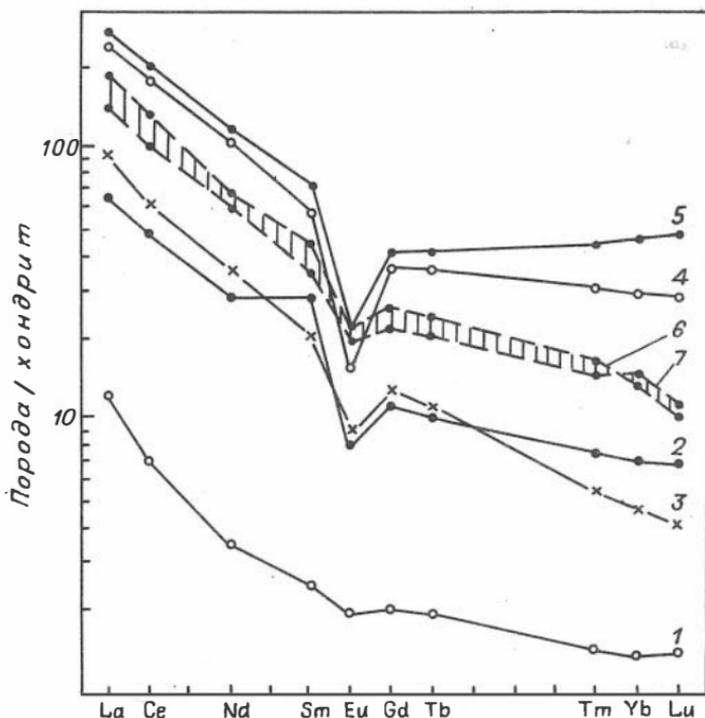


Рис.28. Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гиперстенсодержащих гранитоидах березовского комплекса:

1 (обр.75-73) - плагиогранит; 2 (обр.78-73) - лейкократовый ортоклазовый гранит; 3 (обр.144-73) - биотитовый гранодиорит; 4,5 - гранатсодержащие биотитовые граниты (4 - обр.153-72, 5 - обр.155-72); 6,7 - усредненные составы двуполовошпатовых гнейсов (6) и гиперстенновых плагиогнейсов (7).

ты, характеризующиеся повышенным содержанием (в %): TiO_2 (0,83), ΣFeO (7,26), MgO (2,19) и CaO (2,92) (см. табл.24). В приконтактных зонах с гнейсами они сменяются более меланократовыми гнейсовидными породами кварцево-диоритового состава. Реже встречаются гиперстенновые пегматоидные граниты и кварц-полевошпатовые пегматиты. В сравнении с лейкократовыми гранитами гранодиориты и биотит-гиперстенновые граниты обогащены Sr, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn и Au. В меланократовых породах

Т а б л и ц а 25

Содержание редких элементов в гиперстенсодержащих гранитоидах и пегматитах березовского комплекса

П о р о д а	n	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Pb	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Au
<u>Гранитоиды верховьев р.Немкина</u>															
Граниты лейкократовые (I)*	7	$\frac{13}{8}$	$\frac{120}{24}$	$\frac{102}{33}$	$\frac{423}{200}$	$\frac{68}{10}$	$\frac{38}{15}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{15}{3}$	$\frac{18}{13}$	$\frac{1,5}{0,3}$	$\frac{3}{1}$	$\frac{15}{6}$	$\frac{14}{8}$	1,5 (4)
Плагiogраниты (3)	3	8	50	345	258	40	10	10	50	42	4	8	34	48	-
Граниты биотитовые (2)	4	17	158	116	635	100	30	8	20	55	2	5	13	55	2,8 (3)
<u>Березовский массив</u>															
Граниты, гранодиориты (4)	7	$\frac{11}{6}$	$\frac{112}{21}$	$\frac{198}{45}$	$\frac{621}{185}$		$\frac{44}{18}$	$\frac{4}{2}$	40	34	10	27	58	119	$\frac{3,1}{1,8}$ (9)
Гнейсограниты, гнейсодиориты приконтактной зоны (4)	3	25	166	160	543		15	10	40	177	12	54	43	89	10,2(3)
Граниты пегматоидные (6)	3	11	209	140	910		35	1,5	-	17	3	3	13	5	1,6(2)
<u>Гнейсограниты верховьев р.Кузеевой</u>															
Граниты и гранодиориты гнейсовидные гранатсодержащие биотит-гиперстеновые (5)	7	$\frac{14}{12}$	$\frac{106}{37}$	$\frac{102}{26}$	$\frac{737}{240}$	$\frac{345}{70}$	$\frac{55}{20}$	$\frac{22}{13}$	-	$\frac{35}{21}$	$\frac{12}{7}$	$\frac{21}{9}$	$\frac{42}{17}$	$\frac{86}{34}$	$\frac{2,5}{0,9}$ (6)
<u>Жильные гранитоиды</u>															
Граниты аплитовидные с гранатом или биотитом	5	8	170	143	491	240	41	5	125	4	5	8	35	50	$\frac{3,6}{1,4}$ (6)
Пегматиты и пегматоидные породы (7)	9	$\frac{7}{2}$	$\frac{120}{65}$	$\frac{164}{40}$	$\frac{1096}{450}$	$\frac{90}{40}$	$\frac{32}{20}$	$\frac{38}{20}$	$\frac{100}{30}$	$\frac{27}{25}$	$\frac{3}{1}$	$\frac{8}{4}$	$\frac{14}{5}$	$\frac{22}{15}$	1,7 (4)

* Химический состав гранитов в столбце под этим же номером в табл.23.

повышается содержание Li, Rb, Cr, Sc, Ni, Zr и Au (до 10-12 мг/т). В этих же гранитоидах нередко отмечается повышенная (17-24 г/т) примесь Th и более дифференцированный спектр РЗЭ, отличающийся высоким (25) La:Yb (см. рис.28).

Ядерные части отдельных гнейсогранитных куполов среди двуполевошпатовых гнейсов в Кузеевском блоке сложены гранат- и гиперстенсодержащими слабогнейсовидными интрузивными гранитами или гранодиоритами (см. табл.24), по петрохимическому составу близкими к чарнокитам. Однако минералого-геохимические их свойства - реликтовый характер гиперстена, высокая железистость биотита, обогащенность редкими оксифильными (Th, U, TR, Li, Ba, Zr, Pb) элементами - свидетельствуют о принадлежности их к ассоциации более поздних гранитоидов и пегматоидов, формирование которых происходит в условиях пониженных Р-Т параметров и сопровождается регрессивным метаморфизмом. В сравнении с гиперстеновыми плагио- и двуполевошпатовыми гнейсами эти граниты выделяются высоким общим содержанием РЗЭ, резко выраженным европиевым минимумом и пониженным отношением легких лантаноидов к тяжелым ((La:Yb)_N = 5,8-7,7), что свидетельствует о дифференцированности исходных расплавов [2]. Наиболее вероятным представляется формирование таких гиперстеновых гранитов из остаточных расплавов при фракционной кристаллизации кислой магмы. Аналогичную природу, очевидно, имеют жильные аплитовидные натриево-калиевые граниты и связанные с ними кварц-полевошпатовые метасоматиты, наиболее обогащенные Th, TR, Zr, Hf, Pb и другими редкими оксифилами.

Закономерности распределения радиоактивных элементов и поведение их при метаморфизме

Радиоактивные элементы - U, Th, K - наиболее яркие представители сиалических оксифилов [125], устойчиво накапливающиеся в гранитном слое земной коры. Они являются индикаторами степени дифференцированности исходного сиалического вещества [75,76]. Триада этих элементов, обладая разными геохимическими свойствами и, в частности, различным поведением при метаморфизме, выступает в качестве меченых атомов при исследовании эволюции природных породобразующих систем. В этой связи в работе особое внимание уделено ра-

диогеохимической характеристике формационных комплексов. Выводы по геохимии РАЭ базируются на представительном статистически обработанном аналитическом материале.

Радиоактивные элементы
в породах чарнокит-гранулитового комплекса

Древнейшие чарнокит-гранулитовые и мигматит-гнейсовые комплексы, широко развитые на щитах и других выступах основания платформ, давно привлекают внимание исследователей. В последние десятилетия в связи с повышенным интересом к проблемам радиогеологии и ранней истории Земли опубликовано значительное число работ и по геохимии пород гранулитовой фации, и по распространенности в них РАЭ [5,36,57,103,108,115,143,150,152,164,168,205 и др.]. Однако сведения по радиогеохимии комплексов Сибирской платформы до последнего времени были весьма ограниченными. Нами выполнено систематическое радиогеохимическое исследование пород канского метаморфического комплекса и сравнительное - гранулитов Прибайкалья и Анабарского щита [1,26,74,77,78,84,191].

Гнейсы. Статистические оценки содержания и особенности распределения РАЭ в породах канского комплекса показаны в табл. 26-30. Сравнительно однородные по структурно-текстурным признакам мелко- и среднезернистые гнейсы и основные кристаллосланцы разного химического состава без явных признаков проявления ультраметаморфизма (чарнокитизации, мигматизации) и более поздней гранитизации существенно различаются по содержанию Th и K и по соотношению этих элементов. В этом проявляется унаследование радиогеохимических особенностей исходного субстрата, которое особенно характерно для Th-элемента, наиболее инертного при метаморфизме. В меньшей степени такое свойство присуще более подвижному K и только отчасти U, содержания которого резко снижаются и по существу выравниваются при метаморфизме. Распределение элементов в гранулитах близкого или одного и того же состава довольно равномерное, коэффициент вариации обычно ниже 40-45 %, для Th и K часто ниже 30-35 %.

В гиперстеновых плагио- и двуполевошпатовых ортогнейсах Шилкинского блока средние значения Th и K возрастают с повышением кремнекислотности пород: от андезитовых к плагиодацит-плагиориодацито-

Таблица 26

Распределение радиоактивных элементов в гнейсах и чарнокитоидах кузеевской толщи Шилкинского блока

П о р о д а	n	U, г/т		Th, г/т		K, %		Th	Th · 10 ⁴	K · 10 ⁻⁴
		$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	U	K	U
Плаггиогнейсы гиперстеновые плагиодацитового и плагиориодацитового состава (1,2)	20	0,9±0,1	44	12,0±1,3	24	1,31±0,15	26	14,5	9,0	1,5
Плаггиогнейсы гиперстеновые андезитового состава (3)	14	0,6±0,2	35	4,7±1,5	30	1,21±0,29	24	8,0	3,9	2,0
Гнейсы двуполюшпатовые риодацитового состава (4)	13	0,7±0,2	42	16,9±3,2	30	2,83±0,28	16	24,5	6,1	4,2
Гнейсы двуполюшпатовые дацитового состава (5)	15	0,7±0,17	42	9,5±1,5	30	1,93±0,25	23	13,9	5,1	2,9
Гнейсы двуполюшпатовые трахиандезитового состава (6)	7	0,6±0,19	35	11,5±3,4	34	3,61±0,80	25	19,2	3,2	6,0
Гнейсы глиноземистые (7,8)	19	0,9±0,1	33	19,7±1,8	19	2,42±0,48	42	22,5	8,5	2,8
Гнейсы гранатовые (гранулиты) (9)	10	0,6±0,1	53	2,9±1,1	55	1,54±0,50	48	4,9	1,9	2,7
Плаггиогнейсы гранат-биотит-гиперстеновые грубозернистые (перекристаллизованные)	7	0,3±0,1	33	0,7±0,3	43	1,43±0,19	15	1,8	0,5	4,8
Гнейсы гранат-гиперстеновые чарнокитизированные (мигматизированные) (1)	12	0,4±0,06	25	6,0±0,9	25	2,10±0,12	30	15,5	2,9	0,4
Чарнокиты автохтонные гранодиорит-диоритового состава (4-7)	20	≤0,3±0,05	~30	0,7±0,1	30	1,47±0,20	31	≥3	0,5	5
Кварц-ортоклазовые породы (лейкократовые обособления) (2)	7	≤0,2-0,2		0,3-0,4		5,87±1,02	20	≥2	≥14,8	30
Кварц-плаггиоклаз-ортоклазовые породы (метасоматические образования) (9)	8	1,1±0,4	45	53,3±25,6	59	3,6 ±1,10	38	49,0	15,1	3,4

П р и м е ч а н и е. n - количество проб, $\bar{x} \pm \Delta x$ - среднее арифметическое содержание и доверительный интервал (95 %), v коэффициент вариации (в %).

Таблица 27

Распределение радиоактивных элементов в породах кузеевской толщи Кузеевского блока

П о р о д а	n	U, г/т		Th, г/т		K, %		Th	Th · 10 ⁴	K · 10 ⁻⁴
		$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\frac{Th}{U}$	$\frac{Th \cdot 10^4}{K}$	$\frac{K \cdot 10^{-4}}{U}$
Гнейсы гиперстеновые (1,2)	35	0,9±0,1	44	16,8±1,5	26	1,09±0,12	32	18,9	15,5	1,4
Гнейсы двуполевошатовые (3,4)	26	1,1±0,1	27	19,9±1,6	24	3,44±0,22	20	19,1	5,9	3,2
Гнейсы глиноземистые (6,7)	30	0,8±0,11	37	20,5±2,4	32	3,08±0,29	26	26,5	7,1	4,1
Кристаллосланцы высокоглиноземистые (8-10)	6	1,1±0,3	36	35,1±6,2	19	2,14±0,65	35	32,0	16,4	2,0
Кристаллосланцы двупроксеновые (11)	9	≤0,24	-	1,2±0,4	41	0,55±0,07	18	5	2,2	2,3
Гнейсы чарнокитизированные (мигматизированные) (1,2)	5	0,5	40	5,6	34	2,47	10	11,5	2,4	5,0
Чарнокиты автохтонные (4,5)	6	≤0,2	-	2,3±0,6	30	2,38±0,67	35	11	1,0	12
Чарнокиты аллохтонные (7-9)	20	≤0,2	-	0,7±0,2	57	3,90±0,48	28	3,5	0,2	20
Кварц-ортоклазовые породы (3)	5	0,3±0,1	33	1,4±0,8	64	5,46±0,88	17	4,7	0,3	18,5

Т а б л и ц а 28

Распределение радиоактивных элементов в метаморфических породах атамановской толщи Таракского блока

П о р о д а	n	U, г/т		Th, г/т		K, %		Th	Th · 10 ⁴	K · 10 ⁻⁴
		$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	U	K	U
Плагиогнейсы гранат-биотитовые плагиориодацитового состава (I)	24	1,5±0,2	40	16,7±1,7	25	1,6±0,15	29	11,7	10,7	1,2
Гнейсы двуполевошпатовые риодацитового и дацитового состава (2,3)	40	1,6±0,2	43	19,9±1,5	24	3,25±0,27	26	14,3	6,8	2,2
Гнейсы глиноземистые (5, 6,7)	58	2,4±0,2	29	22,3±0,9	15	3,09±0,18	23	9,8	7,8	1,4
Кристаллосланцы высокоглиноземистые (8)	12	3,6±0,4	19	31,7±1,1	20	3,77±0,39	39	8,8	8,4	1,1
Кристаллосланцы пироксен-плагиоклазовые андезитобазальтового состава (10,11)	8	0,26±0,08	45	1,5±0,4	49	0,19±0,07	57	5,9	7,9	0,8
Мигматиты и мигматизированные гнейсы	6	1,60±0,2	13	8,7±3,4	34	3,85±1,26	29	5,4	2,4	2,5
Кварц-ортоклазовые породы (лейкосомы и лейкократовые пегматоидные образования)	5	0,4±0,3	75	0,9±0,6	66	5,08±1,49	21	2,8	0,2	12,8

Таблица 29

Распределение радиоактивных элементов в гранат-двупироксеновых кристаллосланцах кузеевской толщи Шилкинского блока

П о р о д а	n	U, Г/Т		Th, Г/Т		K, %		Th	Th · 10 ⁴	K · 10 ⁻⁴
		$\bar{x} \pm \Delta x$	V	$\bar{x} \pm \Delta x$	V	$\bar{x} \pm \Delta x$	V	U	K	U
Гранат-двупироксеновые кристаллосланцы базальтового состава (I)	2I	$\leq 0,2 \pm 0,05$	~50	$\sim 0,35 \pm 0,05$	~30	$0,52 \pm 0,05$	23	$\geq 1,8$	0,7	$\geq 2,7$
	5	$0,15 \pm 0,04$						2,3	0,7	3,5
Гранат-двупироксеновые кристаллосланцы андезитобазальтового состава (2)	10	$0,25 \pm 0,05$	40	$0,83 \pm 0,13$	32	$0,58 \pm 0,04$	16	3,4	1,4	0,7
Гранат-двупироксеновые кристаллосланцы трахибазальтового, трахиандезитобазальтового состава (3)	8	$0,4 \pm 0,18$	50	$2,0 \pm 0,9$	51	$1,60 \pm 0,6$	40	5,0	1,3	4,1
Те же кристаллосланцы в зонах гранитизации	40	$1,0 \pm 0,2$	67	$3,95 \pm 0,7$	56	$1,38 \pm 0,30$	68	5,3	4,5	2,1

Таблица 30

Распределение радиоактивных элементов в пироксен-плаггиоклазовых породах интрузивных тел, залегающих в гнейсах кузеевской толщи Шилкинского блока

П о р о д а	n	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th	Th · 10 ⁴	K · 10 ⁻⁴
		$\bar{x} \pm \Delta x$	$\bar{x} \pm \Delta x$	$\bar{x} \pm \Delta x$	U	K	U
Гранат-двупироксеновые кристалло- сланцы пикритобазальтового, маг- незизальнобазальтового состава (5, 6, 7)	6	0,2 (0,08)	(0,3-0,4) (0,25)	0,55 (0,32)	2 (3)	0,7 (0,8)	2,2 (4)
Пироксен-плаггиоклазовые породы вы- сокотальцевые габброидного соста- ва (8, 9)	3I	0,2 (0,16)	0,4 ± 0,05 (0,41)	0,13 ± 0,02	2 (2,5)	3,2	0,7

П р и м е ч а н и е. В скобках приведены прецизионные определения U, Th, K в единичных пробах. Определения U выполнены методом запаздывающих нейтронов и лазерно-люминесцентным, Th - химическим методом.

вым (тоналит-плаггиогранитовым) (Th - от 4,7 до 12 г/т; К - от 1,2 до 1,3 % соответственно) и от дацитовых к риодацитовым (Th - 9,5 и 16,9 г/т; К - 1,9 и 2,8 %) составам. Содержания U в этих породах изменяются в небольших пределах, в среднем от 0,5 до 0,9 г/т. Гнейсы трахиандезитового (монцодиоритового) состава отличаются повышенной концентрацией К (3,61 %). В сравнении с Шилкинским блоком плаггиогнейсы тоналит-плаггиогранитового состава Кузеевского блока характеризуются более высоким (16,8 г/т) фоном Th, а двуполевошпатные гнейсы - всех РАЭ (U - 1,1; Th - 19,9 г/т, К - 3,33 %). Такие же высокие концентрации Th и К присущи и ортогнейсам атамановской толщи (Таракский блок); кроме того, в них в 1,5-2 раза выше содержания U (1,5-1,6 г/т) (см. табл.26-28). Следовательно, вверх по разрезу канской серии в близких по составу ортопородах возрастает концентрация РАЭ и изменяется их соотношение: снижается Th:U от 16-24 до 12-14, в меньшей мере - К:U от 2-6 до 1-2, возрастает Th:К от 3-9 до 6-16. Объяснить это можно, с одной стороны, направленным изменением химизма исходных пород в сторону все большего преобладания дацит-риодацитовых составов, а с другой - снижением P-T параметров метаморфизма и изменением флюидного режима в направлении уменьшения $\text{CO}_2\text{:H}_2\text{O}$ (0,6-0,8 - Шилкинский блок и 0,1-0,2 - Таракский блок), что обуславливает относительное уменьшение выноса U и в связи с этим снижение Th:U.

Глиноземистые гнейсы, как и глиноземистые метапелиты фанерозоя, отличаются высокой (19,7-22,3 г/т) ториеносностью, причем концентрация Th возрастает с повышением глиноземистости пород. В высокоглиноземистых (Al_2O_3 - 24-29 %) кристаллосланцах кузеевской и атамановской толщ среднее содержание Th достигает 32-35 г/т. Глиноземистые гнейсы подобно метапелитам заметно обогащены и К. Однако содержание U в них низкое, в кузеевской толще - 0,81-1,1 г/т, Th:U составляет 23-26, в высокоглиноземистых кристаллосланцах достигает 32; в атамановской толще U в 2-4 раза больше - 2,4-3,6 г/т, Th:U снижается до 9-10, а К:U - до 1-1,5. Гранатовые гнейсы кварцитового (метатерригенного) состава отличаются низкой (2,9 г/т) концентрацией Th, величина примеси которого заметно возрастает с повышением в породе калия и глинозема, что характерно и для неметаморфизованных обломочных пород олигомиктового состава.

Кристаллосланцы. Содержание РАЭ в основных гранат-двупироксеновых кристаллосланцах канского комплекса сопоставимо с таковым кайнотипных базальтов. Среднее значение Th в основных кристаллослан-

цах повышенной железистости стратифицированных тел Шилкинского блока составляет 0,35 г/т, К - 0,52 %, U - в большинстве проб менее 0,2 г/т, по данным единичных прецизионных определений - 0,07-0,15 г/т. По средним фоновым значениям U и Th метабазиты соответствуют аномальным толеитам срединно-океанических хребтов и базальтам вулканических дуг [51], однако от первых отличаются несколько повышенным содержанием К. Выявляется устойчивое увеличение содержания РАЭ с возрастанием кремнекислотности и щелочности метабазитов: от кристаллосланцев базальтового состава к андезитобазальтовым и трахибазальтовым составам средняя величина примеси U, Th и К повышается в 3-7 раз (см. табл.29), Th:U составляет 2-5, и оно приближается к значениям, присущим кайнотипным базальтам, свидетельствуя тем самым об ограниченной подвижности U при метаморфизме пород базальтового состава. В зонах влияния контактового воздействия протерозойских гранитоидов с признаками регрессивного метаморфизма основных кристаллосланцев, проявляющимися в развитии амфибола и биотита, в метабазитах заметно возрастает величина примеси и дисперсия содержаний РАЭ (см. табл.29). А в ореолах гранитизации с новообразованиями кварца, биотита, амфибола или калиевого полевого шпата концентрация U и Th возрастает на порядок, а К - в 2,5-3 раза. Минимальные содержания всех РАЭ в кристаллосланцах повышенной магнезиальности, а К - в метабазитах повышенной известковистости (см. табл.30).

Чарнокитоиды. Наряду с охарактеризованными гнейсами и кристаллосланцами в канском комплексе, как уже отмечалось, развиты продукты более интенсивной перекристаллизации и ультраметаморфизма, сформированные в локальных зонах повышенной флюидонасыщенности. Проявляются они в контрастном чередовании обычных мелко- и среднезернистых гнейсов и грубокристаллических пород такого же или близкого состава, в развитии в разной степени мигматизированных (чарнокитизированных) разновидностей и чарнокит-мигматитов, автохтонных и аллохтонных чарнокитов.

В чарнокитизированных гранат-гиперстеновых гнейсах Шилкинского и Кузеевского блоков средние содержания U составляют 0,4 и 0,5 г/т; Th - 6,0 и 5,6 г/т и К - 2,1 и 2,47 %. В сравнении с исходными гиперстеновыми плагиогнейсами в них U и Th меньше в 2-3 раза, а К больше в 1,5-2 раза. В прослоях грубокристаллических гранат-гиперстеновых плагиогнейсов U - 0,3; Th - 0,7 г/т и К - 1,43 %, в исходных - U - 0,9, Th - 12,0 г/т и К - 1,31 % (см. табл.26), т.е. перекристаллизация гнейсов в

данном случае сопровождается удалением примеси U и Th из минералов. Резко обеднена U и Th и кварц-полевошпатовая лейкосома чарнокит-мигматитов. При средних концентрациях K - 5,1-5,9 % U содержится в них в количестве 0,1-0,4, а Th - 0,3-1,4 г/т (см. табл.26-28). Весьма незначительна средняя величина микропримеси U (<0,2 и 0,3 г/т) и Th (0,7 и 2,3 г/т) в автохтонных чарнокитах (богунитах) диорит-гранодиоритового состава при содержании K, равном 1,47 и 2,38 %, соответственно, в богунитах Шилкинского и Кузеевского блоков. Такое или еще более низкое содержание U и Th и в интрузивных чарнокитах гранит-граносиенитового состава, что, очевидно, можно объяснить большей чистотой перемещенного расплава в отношении материала реститового субстрата, фиксируемого в автохтонных чарнокитах.

Граниты. По уровню радиогеохимического фона от чарнокитов существенно отличаются биотитсодержащие ортоклазовые гранитоиды с реликтами гиперстена. Среднее содержание Th в них составляет 12,5 г/т, распределение его неравномерное ($V = 61$ %). Фоновое значение Th увеличивается от лейкократовых (4,8 г/т) к биотитовым (15,9 г/т) гранитам и гранодиоритам (17,9 г/т), максимального значения (19 г/т) достигает в эндоконтактовых фациях массивов с реститами вмещающих ториеносных гнейсов (табл.31). Здесь же отмечается и некоторое повышение U в сравнении с гранитами главной фации, где концентрация его довольно низкая (0,9-1,1 г/т) и не зависит от их состава. В связи с этим величина Th:U сильно (4,5-21) варьирует, а U:K напротив изменяется в ограниченных (0,3-0,9) пределах. Повышенная ториеенность гранитоидов в сравнении с чарнокитами обусловлена различиями в условиях их образования. Выше уже отмечалось, что формирование гранитов происходило, очевидно, за счет частичного плавления гнейсового субстрата в условиях пониженных, в сравнении с чарнокитами, P-T параметров; при этом кристаллизация расплава сопровождалась регрессивным метаморфизмом, что подтверждается химическим составом граната и биотита и реликтовым характером гиперстена. Следовательно, повышенная ториеенность гранитов является унаследованной от гнейсового субстрата, поэтому приконтактовые фации и более меланократовые разновидности биотитовых гранитов и гранодиориты часто оказываются более обогащенными торием, а также реститовыми минеральными фазами, в сравнении с лейкократовыми гранитами, характеризующими продукты кристаллизации селективных выплавов или более перемещенного дифференцированного расплава, существенно калиевого уклона. Последние обычно представлены жиль-

Таблица 31

Распределение радиоактивных элементов в гранитоидах березовского комплекса

П о р о д а	n	U, г/т		Th, г/т		K, %		Th	Th · 10 ⁴	U · 10 ⁴
		$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	U	K	K
<u>Автохтонные гиперстен-содержащие ортоклазовые гранитоиды</u>										
Граниты лейкократовые (1)	I7	1,1±0,2	36	4,8±1,0	44	4,53±0,21	9	4,5	1,2	0,3
Граниты биотитовые (2)	II	1,1±0,4	52	15,9±2,6	25	4,29±0,46	17	15,0	3,9	0,3
Гранодиориты биотитовые (4)	I3	0,9±0,5	90	17,9±4,5	41	2,12±0,23	18	20,9	8,7	0,5
Граниты и гранодиориты гнейсовидные с гранатом (продукты реоморфизма) (5)	IO	2,3±1,3	82	19,0±3,0	23	2,73±0,36	19	8,5	7,2	0,9
Среднее по гранитам	57	1,2±0,3	91	12,5±2,0	61	3,31±0,12	15	8,8	3,9	0,5
<u>Жильные гранитоиды</u>										
Граниты аплитовидные и пегматоидные	8	1,8±1,2	81	55,9±23,1	53	3,48±1,1	39	31,0	16,5	0,5
Пегматиты и кварц-полевошпатовые жильные породы										
Пегматиты и пегматоидные образования (6,7)	20	0,8±0,4	100	9,4±3,9	94	4,60±0,81	39	12,5	2,2	0,2
Кварц-полевошпатовые жильные породы (ториеносные)	7	0,8	100	342,7	44	4,75±1,1	27	430	74	0,2

ными аплитовидными и пегматоидными гранитами, ассоциирующими с кварц-полевошпатовыми метасоматическими породами нередко с повышенным (от 30-80 до 300-400 г/т) содержанием Th, концентрирующемся в торите и монаците. Их отличает и весьма высокое (30-430) Th:U.

| Уран и торий в минералах

Сведения о содержании и форме нахождения U в минералах пород гранулитовой фации весьма ограничены [7,47], а по Th, за редким исключением [46], они вообще отсутствуют.

Ниже приводятся результаты исследования пород и минералов, полученные с использованием современных методов анализа весьма малых навесок мономинерального вещества (нейтронно-активационного, лазерно-люминесцентного), а также с применением осколковой радиогрaфии и химического выщелачивания.

Содержания U и Th в минералах гнейсов, чарнокитов и гранитов канского комплекса, а также ориентировочные расчеты поминеральных балансов наиболее типичных пород приведены в табл.32-34. Минимальные количества этих элементов в главных породообразующих минералах-кварце и полевых шпатах, причем если по U кварц и полевые шпаты не различаются, то по Th такие различия вполне очевидны: полевые шпаты содержат, как правило, больше Th. Такое же низкое содержание радиоэлементов и в силлиманите. В отличие от него кордиерит кажется обогащенным U и Th за счет присутствия мельчайших включений монацита и циркона, выделяющихся в шлифе, как известно, плеохроичными ореолами золотистого цвета. В самом же минерале, судя по данным осколковой радиогрaфии, величина примеси этих элементов вполне сопоставима с таковой в полевых шпатах. Темноцветные минералы - гиперстен, гранат, биотит, шпинель содержат в 1,5-3 раза больше U и Th в сравнении с кварцем и полевыми шпатами. При этом в гнейсах концентрация их может последовательно возрастать от гиперстена, шпинели к гранату и биотиту. Среди аксессуаров выделяются минералы с низким (магнетит, ильменит), повышенным (рутил, апатит) и высоким (циркон, монацит) содержанием U и Th.

Расчет поминеральных балансов показывает, что на долю породообразующих минералов в гнейсах приходится от 10 до 25 % Th и 20-40 %

Таблица 32

Содержание U и Th в минералах метаморфических пород и гранитоидов канского комплекса

Номер пробы	Порода, содержание U и Th, г/т	Минерал	Содержание в минерале, г/т	
			U	Th
1	2	3	4	5
94-72	Гранат-кордиерит-гиперстеновый гнейс U = 2,9 Th = 20,1	Полевой шпат (85% Пл+15% Орт)	0,2	2,7
		Кварц	0,14	1,6
		Кордиерит	1,5	23,0
		Гиперстен	0,38	1,2
		Биотит	1,6	6,3
		Гранат	0,8	3,4
538	Гнейс глиноземистый U = 1,5 Th = 16,5	Гранат	4,7	32
		Кордиерит	2,5	22
156	Плагинчарнокит автохтонный U = 0,1 Th = 0,4	Гранат	15	33
		Апатит	4,0	16
		Циркон	472,0	156
134-72	Чарнокит интрузивный U = 0,15 Th = 1,1	Полевой шпат (40% Пл+65% Орт)	0,13	0,4
		Кварц	0,05	0,3
		Гиперстен	0,22	2,8
		Гранат	0,2	1,0
		Магнетит	0,1	2,5
167-72	Чарнокит интрузивный ("кузеевит") U = 0,1 Th = 0,7	Полевые шпаты	0,1	0,03
		Кварц	0,07	0,15
		Апатит	1,2	24
149-72	Чарнокит интрузивный U = 0,2 Th = 3,6	Полевые шпаты	0,11	0,5
		Кварц	0,2	1,9
		Циркон	801	283
		Апатит	1,2	18,0

Окончание табл. 32

I	2	3	4	5
85-72	Кристаллосланец пироксен-плагиоклазовый U = 0,06 Th = 0,4	Плагиоклаз	0,03	0,15
		Пироксен	0,03	0,3
		Гранат	0,12	0,5
		Магнетит	0,15	0,6
75-73	Плагиогранит гиперстеновый U = 0,2 Th = 0,29	Кварц	0,05	0,07
		Плагиоклаз	0,08	0,22
		Бiotит	0,58	-
		Гиперстен	0,3	0,6
77-73	Гранит лейкократовый U = 1,2 Th = 2,0	Кварц	0,4	0,8
		Полевые шпаты	0,5	0,9
		Гранат	0,58	1,0
I55-72	Гнейсогранит U = 0,25 Th = 8,8	Кварц	0,06	0,25
		Полевые шпаты	0,21	1,5
		Гранат	0,4	1,4
		Циркон	100	40
76-73	Гранит биотитовый U = 8,8 Th = 10,2	Кварц	0,98	1,0
		Полевые шпаты	0,67	1,0
		Бiotит	51	49
		Гранат	7,1	9,0

U. Основная часть U и Th сосредоточена в акцессорных минералах - цирконе и монаците. Монацит является главным концентратором Th. В нем содержится от 70 до 86 % Th породы, значительная (до 30-40 %) доля в нем и U, однако последний явно преобладает в цирконе, концентрирующим до 50 % U. Содержание акцессорных минералов сильно варьирует в породах разного состава, особенно это относится к фосфатам - монациту и апатиту. В существенно известковистых плагиогнейсах резко преобладает апатит над монацитом. В наиболее распространенных известково-щелочных плагиогнейсах монацит и апатит присутствуют примерно в равных количествах, в двуполевошпатовых и глиноземистых гнейсах с весьма низким содержанием извести апатита очень мало или нет; в них устанавливается повышенная примесь акцессорного монацита.

Таблица 33

Поминеральные балансы Th и U в гнейсах канского метаморфического комплекса

Номер пробы	Порода, содержание U, Th, г/т	М и н е р а л	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, г/т		Доля элемента от общего его содержания в породе, %	
				Th	U	Th	U
1	2	3	4	5	6	7	8
89-73	Бiotит-гиперстеновый гнейс U=1,0; Th=14,0 Th: U = 14	Полевой шпат (87 %Pl+13 %Ort)	42,90	1,6	0,3	4,9	12,9
		Кварц	33,55	0,55	0,3	1,3	10,0
		Гиперстен	9,90	1,4	0,4	1,0	4,0
		Бiotит	9,0	4,6	1,0	3,0	9,0
		Гранат	3,22	3,8	0,7	0,9	2,3
		Магнетит	1,03	6,5	0,15	0,5	0,15
		Апатит	0,35	45	15,0	1,1	5,3
		Циркон	0,03	240	720	0,5	21,6
		Монацит	0,022	45700	1600	86,0	35,2
		Сумма		100,0			
92-73	Двуполюшпатовый гнейс U=1,5; Th=24,0 Th:U = 19,3	Полевой шпат (62 %Pl+38 %Ort)	36,40	1,4	0,3	2,1	7,3
		Кварц	37,50	1,37	0,28	2,2	7,0
		Гиперстен	9,0	5,2	0,45	2,0	2,7
		Кордиерит	8,6	25,0	1,5	9,0	8,6
		Бiotит	5,2	7,0	0,8	1,5	2,8
		Гранат	2,1	4,2	0,56	0,4	0,8
		Ильменит	1,0	-	2,5	-	1,7
		Апатит	0,14	18	18,4	0,1	1,7
		Циркон	0,040	380	970,0	0,6	25,9
		Монацит	0,03	58000	1750	72,5	40,0
Сумма		100,0			90,4	98,5	
187-84	Глиноземистый гнейс U=1,27; Th=24,5 Th:U = 19,3	Ортоклаз	44,6	1,3	0,2	2,4	6,8
		Плагиоклаз	4,7	1,6	0,2	0,3	0,7
		Кварц	9,9	0,14	0,4	0,06	3,1
		Гранат	23,5	5,4	-	5,2	-
		Кордиерит	8,0	40,0	1,3	13,1	10,4
		Силлиманит	5,0	1,65	0,17	0,34	0,7
		Бiotит	2,8	4,3	0,42	0,5	0,9
		Шпинель	0,48	1,7	1,0	0,03	0,4
		Ильменит	0,55	246,0	6,0	5,5	2,6
		Рутил	0,34	4,4	32,0	0,06	8,6
		Циркон	0,028	232,0	837,0	0,27	18,5
		Монацит	0,025	68560,0	2174,0	70,0	42,8
		Графит	0,05	1,4	0,2	-	-
		Сумма		100,0			95,5

Таблица 34

Поминеральные балансы Th и U в чарнокитоидах канского метаморфического комплекса

Номер пробы	Порода, содержание U, Th, г/т	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в мп-минерале, г/т		Доля элемента от общего его содержания в породе, %	
				Th	U	Th	U
I06-72	Плагичарнокит автохтонный, Th = 0,52 U = 0,28	Полевой шпат (80 % Pl+20 % Ort)	61,80	0,14	0,01	16,63	2,21
		Кварц	17,44	0,13	0,06	4,36	3,74
		Гиперстен	7,61	0,46	0,15	6,73	4,08
		Гранат	9,13	0,46	0,23	8,07	7,50
		Бiotит	1,00	0,70	0,16	1,03	0,50
		Ильменит	1,74	0,40	0,14	1,30	0,87
		Апатит	1,25	21,40	6,3	51,4	28,13
		Циркон	0,036	130,0	410,0	9,0	52,79
		Сумма	100,0			98,79	99,89
I10-72	Плагичарнокит автохтонный, Th = 1,5 U = 0,3	Плагиоклаз	59,6	0,3	0,03	11,9	6,0
		Кварц	16,5	0,13	0,04	1,4	2,2
		Гиперстен	11,8	0,6	0,14	4,7	5,5
		Гранат	5,1	1,5	0,15	5,1	2,6
		Бiotит	4,5	0,7	0,10	2,1	1,5
		Магнетит	1,28	0,6	0,12	0,5	0,5
		Апатит	1,20	25,0	6,1	20,0	24,4
		Циркон	0,016	(200)	(560)	2,1	30,0
		Монацит	0,004	19500	2100	52,0	28,0
Сумма	100,0			99,3	98,1		
I62-72	Чарнокит аллохтонный Th = 1,0 U = 0,3	Полевой шпат (35 % Pl+65 % Ort)	62,3	0,2	0,13	12,5	26,9
		Кварц	23,1	0,05	0,01	1,2	0,8
		Гиперстен	8,3	0,7	0,3	5,8	8,3
		Бiotит	1,7	3,5	0,7	6,0	4,0
		Ильменит	1,52	1,04	0,34	1,6	1,7
		Апатит	0,56	25,0	2,3	44,0	4,3
		Гранат	2,5	1,5	0,2	3,8	1,7
		Циркон	0,05	29,0	120	1,5	20,0
		Монацит	0,02	2600	(480)	520	32,0
Сумма	100,0			98,4	99,7		

Все минералы чарнокитов, как и сами породы, обеднены U и Th. В них резко сокращается или полностью отсутствует монацит [26]. Содержание Th в нем или уменьшается, или возрастает дисперсия распределения, т.е. концентрация Th существенно варьирует в отдельных зернах в пределах одного и того же образца (табл.35). Важным концентратором U и Th в плагичарнокитах ("богунитах") становится апатит (табл.36).

Таблица 35

Содержание примеси Th, U и Pb в монаците из гнейсов и чарнокитов канского комплекса

Номер образца	Порода	ThO ₂ ,%	UO ₂ ,%	PbO,%	Серно
1	2	3	4	5	6
А-204-85	Плаггиогнейс гипер- стеновый	8,92	0,39	1,30	2-1
		3,61	0,32	0,53	2-5
		4,96	0,33	0,58	2-5
		3,66	0,40	0,70	2-8
		3,63	0,39	0,59	2-4
		3,58	0,41	0,57	2-4
		5,05	0,41	0,73	2-6
		3,52	0,37	0,70	2-6
		4,91	0,43	0,78	2-2
		5,81	0,41	0,78	2-2
		3,58	0,42	0,53	2-3
		5,06	0,37	0,71	2-3
		4,58	0,30	0,68	2-7
6,75	0,32	0,92	2-7		
А-304-85	Плаггиогнейс гипер- стеновый	9,22	0,62	1,15	1-4
		9,37	0,62	1,13	1-4
		6,35	0,55	0,94	1-3
		5,33	0,55	0,75	1-3
		10,16	0,51	1,39	1-5
		10,20	0,56	1,36	1-5
		6,63	0,43	0,91	1-2
		9,16	0,47	1,30	1-2
9,07	0,46	1,0	1-1		
А-84-72	Плаггиогнейс гипер- стеновый	4,96	0,49	0,61	6-4
		5,46	0,50	0,71	6-4
		3,88	0,23	0,48	6-2
		4,27	0,26	0,60	6-2
А-39-72	Гнейс гранат-био- титовый	9,47	0,38	1,18	5-3
		7,43	0,35	1,07	5-3
		5,94	0,23	0,85	5-6
		4,04	0,32	0,61	5-6
		4,70	0,33	0,62	5-7

1	2	3	4	5	6
А-39-72	Гнейс гранат-биотитовый	6,19	0,27	0,89	5-2
		8,16	0,33	1,12	5-2
		4,27	0,26	0,56	5-4
		4,76	0,30	0,61	5-4
		5,05	0,33	0,72	5-8
		7,79	0,33	0,92	5-8
		3,56	0,22	0,47	5-5
		4,05	0,31	0,64	5-5
		3,87	0,34	0,43	5-1
		3,53	0,38	0,57	5-1
А-283-85	Гнейс гранат-биотитовый	3,28	0,40	0,40	4-1
		4,33	0,49	0,53	4-3
		3,73	0,46	0,38	4-3
		4,43	0,41	0,61	4-7
		3,98	0,40	0,51	4-7
		4,38	0,26	0,54	4-5
		4,08	0,36	0,46	4-4
А-303-85	Гнейс глиноземистый	4,80	0,46	0,50	3-4
		3,66	0,64	0,56	3-4
		3,42	0,41	0,54	3-6
		3,51	0,39	0,49	3-6
		3,27	0,61	0,51	3-7
		4,48	0,35	0,63	3-2
		3,98	0,40	0,34	3-3
		2,23	0,46	0,38	3-8
		4,0	0,30	0,50	3-5
		2,70	0,36	0,33	3-1
А-110-72	Чарнокит автохтонный	2,39	0,12	0,21	6-4
156	Чарнокит автохтонный	8,45	0,40	0,84	7-5
		5,50	0,28	0,53	7-5
		5,15	0,24	0,49	7-7
		4,42	0,17	0,41	7-7
		7,26	0,32	0,51	7-3
		8,31	0,24	0,80	7-3

1	2	3	4	5	6
156	Чарнокит автохтон- ный	3,10	0,24	0,33	7-8
		3,92	0,38	0,54	7-6
		3,80	0,35	0,30	7-4
		4,03	0,30	0,48	7-2
		3,58	0,24	0,42	7-1
		4,13	0,21	0,50	7-3
		4,14	0,21	0,36	7-1
А-149-72	Чарнокит интрузив- ный	5,10	0,35	0,60	8-3
		4,20	0,58	0,66	8-3
		10,27	0,40	1,45	8-1
		9,85	0,33	1,33	8-1
		5,36	0,41	0,76	8-2

Примечание. Содержания ThO₂, UO₂, PbO определены на электронном микрозонде. Аналитик Л.Н.Поспелова, Аналитический центр ОИГГМ СО РАН.

Содержание радиоэлементов в нем относительно мало меняется как в гнейсах, так и чарнокитоидах. В тех разновидностях чарнокитов, где отмечается монацит, он является и основным носителем Th. Так в аллохтонных чарнокитах гранитового, гранодиоритового и граносиенитового состава присутствует монацит. Однако содержание Th в нем весьма изменчиво и обычно понижено. Уран сосредоточен в основном в цирконе, апатите и монаците.

В целом можно отметить, что та весьма незначительная величина примеси радиоэлементов, которая остается в чарнокитоидах, а также содержится в основных кристаллосланцах, сосредоточена преимущественно в аксессуарных и рассеяна в породообразующих минералах. Уран и торий достаточно прочно связаны в кристаллической их структуре. Об этом свидетельствуют и опыты по выщелачиванию U из пород раствором углекислого аммония в присутствии окислителя - перекиси водорода, извлекающим подвижный U, структурно не связанный в кристаллической решетке породообразующих и аксессуарных минералов [104]. В гиперстеновых и глиноземистых гнейсах, чарнокитах, гиперстеновых и пегматоид-

Т а б л и ц а 36

Содержание урана и тория в апатитах из пород гранулитовой фации

Номер пробы	Порода, содержание U, Th, Г/Т	Содержание в минерале, Г/Т	
		U	Th
КАНСКИЙ КОМПЛЕКС			
A-304-85	Гиперстеновый плагиогнейс U = 1,3; Th = 7,5	20,0	80,0
I56	Чарнокит автохтонный U = 0,1; Th = 0,4	4,0	16,0
A-I67-72	Чарнокит аллохтонный U = 0,1; Th = 0,7	1,2	24,0
A-I49-72	Чарнокит-аплит жильный U = 0,2; Th = 3,0	2,3	18,0
ШАРЬЖАЛГАЙСКИЙ КОМПЛЕКС			
A-302-84	Гиперстеновый гнейс U = 1,2; Th = 9,6	18,0	50,0
A-I26-84	Эндербит U = 0,7; Th = 0,6	4,5	50,0
A-27I-84	Чарнокит U = 0,45; Th = 5,4	84,0	30,0
A-I32-84	Чарнокит U = 1,1; Th = 105	3,0	23,0

ных гранитах доля извлекаемого подвижного U не превышает 1-3 % (табл.37), т.е. по существу весь U прочно связан с кристаллической структурой минералов.

Микрорадиографическое исследование шлифов показывает, что и кварц, и полевые шпаты почти не содержат примеси равномерно рассеянного U. В них наблюдаются лишь редкие одиночные треки осколков его деления или скопления разного количества треков, отвечающие точечным микровключениям трудно диагностируемых аксессуарных минеральных фаз типа окисных соединений железа или титана. Заметно больше следов деления U попадает на гиперстен, гранат, биотит, рудные мине-

Таблица 37

Результаты выщелачивания урана из пород гранулитовой фации
5-процентным раствором $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$

Номер пробы	П о р о д а	Исходное содержание урана, г/т	Степень выщелачивания, %
I73-72	Гранат-гиперстеновый плагиогнейс	0,85	2
55-72	Гранат-гиперстеновый плагиогнейс	0,75	3
8I-73	Биотит-гиперстеновый плагиогнейс	I,80	II
37-72	Гранит-биотитовый гнейс	I,50	8
6I-73	Гранат-биотитовый гнейс	I,85	IO
83-77	Глиноземистый гранат-кордиеритовый гнейс	0,65	3
II5-72	Глиноземистый гранат-кордиерит-силлиманитовый гнейс	I,40	I
54-72	Гранат-пироксеновый кристаллосланец амфиболсодержащий	0,65	9
II0-72	Чарнокит автохтонный	0,3I	0,5
I56	Чарнокит автохтонный	0, I3	I
I67-72	Чарнокит аллохтонный	0,3	I
I34-72	Чарнокит аллохтонный	0, I5	I
I53-72	Гранит гиперстеновый	0,75	I
I44-72	Гранит пегматоидный	0,9	I
77-73	Гранит лейкократовый	I,2	I8
76-73	Гранит биотитовый	8,8	53
97-73	Кварц-полевошпатовая порода таклазировавшаяся	32,0	60

ралы; в последних усиливается дисперсия распределения. Однако около 80-90 % трёков сосредоточено над микроскопически диагностируемыми выделениями циркона, монацита и апатита. Можно считать, что основная масса U и Th изоморфно входит в структуру минералов и прочно оказалась связанной с кристаллической их решеткой в момент образования. К аналогичному выводу пришел и А.Н.Комаров с соавторами [46,47].

До 8-11 % возрастает степень выщелачивания U из биотит- и амфиболсодержащих гнейсов и основных кристаллосланцев с признаками вто-

ричного развития этих минералов по гранату и пироксенам. В них несколько приподнята величина примеси U в сравнении со средним значением для гранулитов, что обусловлено явлениями регрессивного метаморфизма.

Заметно увеличивается доля U и Th в главных породообразующих минералах биотитсодержащих ортоклазовых гранитов, кристаллизация которых сопровождается регрессивным метаморфизмом и накоплением U и Th в наиболее поздних минералах, например, в биотите (см. табл.37, обр.76-73). При общем повышенном содержании U в лейкократовых (1,2 г/т) и особенно биотитовых (8,8 г/т) гранитах доля выщелачиваемого U достигает соответственно 18 и 53 %. Легковывщелачиваемый ("избыточный") U, судя по результатам микрорадиографии, тяготеет к рудным минералам (окисным соединениям железа и титана), к биотиту, мельчайшим включениям в полевом шпате, темноцветных минералах, частично распределяется по границам зерен породообразующих минералов. Основная масса U и здесь прочно связана с кристаллической структурой минералов.

| Поведение U и Th при метаморфизме

Изучение процессов, контролирующих поведение микропримеси редких элементов в гранулитах, дает важную информацию о природе метаморфизма и составе древнейшей континентальной коры [106,192].

Геохимические исследования гранулитовых комплексов разных регионов свидетельствуют об их обедненности U и Th [4,26,35,36,47,74,77, 151-153,169], а в ряде случаев и другими литофильными элементами с крупными ионами (K, Rb, Cs, Pb) [49,102,142,150,180,192,204,205].

Исключение представляют гранулиты некоторых районов Южной Индии [203], Бразилии [196], Финляндии [128] и Австралии [149], которые считаются неистощенными в отношении этих элементов.

Пониженное содержание U, Th и других элементов по сравнению с неметаморфизованными породами аналогичного состава объясняется по-разному. Обычно ссылаются [192] на два процесса, которые могли вызвать деплетирование гранулитов названными элементами: 1) удаление кислых гранитоидных выплавов и ассоциирующих флюидов [146,195]; 2) просачивание потока флюидов через гранулиты при метаморфизме без удаления парциальных расплавов [49,180,200,205]. При этом считается, что

минеральные ассоциации высоких давлений не способны удерживать ионы крупных размеров, которые при перекристаллизации выносятся растворами [149,169]. По мнению Я.Н.Белевцева, А.М.Жуковой [4], процесс, обуславливающий вынос U и Th, является специфически докембрийским, удалению микропримеси способствовала флюидная фаза глубинного (мантийного) происхождения [136]. Предлагались и другие объяснения пониженных концентраций U и Th в гранулитах: обеднение является селективным и контролируется минеральным составом исходных пород [190], породы изначально характеризовались низким содержанием этих элементов [156].

С этой точки зрения вызывает особый интерес анализ геохимического материала по канскому чарнокит-гранулитовому комплексу.

Выше уже отмечалось, что в преобладающих разновидностях метаморфических пород - гиперстеновых и гранат-гиперстеновых плагио- и двуполевошпатовых гнейсах, слагающих около 50 % его объема, содержание Th довольно высокое и составляет в среднем 10-20 г/т. Оно явно унаследовано от исходного магматического субстрата, химический состав которого изменяется от диоритового до тоналит-плагиогранитового и от монцодиоритового до гранодиорит-гранитового. Содержание Th соответственно варьирует от 4-5 до 16-17 г/т и от 9-10 до 20 г/т при среднем его значении в плагиогнейсах 15,6 г/т, а в двуполевошпатовых гнейсах - 18,9 г/т. Такие величины Th отвечают средней его распространенности в гранитах и гранодиоритах [18,202]; но значительно (в 2,3-2,8 раз) выше принятой оценки (6,8 г/т) для среднего состава кислого вулканита - конечного члена архейской бимодальной серии, а также выше средних значений, рассчитанных для верхней континентальной коры (10,7 г/т) и архейской верхней коры (5,7 г/т) [106].

В гранатсодержащих глиноземистых гнейсах средняя концентрация Th составляет 23,1 г/т, что в 1,6 и 3,4 раза выше средних его значений в постархейских (14,6 г/т) и архейских (6,3 г/т) глинистых сланцах [106].

Следовательно, высокая ториеносность гиперстеновых и гранатсодержащих глиноземистых гнейсов является характерной чертой канского комплекса. Она в общем соответствует таковой исходных осадочно-вулканогенных пород. Об этом свидетельствуют: 1) график зависимости содержаний La и Th, определяемой близостью геохимических их свойств, особенностями фракционирования в осадочном и магматическом процессах и совместным нахождением их в главном минерале носителе и концентраторе - монаците; 2) весьма ограниченные (2-5) пределы колеба-

ния La:Th (рис.29), обычно характерные для неметаморфизованных осадочных и магматических пород [192]. Наметившийся общий тренд увеличения La:Th с уменьшением количества La может быть обусловлен процессом магматического фракционирования, поскольку Th в целом менее "совместимый", чем La. Например, в ряду риолит-андезит-базальт средняя распространенность Th снижается в 6 раз, а La - только в 2 раза.

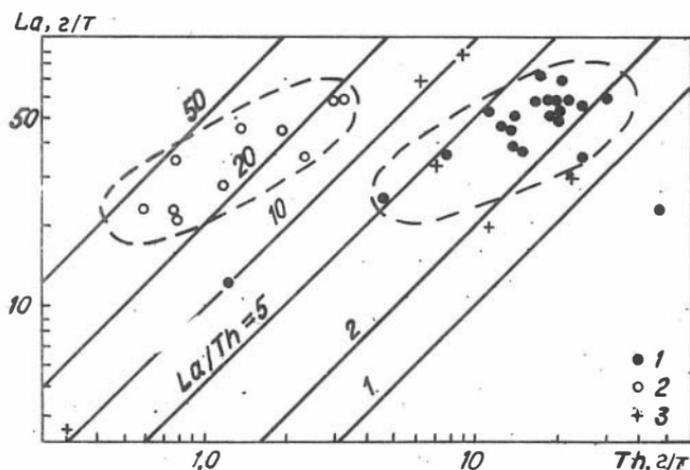


Рис.29. Соотношение содержаний La и Th в гиперстеновых и глиноземистых гнейсах (1), чарнокитах (2) и лейкократовых гиперстенсодержащих гранитах (3).

Повышенная фоновая ториеность присуща подобным гнейсам и ряда других регионов: Бугско-Подольского блока Украинского щита [5, 27], хапчанской серии Анабарского щита [191], провинции Кейп-Натуралист Австралийского щита [169], отдельных районов Бразильского [158, 196], Индийского [187] щитов и Северной Норвегии [154].

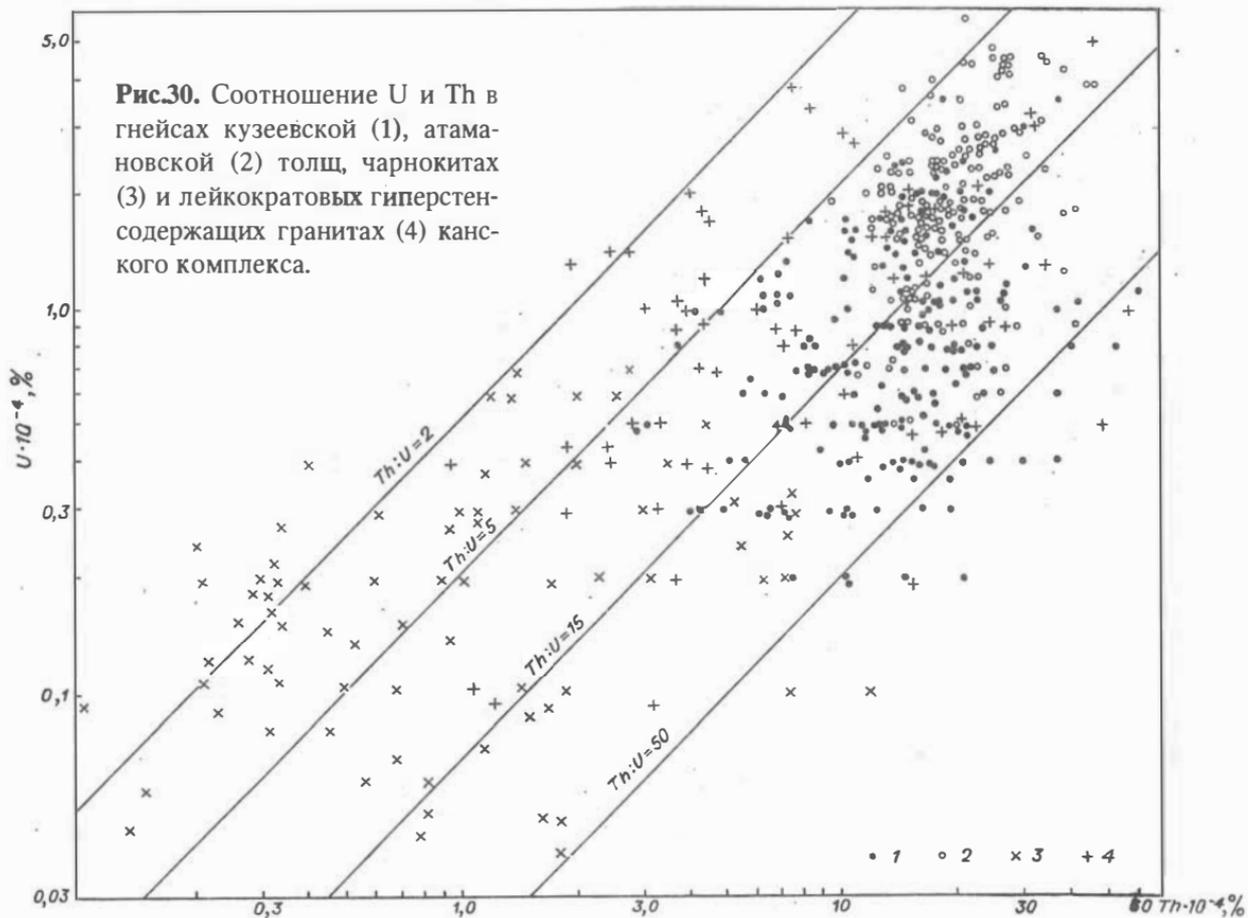
Все это свидетельствует о том, что в определенных условиях высокобарического метаморфизма гранулитовой фации и особенно в зонах, где явления ультраметаморфизма (чарнокитизации, мигматизации, селективного плавления) не проявились, Th может быть практически инертным компонентом, а метаморфические преобразования, сопровождавшиеся перекристаллизацией, обезвоживанием, а местами декарбонатизацией пород по существу являлись изохимическими по отношению к нему.

Объясняется это тем, что Th концентрируется в основном в акцессорных минералах, а в породообразующие силикаты входит в кристаллическую решетку в виде ничтожной примеси. Мобилизован он может быть только после полного вскрытия породы путем растворения или расплавления, что подтверждается экспериментально, путем избирательного выщелачивания из магматических пород и акцессориев [92].

О поведении U при метаморфизме можно судить по характеру изменения Th:U в породах. Известно, что содержание Th в магматических породах находится в области очень низких величин в базальтах ($\leq 0,1$ г/т с Th:U $\geq 1,4$) [163] и высоких (60 г/т в гранитах с Th:U ≥ 6) [82,189]. Большинство магматических пород среднего и кислого состава имеют Th:U 3,5-4 с общим трендом его возрастания с увеличением содержания Th [189]. Отношение Th к U в терригенных осадочных породах обычно изменяется от 2 (например, некоторые граувакки островных дуг) до 10 (аркозовые песчаники). Преобладающее число глинистых сланцев имеет Th:U около 4-6 [175].

Представленные на рис.30 многочисленные данные по содержанию U и Th показывают, что в 65 % проанализированных проб гнейсов нижней кузеевской толщи Th:U изменяется в пределах от 15 до 50 и выше; в остальных 35 % - Th:U около 5-15. Напротив, гнейсы атамановской толщи в 63 % случаев обнаруживают Th:U от 5 до 15 и в 37 % - от 15 до 50. В общем в том и другом случае выявляется значительное отклонение Th:U от нормы, что свидетельствует о резком дефиците U относительно Th в этих породах. Преимущественно более высокое Th:U, найденное для гнейсов кузеевской толщи, коррелирует с повышенным (более 8,5-10 кбар) давлением, характеризующим условия метаморфизма в Шилкинском и Кузеевском блоках, в сравнении с Таракским (более 6-8 кбар) - областью развития гранулитов атамановской толщи с пониженными Th:U. К тому же и по составу флюида они существенно различаются: отношение $CO_2:H_2O$ в гнейсах Шилкинского блока - 0,6-0,8, а в гнейсах Таракского - 0,1-0,2.

Если принять для исходных пород кузеевской толщи с содержанием Th от 10 до 30 г/т среднее Th:U равное 4, то при преобразовании их в гнейсы с Th:U в среднем около 19 окажется вынесенным 79 % U; при Th:U равном 6 в протолите дефицит U составит 69 %. Гнейсы атамановской толщи с концентрацией Th от 15 до 35 г/т и Th:U в среднем равном 11 оказываются обедненными U на 64 % при Th:U в исходном протолите равном 4 и на 45 % при Th:U = 6. Следовательно, можно считать, что при



прогрессивном метаморфизме гранулитовой фации из осадочно-вулкано-генных пород среднего-кислого состава вынесено от 45 до 80 % U.

Оставшийся в гнейсах U сосредоточен в основном (на 60-80 %) в акцессорных минералах; небольшая часть его рассеяна в структуре породообразующих минералов, особенно в гранате, биотите, гиперстене и отчасти в кварце и полевых шпатах. Весьма низкое содержание U в этих минералах можно рассматривать как результат мобилизации и выноса при метаморфизме, возможно, с одновременным разрушением таких важных его носителей, как сфен, ортит, эпидот, слюды, гидроокислы железа и титана, которые не сохраняются в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений.

Отторжение примеси U начинается с десорбции его в отделяющуюся водно-углекислую фазу. По мере усиления метаморфизма происходит самоочистка кристаллических фаз от микропримеси по механизму оствальдовской перекристаллизации, в основе которой лежит зависимость растворимости частиц от их размеров и избыточной энергии на границе раздела фаз [35]. Перекристаллизация сопровождается растворением и (или) замещением минерала-носителя. И этот процесс становится главным механизмом перераспределения примеси не только U, но и других элементов в условиях P-T параметров гранулитового метаморфизма. Основная часть U, покидающего породу при метаморфизме, теряется при замещении и перекристаллизации акцессорных минералов, поскольку именно они являются основными минералами-носителями U и в исходных породах, например, в кислых магматитах [72,82]. Это подтверждается и пониженным содержанием U в цирконах из ортогнейсов гранулитовых комплексов в сравнении с таковыми слабо метаморфизованных кислых магматитов [9], а также радиографическим исследованием акцессорных минералов [46].

Значительно меньшая подвижность U обнаруживается при метаморфизме пород основного состава, на что уже обращалось внимание [71]. Возрастание содержаний U и Th:U от гранат-двупироксеновых кристаллосланцев базальтового (0,15 г/т; 2,3) состава к андезитобазальтовым (0,25 г/т; 3,4) и трахиандезитобазальтовым (0,4 г/т и 5,0) в большей степени свидетельствует об унаследовании этих свойств от исходных пород, нежели о миграции U при метаморфизме; Th:U отношение лишь незначительно отклоняется от нормы; в свежих породах такого состава оно обычно изменяется в пределах от 1,5-2 до 4,0 [51,94,101,202].

Ограниченная подвижность U при метаморфизме базитов обусловлена изначальной недосыщенностью им основной магмы, что исключает развитие в породах избыточных, подвижных форм U. Основная часть U сосредоточена в темноцветных минералах - пироксенах, амфиболе, гранате, а также апатите, ильмените, магнетите. Некоторые из них являются сквозными минеральными фазами, достаточно прочно удерживающими U в кристаллической решетке и при повышенных давлениях.

Чарнокиты и в разной степени мигматизированные (чарнокитизированные) породы обеднены не только U, но и Th. На диаграмме U-Th основная масса точек, отражающих содержание в них радиоэлементов, расположена в поле: $U \leq 0,3-0,7$ г/т, $Th \leq 2-3$ г/т; Th:U изменяется в широких (1-50) пределах, но преобладают значения от 15-20 и менее, причем Th:U явно снижается до 1-4 при уменьшении содержаний Th. У части (~20 %) исследованных проб величина их микропримеси находится за пределами чувствительности обычных методов анализа ($< 0,3-0,1$ г/т). В чарнокитах в сравнении с гнейсами близкого состава в 5-10 раз уменьшается содержание U и Th в главных породообразующих минералах - кварце, полевом шпате, биотите, в 3-5 раз - в гранате, гиперстене; заметно меньше U и Th в цирконе (см. табл.32-34). Монацит или отсутствует, или количество его здесь сокращается в сравнении с гнейсами; содержание U и Th в нем весьма изменчиво и обычно тоже понижено (см. табл.35) [26].

Об обедненности чарнокитов Th свидетельствует и весьма высокое (15-20) La-Th отношение. В сравнении с гнейсами поле составов чарнокитов на рис.29 смещено влево, в сторону низких содержаний Th и высоких La:Th, характерных для многих кислых деплетированных гранулитов [192]. Такие La:Th существенно отличаются от тех, что характеризуют наиболее типичные магматические породы среднего и кислого состава, например, La:Th = 1-10 для лав островных дуг [147], а также терригенные осадки La:Th = 2,7-3,6) [176]. Наблюдаемый тренд возрастания La:Th от 15 до 50 по мере уменьшения La от 55 до 20 определяется преимущественно вариацией состава чарнокитов от гранитового до диоритового, в основном унаследованного от исходного протолита, хотя и преобразованного при чарнокитообразовании.

Поведение U и Th в породах гранулитовой фации в обобщенном виде отражено на диаграмме (рис.31) зависимости La:Th от Th:U [192]. Весьма показательным, что ни один состав гранулитов не попадает в область нормальных соотношений пар этих элементов (заштрихованный прямоугольник), характеризующих типичные магматические породы среднего и

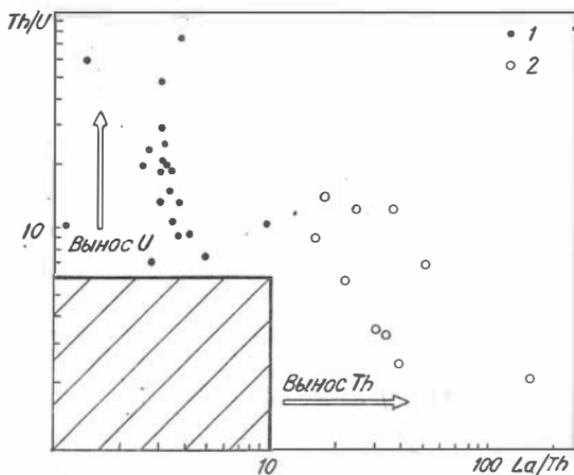


Рис.31. Диаграмма зависимости $La:Th$ от $Th:U$ для гнейсов (1) и чарнокитов (2) канско-го комплекса.

Заштрихованный прямоугольник характеризует область соотношений пар этих элементов в наиболее типичных магматитах среднего и кислого состава и терригенных осадках.

кислого состава и терригенные осадки. Гнейсы, располагающиеся выше прямоугольника, явно истощены U, но не испытали потери Th. Чарнокиты, находящиеся правее прямоугольника, обеднены и Th, и U; абсолютные содержания в них этих элементов весьма низкие при аномальных значениях $La:Th$. Поэтому при повышенных концентрациях La трудно предположить, что породы с $Th:U < 6$ потеряли только Th, но сохранили U. Пониженное $Th:U$ в некоторых чарнокитах отражает сохранение Th и U в основном в таких аксессуарах, как циркон ($Th:U = 0,1-3,5$) и апатит ($Th:U = 1,8-4,5$) [9,192,197] (см. также табл.33,34). Это относится и к отдельным разновидностям гнейсов с пониженным содержанием Th ($< 7-8$ г/т) и $Th:U (5-10)$, в которых обычно отсутствует монацит.

Лейкократовые граниты и пегматиты на диаграмме U-Th располагаются правее и выше чарнокитов (см. рис.30). Вариации содержаний U (0,3-5 г/т), Th (3-50 г/т) и $Th:U (2-70)$ значительные, хотя на рисунке явно видна тенденция возрастания U и $Th:U$ с увеличением концентраций Th. Это свидетельствует о предпочтительном накоплении Th в сравнении с U, особенно в пегматоидных гранитах и пегматитах. Следовательно, формирование гранитов и пегматитов, в том числе гиперстенсодержащих, в отличие от чарнокитов, сопровождается накоплением U и Th.

В гранулитах наряду с Th:U сильно варьирует и K:Rb. Многие гранулиты, особенно архейские, отличаются повышенным (более 300-1000) K:Rb, в то время как среднее его значение для пород континентальной коры составляет около 250 [49,193], включая и архейские метapelиты [175]. На этом основании делается заключение о большей мобильности Rb относительно K и выносе его при гранулитовом метаморфизме. Исключения представляют низкокалиевые (K = 0,1-1,0 %) магматиты океанических областей, островных дуг и орогенные андезиты, в которых K:Rb может достигать 500 и даже 1000 [192]. В гранулитах такого состава K:Rb обычно еще выше (> 700-1000).

На диаграммах, иллюстрирующих зависимость содержаний Rb и K в гранулитах канского комплекса (рис.32), видно, что в гнейсах с содержанием K более 1 % K:Rb изменяется в основном от 125 до 450-600 и в целом попадает в поле главного тренда для континентальных магматических пород по Д.Шоу [193]. И только в отдельных пробах оно возрастает до 650 и более. На этом основании следовало бы сделать вывод, что существенного отклонения от нормы содержания Rb относительно K в таких породах не устанавливается. Однако с учетом того, что в области значений K:Rb от 120 до 250-300 сосредоточены преимущественно гнейсы атамановской толщи, сформированные, как известно, при более умеренных P-T параметрах в сравнении с кузеевской толщей, гнейсы которой отличаются в основном более высокими (250-650) K:Rb, можно констатировать, что здесь явно просматривается тенденция увеличения K-Rb отношения с усилением метаморфизма. Это видно на примере одинаковых по уровню K гиперстеновых ортогнейсов и гранатсодержащих глиноземистых парагнейсов обеих толщ. Следовательно, гнейсы кузеевской толщи заметно обеднены Rb относительно K. Чарнокиты, развитые преимущественно в пределах кузеевской толщи, характеризуются повышенным (250-1000) K:Rb (см. рис.32). Преобладающая (80 %) часть точек на диаграмме расположена выше главного тренда, предложенного Д.Шоу, то есть и чарнокиты оказываются обедненными Rb, но несколько в большей степени, чем гнейсы.

Анализ K:Rb в гранулитах разных регионов показал, что из пород с содержанием K > 1 % при метаморфизме удаляется до 30 % Rb [192]. Более деплетированы низкокалиевые кислые гранулиты, в которых K:Rb достигает 2000-3000.

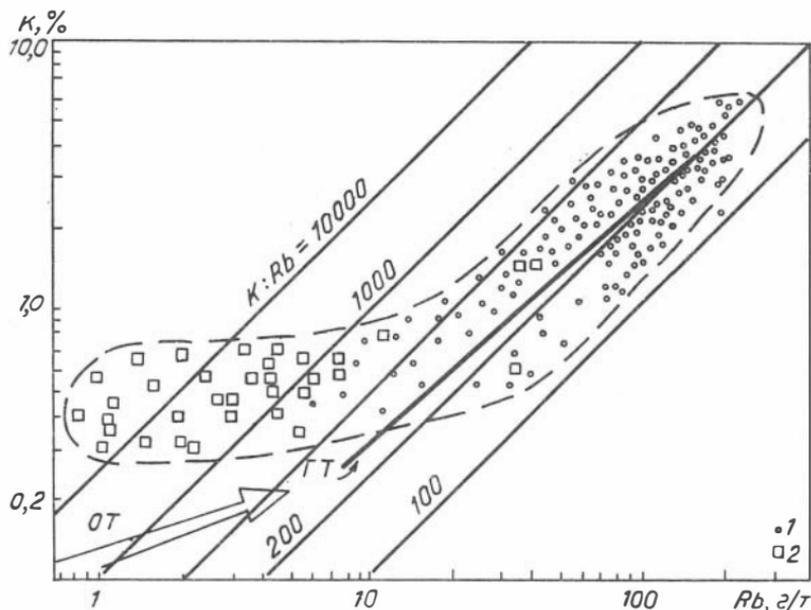


Рис.32. Зависимость между содержаниями К и Rb в гнейсах (1) и основных кристаллосланцах (2) канского комплекса. ГТ - главный тренд для континентальных магматических пород и ОТ - тренд океанических толеитов [193].

В нашем случае в низкокальциевых кислых гранулитях $K:Rb$ также повышено до 800-1000 и реже более. Высокими $K:Rb$ отличаются и основные кристаллосланцы (метабазиты), значения которых располагаются явно выше тренда океанических толеитов, что свидетельствует о дефиците в них Rb относительно К.

Существенные различия в $K:Rb$ гранулитов с разным содержанием К обусловлены минеральным составом протолита [151,200]. Породы с повышенными концентрациями К большую его часть содержат в калиевом полевоом шпате, который должен быть стабильным в условиях гранулитового метаморфизма при отсутствии плавления. Отношение коэффициентов распределения К и Rb (концентрация в кристалле калишпата/концентрация в силикатном расплаве) для калиевого полевого шпата в равновесии с силикатным расплавом ($K^{K/Rb}$) изменяется от 2 до 3 [171, 185], что в 120-150 раз выше, чем в среднем для породы. Однако для систе-

мы калиевый полевой шпат - водно-солевой флюид это отношение (K/Rb) понижается до 0,8 [135]. Удаление равновесного с минеральной фазой флюида при метаморфизме может привести к повышению K/Rb в гранулитах с содержанием $K > 1$ %.

В породах с низким содержанием K (менее 1 %) большая часть Rb сосредоточена в темноцветных минералах. Перестройка их при метаморфизме на фазы, менее подходящие для сохранения этих элементов, а также воздействие флюидов, которые выносят Rb и частично другие элементы, приводят к нарушению соотношений K и Rb . Например, существенная часть Rb теряется при замещении биотита калиевым полевым шпатом, поскольку изоморфная емкость биотита в отношении Rb выше, чем у калишпата [151]. Этот процесс приводит к сильному повышению K/Rb в гранулитах с пониженным K .

| Основные выводы по геохимии гранулитов

1. Выявлено блоковое строение и различная глубина вскрытия разреза стратифицированных толщ канского комплекса общей мощностью более 6,5-7 км и обусловленный этим, а также наложенными процессами весьма неоднородный метаморфизм. В направлении от наиболее вскрытого эрозией Шилкинского блока на западе к Кузеевскому и далее к Таракскому с обнажающейся верхней толщей на востоке отчетливо устанавливается понижение давления от 9-10 кбар до 8-9 и 7-8 кбар. Температура менялась от 950-1000 до 800 °С. Эти параметры отвечают первому этапу гранулитового метаморфизма, зафиксированному в составе минералов и во флюидных включениях преимущественно углекислого состава. Широкое развитие реакционных и особенно коронарных структур свидетельствует о проявлении повторного регрессивного метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций ($P = 7-4$ кбар, $T = 800-550^{\circ}C$).

Хроматографический анализ флюидной фазы в минералах показывает, что ею наиболее обеднены гнейсы Шилкинского блока, сформированные в условиях максимальных P - T параметров метаморфизма. В составе флюидной фазы преобладает CO_2 , в меньшей мере присутствует H_2O , в виде примеси - H_2 и CH_4 . Развитые среди них метаморфогенные чарнокиты содержат в 1,5 раза больше газовой фазы, обогащенной CO_2 , а также CH_4 и C_2H_2 . Заметно возрастает содержание CO_2 в чарнокитах интрузивных тел и гранитах. Эти данные согласуются с представлениями о форми-

ровании чарнокитоидов в зонах локального обогащения метаморфизируемого комплекса флюидной фазой и, возможно, дополнительного подтока CO_2 [49].

2. Значительная часть плагио- и двуполевошпатовых гнейсов имеет исходно магматическую дацит-риодацитовую, реже андезитовую природу. Они обогащены такими устойчивыми при метаморфизме несовместимыми элементами, как TR, Th, Zr, Ti, Sc, характеризующими наряду с другими признаками высокую степень геохимической дифференцированности исходных магматитов, сопоставимую с таковой среднего натрий-калиевого гранита. По характеру распределения TR ортогнейсы отвечают дациту и риолиту FII, а также андезиту типа II. Такие гнейсы среднего и кислого состава, по существу, не отличимы от высококалиевых известково-щелочных пород, развитых на современных континентальных окраинах (типа Анд). Однако в архейских метавулканитах более высокие содержания Fe, Mg и $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ и Ni:Co. Гранатовые и глиноземистые гнейсы по составу соответствуют метапсаммитам и метапелитам более молодых эпох. Средний состав их близок постархейским глинистым сланцам [106], но исследуемые метапелиты более обогащены Fe, Mg, Th и TR. Метабазиты гранулитового комплекса сходны с наиболее геохимически дифференцированными архейскими толеитовыми базальтами типа TH 2. Проявленная на диаграммах прерывистость, а на гистограммах бимодальность в распределении составов ортогнейсов и основных кристаллосланцев свидетельствует о принадлежности метапород к исходно контрастной серии магматитов.

3. Гнейсы и кристаллосланцы без явных признаков чарнокитизации и мигматизации унаследуют петрохимический и основной редкоэлементный состав исходного субстрата. Гранулитовый метаморфизм сопровождается обезвоживанием пород, потерей значительной доли летучих компонентов, а также наиболее подвижных крупноионных литофильных элементов - U, Rb и, очевидно, Cs. В процессе метаморфизма породы среднего-кислого состава теряли от 50 до 80 % U. Основная часть U и Rb удалялась при перекристаллизации, растворении и замещении минералов-носителей, а для U и акцессорных фаз. Деpletированность U явно возрастает с повышением давления. В направлении от Таракского к Кузеевскому и Шилкинскому блокам Th:U увеличивается от 12-14 до 16-24 с увеличением давления от 7-8 до 9-10 кбар.

4. Чарнокиты и в разной степени мигматизированные породы обеднены не только U, но и Th. Об истощенности чарнокитов Th свидетель-

стует весьма высокое (15-50) La:Th, характерное для деплетированных гранулитов. В зонах ультраметаморфизма, где формировались чарнокиты, происходило существенное перераспределение исходного вещества, что подтверждается и общей картиной спектров РЗЭ. В сравнении с гнейсами им присущ более широкий диапазон вариаций спектров и абсолютных содержаний РЗЭ. Автохтонные чарнокиты в сравнении с исходными гнейсами в 1,5-4 раза обеднены легкими TR, резко (в 10 раз) обеднены U и Th вследствие метасоматической перекристаллизации в зонах флюидонасыщенности с повышенной концентрацией CO_2 , H_2O и щелочей, сопровождавшейся частичным растворением аксессуарных и дальнейшей очисткой породообразующих минералов от крупноионных элементов-примесей. Анатектические выплавки кварц-полевошпатового состава чарнокит-мигматитов резко обеднены легкими и средними лантаноидами, Th, U, Zr, Ta и др., что объясняется малой степенью плавления субстрата с сохранением реститов исходных пород, обогащенных темноцветными и аксессуарными минералами. Аллохтонные чарнокиты, образующиеся за счет более высокой степени плавления гнейсов, по содержанию РЗЭ приближаются к ним. Некоторое обеднение таких чарнокитов La и Ce объясняется неустойчивостью монацита в этом процессе, что приводит также к резкой потере Th.

5. Геохимические и особенно радиогеохимические исследования свидетельствуют о том, что при гранулитовом метаморфизме массового плавления вещества и удаления кислых выплавок и ассоциирующих флюидов не происходило. Более вероятна модель просачивания потока флюидов через гранулиты, вызванного в основном обезвоживанием, потерей летучих, декарбонатизацией минеральных масс в процессе фазовых их превращений и, возможно, дополнительного подтока CO_2 , что приводило к их деплетированию в отношении U и других крупноионных литофилов. В зонах локального обогащения флюидов летучими и щелочами осуществлялся ультраметаморфизм с проявлениями более интенсивной метаморфической дифференциации, калиевого метасоматоза, а затем и выборочного плавления, сопровождавшихся вскрытием аксессуарных минералов и переходом в подвижное состояние не только U, но и Th, и TR. Такие зоны можно рассматривать как корни локального глубинного гранитообразования со следами слабого перемещения гранитоидных выплавок, но интенсивного удаления U, Th и других крупноионных литофилов.

6. В канском комплексе наблюдается по существу вся колонна гранитообразования в условиях гранулитовой фации. В Шилкинском блоке развиты полосчатые чарнокит-мигматиты и более однородные автохтонные чарнокитоиды диорит-гранодиоритового состава с реститами глиноземистых гнейсов и основных кристаллосланцев, которые по Р-Т параметрам метаморфизма изофациальны гнейсам. Они наиболее деплетированы U, Th и TR и обогащены фемическими компонентами. Такие зоны могут быть реститами для лейкократовых гранитоидных выплавов, перемещенных на более высокие уровни. В Кузеевском блоке распространены аллохтонные чарнокиты гранодиоритового и граносиенит-гранитового состава, деплетированные U и Th, но сохранившие TR примерно на уровне гнейсов. В них фиксируются пониженные Р-Т параметры минералообразования в сравнении с вмещающими гнейсами. Наконец, в Таракском блоке широко развиты ортоклазовые биотитсодержащие лейкограниты с реликтами гиперстена, обогащенные U, Th и TR. Судя по реакционным взаимоотношениям более железистого (в сравнении с гранулитами) биотита и гиперстена, появлению значительной доли подвижного U, кристаллизация лейкогранитов сопровождалась регрессивным метаморфизмом.

ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ГРАНУЛИТ-ЧАРНОКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Шарыжалгайский выступ расположен в юго-западном Прибайкалье и относится к сравнительно хорошо изученным областям развития ранне-докембрийских высокометаморфизованных комплексов. Различные аспекты строения, состава условий метаморфизма и происхождения чарнокит-гранулитового комплекса рассматриваются в ряде работ [22,26,55, 60]. Наиболее полная информация содержится в монографии З.И.Петровой и В.И.Левицкого [90]. Настоящая работа посвящена главным образом петрогеохимической характеристике пород Шарыжалгайского выступа, при этом особое внимание уделено вопросам радиогеохимии гранулитового комплекса.

В структуре выступа выделяется система гранито- (чарнокито)-гнейсовых куполов и интенсивно дислоцированных межкупольных зон [28]. Метаморфические породы развиты, как правило, в межкупольных зонах, тогда как купола сложены чарнокитами, занимающими до 70 % вскрытой части разреза, изученного вдоль Кругобайкальской железной дороги (Иркутный блок). В куполах кристаллосланцы и гнейсы встречаются в виде реликтовых прослоев. Метаморфизм пород восточного блока Шарыжалгайского выступа соответствует гранулитовой фации, гранулиты западного блока испытали диафторез амфиболитовой фации [119].

Метаморфические породы

В изученном разрезе преимущественно развиты основные кристаллосланцы, гиперстеновые (\pm биотит) гнейсы, гранат-биотитовые и глиноземистые гнейсы. Им подчинены мраморы и кварциты. Подразделение групп метаморфических пород по химическому составу выполнено в соответствии с классификацией для вулканических пород [41]. Исключение составляют глиноземистые гнейсы, подразделение которых проведено по соотношению полевых шпатов на плагио- и двуполевошпатовые разности. Для гранат-биотитовых гнейсов аналогичные группы представлены микроклинсодержащими плагиогнейсами и двуполевошпатовыми разностями.

Петрогенные элементы. Кристаллосланцы (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, амфиболовые) по химическому составу соответствуют базальтам. На диаграмме AFM (рис.33) они тяготеют к толеитовому тренду. Кристаллосланцы имеют низкоглиноземистые до умеренно глиноземистых составы и принадлежат преимущественно к натриевой серии. Среди них можно выделить магнезиальные ($MgO \geq 9,0\%$) и железистые разности, последние отличаются также повышенными содержаниями титана и натрия (табл.38). Преобладающими в изученном разрезе являются железистые кристаллосланцы, приближающиеся по составу к примитивным океаническим толеитам [56], и особенно толеитам типа ТН.2 архейских зеленокаменных поясов [48]. Соответственно магнезиальные кристаллосланцы сопоставимы с низкотитанистыми толеитами типа ТН.1. Особенности химического состава кристаллосланцев следует считать повышенной железистостью и низкой глиноземистостью.

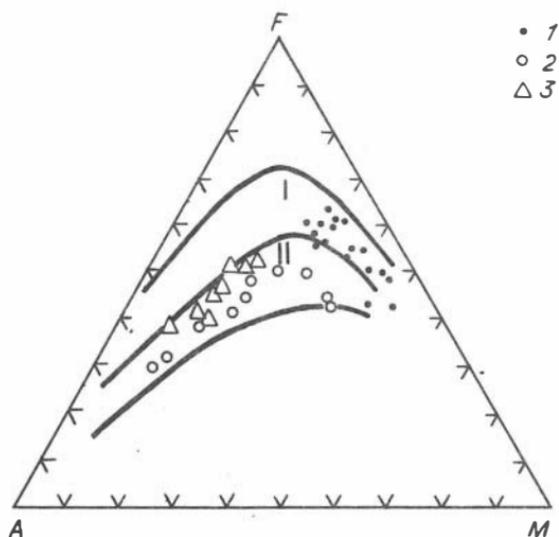


Рис.33. Диаграмма AFM для кристаллосланцев и гнейсов Шарыжалгайского выступа:

1 - кристаллосланцы, 2 - гиперстеновые и 3 - гранат-биотитовые гнейсы. Поля пород: I - толеитовой, II - известково-щелочной серий [157].

Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы по петрохимическому составу сопоставляются с рядом вулканических пород: андезит-да-

Таблица 38

Химический состав (мас.%) метаморфических пород Шарьжалгайского выступа

Компонент	Кристаллосланцы				Гнейсы гиперстеновые			Гнейсы гранат-биотитовые			Глиноземистые гнейсы			
	I		2		3	4		5		6	7	8		
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	
SiO ₂	48,30	1,39	48,81	1,87	60,62	66,92	3,02	65,20	5,26	67,59	55,09	55,61	3,16	
TiO ₂	0,82	0,22	1,58	0,41	0,82	0,66	0,24	0,77	0,14	0,73	1,11	0,93	0,10	
Al ₂ O ₃	15,17	1,66	13,66	2,04	13,74	14,49	0,44	14,45	1,60	13,81	17,93	19,08	2,07	
Fe ₂ O ₃ *	12,50	2,03	15,22	1,95	9,07	6,01	2,23	8,21	2,06	6,64	12,06	10,31	1,01	
MnO	0,22	0,13	0,25	0,10	0,15	0,10	0,05	0,16	0,13	0,11	0,16	0,23	0,08	
MgO	10,26	1,33	6,98	1,05	5,91	2,34	1,12	2,72	0,85	1,94	5,21	4,58	0,32	
CaO	10,88	0,63	10,25	1,02	5,07	3,35	0,45	2,43	0,82	2,33	2,72	1,72	1,02	
Na ₂ O	1,60	0,52	2,38	0,73	3,03	3,07	0,35	2,70	0,65	2,38	2,22	1,84	0,74	
K ₂ O	0,35	0,24	0,61	0,27	0,67	2,31	0,45	2,66	0,40	3,95	2,08	4,77	0,76	
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,15	0,08	0,09	0,15	0,06	0,10	0,05	0,13	0,10	0,09	0,05	
ППП	0,54	0,33	0,69	0,32	0,29	0,61	0,34	0,78	0,22	0,16	1,24	0,89	0,74	
n	5		15		3		6		5		3		7	

Примечание. Кристаллосланцы двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые: 1 - магнезиальные (MgO ≥ 9,0 %); 2 - железистые (MgO < 9,0 %); гнейсы гиперстеновые (±биотит): 3 - андезитового состава, 4 - дацитового, риодацитового состава; гнейсы гранат-биотитовые: 5 - плагиогнейсы (±микроклин), 6 - двуполевошпатовые; глиноземистые гнейсы кордиерит-, силлиманитсодержащие: 7 - плагиогнейсы, 8 - двуполевошпатовые. Fe₂O₃* - суммарное железо.

цит-риодацит с преобладанием дацитов. На диаграммах AFM и Na-K-Ca (см. рис.33,34) фигуративные точки гнейсов располагаются в поле известково-щелочных серий или группируются параллельно известково-щелочному тренду. На вариационных диаграммах петрогенных компонентов относительно кремнезема намечается обособленность гнейсов андезитового и дацит-риодацитового состава. Первые могут быть отнесены к натриевому, вторые - к калиево-натриевому ряду известково-щелочной серии.

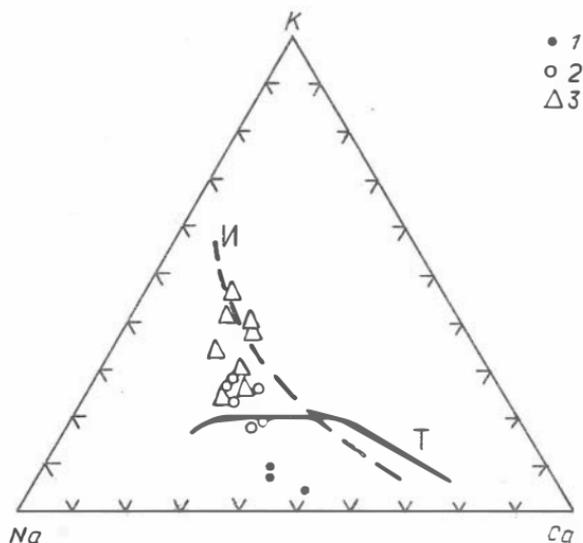


Рис.34. Диаграмма Na-K-Ca для гнейсов.

Гнейсы гиперстеновые: 1 - андезитового и 2 - дацитового состава, 3 - гранат-биотитовые гнейсы. Тренды: И - известково-щелочной, Т - трондьемитовый [130].

По сравнению с известными оценками для андезитов [56,64] гнейсы среднего состава характеризуются низкой глиноземистостью и калиево-стью, а также высоким содержанием Fe_2O_3 и MgO (см. табл.38). Наиболее близко их составы сопоставляются с андезитами АІ зеленокаменных поясов архея [48]. Кислые гнейсы приближаются по содержанию петрогенных элементов к дацитам-риодацитам ПІІ, за исключением, как и в предыдущем случае, обогащенности Fe_2O_3 и MgO . Несколько повышенная калиево-сть кислых гнейсов отчасти связана с более поздней гранитизацией (микроклинизацией) гранулитов.

Гранат-биотитовые гнейсы по содержанию кремнезема (58,0-72,0 %) охватывают область средних и кислых составов с преобладанием послед-

них (см. табл.38). Сходство и различие составов гранат-биотитовых и гиперстеновых гнейсов отчетливо проявляется на петрохимических диаграммах. На диаграмме AFM (см. рис.33) те и другие концентрируются в области известково-щелочного тренда, при этом гранат-биотитовые гнейсы обнаруживают слабое обогащение FeO относительно MgO. Наибольшее различие устанавливается по содержанию K_2O (см. рис.34), как правило, повышенному в гранат-биотитовых гнейсах. По содержанию K_2O они могут быть подразделены на калиево-натриевые (существенно плагиоклазовые) и высококалиевые двуполевошпатовые разности. На вариационных диаграммах петрогенных компонентов относительно кремнезема наблюдается широкий разброс фигуративных точек.

Глиноземистые ($Al_2O_3 = 16,7-21,9 \%$) кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы в узком интервале кремнекислотности имеют широкие вариации содержания щелочей, главным образом K_2O (1,06-6,09 %) (см. табл.38). Эта группа отчетливо распадается на плагио- и двуполевошпатовые гнейсы. По петрохимическому составу глиноземистые гнейсы являются типичными глинистыми сланцами и хорошо сопоставимы со средним архейским аргиллитом [106] или высокометаморфизованными пелитами из архейского вулканогенно-осадочного пояса Исуа, Западная Гренландия [175].

Редкие щелочные, щелочно-земельные элементы. Содержания Rb в кристаллосланцах составляют, как правило, менее 10 г/т при весьма непостоянном (180-1000) K:Rb (табл.39). Высокое K:Rb характерно для толеитов срединно-океанических хребтов, например, K:Rb = 940 [56]. Однако на диаграмме K-Rb (рис.35) фигуративные точки кристаллосланцев не совпадают с трендом океанических пород по Д.Шоу [193]. Подобное отклонение от тренда в область составов, обедненных Rb относительно K, наблюдается для основных гранулитов провинции Хэбэй, Китай [31], что, по мнению авторов, не является первичной их чертой, а связано с метаморфизмом гранулитовой фации. Действительно, большая часть точек кристаллосланцев концентрируется в области "гранулитового" тренда [192] с характерным обеднением Rb относительно K.

Для гиперстеновых гнейсов установлен рост концентраций Rb от низкокалиевых андезитового состава (11-25 г/т) к разностям дацитового состава (55-134 г/т). Гнейсы кислого состава на диаграмме K-Rb группируются вдоль главного тренда магматических пород. В этой же области концентрируются и точки составов гранат-биотитовых гнейсов, обладающих в целом более высокими содержаниями K и Rb. Отклонение от глав-

Таблица 39

Распределение микроэлементов (г/т) в метаморфических породах Шарыжальгайского выступа

Элемент	Кристалло- сланцы		Гнейсы гиперстеновые				Гнейсы гранат- биотито- вые				Гнейсы глиноземистые				
	I		2		3		4		5		6		7	8	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	
Li	11	3	10	3	16	23	7	25	4	22	31	60	46		
Rb	4	2	7	4	14	83	29	110	38	107	98	167	52		
Ba	104	19	197	67	227	522	98	647	88	789	369	971	270		
Sr	158	40	153	68	245	198	74	258	124	170	144	168	54		
Zr	62	1	77	17	91	217	32	232	91	235	156	183	50		
Sc	39	6	39	20	22	20	16	28	8	21	45	36	11		
V	238	50	325	74	152	65	35	76	34	46	206	134	21		
Cr	213	52	110	66	313	101	83	71	17	66	205	221	163		
Co	50	6	53	8	32	7	4	15	4	9	34	22	9		
Ni	154	36	61	27	179	23	11	35	15	23	115	66	30		
Cu	34	17	66	16	66	19	19	24	33	21	74	26	8		
n	5		12		3	6		5		3	3	7			

Примечание. Номера породных групп соответствуют табл.38.

ного тренда намечается для гиперстеновых гнейсов среднего состава, сдвигающихся подобно кристаллосланцам в область гранулитов, обедненных Rb.

В глиноземистых гнейсах наблюдается рост содержаний Rb от плагиоразностей (Rb = 90 г/т) к двуполевошпатовым (Rb = 160 г/т) с некоторым перекрытием интервалов содержаний. Однако увеличение доли калиевого полевого шпата в большей степени сказывается на уровне содержания Ba. По общему уровню концентраций Rb глиноземистые гнейсы превышают известные оценки [106] для архейских глинистых сланцев, но сопоставимы с постархейскими аналогами.

Содержание Sr в кристаллосланцах изменяется от 70 до 420 г/т и в целом близко к средним значениям в толеитах зеленокаменных поясов. Среднее Rb:Sr = 0,03 сопоставимо с архейскими базальтами Канадского щита [161] и значительно превышает его величину в океанических толеитах [56].

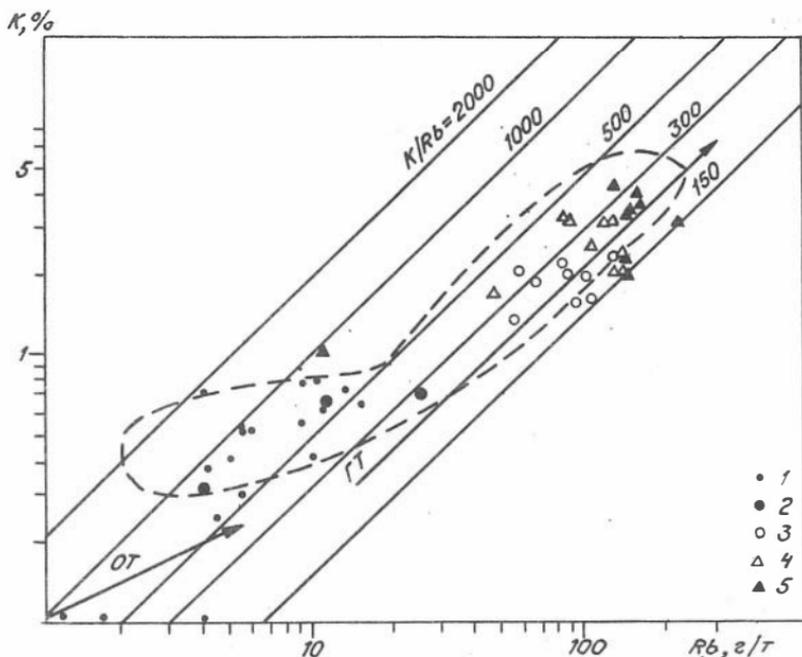


Рис.35. Диаграмма K-Rb для кристаллосланцев и гнейсов:

1 - кристаллосланцы; 2-3 - гнейсы гиперстеновые андезитового (2) и дацитового (3) состава; 4 - гранат-биотитовые и 5 - глиноземистые гнейсы. ГТ - главный тренд для континентальных магматических пород, ОТ - тренд океанических толеитов [193]. Штриховой контур - "гранулитовый тренд" [192].

Для гиперстеновых гнейсов характерен пониженный уровень содержания Sr (см.табл.39) в сравнении с андезитами и дацитами архейских зеленокаменных поясов [48], а также современными их аналогами. Концентрация Sr снижается пропорционально уменьшению содержания CaO от разностей андезитового состава к дацитам. По содержанию Sr и Rb:Sr (0,05) гнейсы андезитового состава приближаются к кристаллосланцам (рис.36) или современным андезитам островных дуг [137]. В гиперстеновых гнейсах кислого состава Rb:Sr составляет 0,3-0,6; оно увеличивается к гранат-биотитовым (0,2-1) и глиноземистым (0,5-20) гнейсам, которые приближаются по этому параметру к постархейским глинистым сланцам [106].

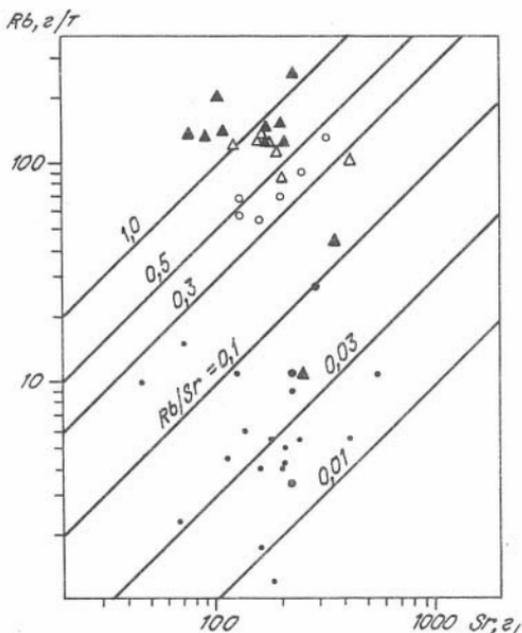


Рис.36. Диаграмма Rb-Sr для кристаллосланцев и гнейсов. Усл. обозн. см. на рис.35.

Концентрация Ва увеличивается параллельно росту содержания К от кристаллосланцев (74-296 г/т) к гиперстеновым (150-650 г/т), гранат-биотитовым (500-930 г/т) и глиноземистым (300-1300 г/т) гнейсам (рис.37). Средние содержания Li близки в гиперстеновых и гранат-биотитовых гнейсах и повышаются в глиноземистых, достигая 100 г/т, что согласуется с их первично осадочной природой.

Элементы группы железа. По содержаниям Со и V кристаллосланцы сопоставимы с вулканитами зеленокаменных поясов, но заметно обеднены Сг (70-300 г/т) и Ni (50-195 г/т). Магнезиальные кристаллосланцы выделяются 2-,3-кратным обогащением Сг и Ni относительно железистых разновидностей. Прямая корреляция Сг, Ni, Со с MgO характерна и для гиперстеновых гнейсов; следует отметить их отчетливую обогащенность Сг и Ni относительно андезитов и дацитов зеленокаменных поясов, что согласуется с повышенной магнезиальностью. Гранат-биотитовые гнейсы по уровню содержаний этой группы элементов близки гиперстеновым гней-

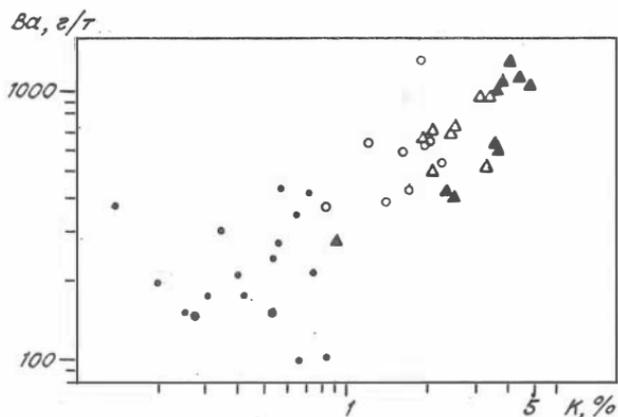


Рис.37. Диаграмма Ва-К для кристаллосланцев и гнейсов. Усл. обозн. см. на рис.35.

сам кислого состава, тогда как глиноземистые резко обогащены ими. Предполагается [68], что высокие содержания Sr и Ni характерны для глинистых сланцев архея.

Радиоактивные элементы. Минимальными содержаниями РАЭ и наиболее низким Th:U характеризуются кристаллосланцы (табл.40, рис.38). Параметры распределения Th и U в них близки толеитовым базальтам океанических островов и значительно превышают таковые базальтов СОХ [51,137]. Следует отметить общую обогащенность кристаллосланцев К и рост содержаний РАЭ от магнэзиальных разностей к железистым.

В гиперстеновых гнейсах среднего и кислого состава содержания Th и К сопоставимы с известными оценками для магматических пород: андезитов [105] и богатых Са гранитоидов [202] соответственно, при отчетливой обедненности U относительно предполагаемых магматических протолитов (табл.41). Содержание U близко к его распространенности в архейской коре в целом (0,75 г/т) [68]; Th:U составляет 5-30 (см.рис.38), что превышает значения для большинства магматических пород (3,5-4,0) [189]. Распределение РАЭ, за исключением U, в кристаллосланцах и гиперстеновых гнейсах согласуется с общей закономерностью, установленной для магматических пород - ростом их концентраций с увеличением кремнекислотности [101,189].

Таблица 40

Параметры распределения радиоактивных элементов в кристаллосланцах и чарнокитах Шарыжалгайского выступа

П о р о д а	n	U		Th		K		Th:U
		$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	
Кристаллосланцы:								
железистые	25 (I2)	0,27 \pm 0,10	55	1,1 \pm 0,18	43	0,50 \pm 0,07	34	3,7
магнезиальные	I2(5)	0,12 \pm 0,11	75	0,4 \pm 0,16	58	0,35 \pm 0,12	55	5,3
Кристаллосланцы чарнокитизированные	6(5)	0,14 \pm 0,03	18	0,8 \pm 0,41	48	0,67 \pm 0,22	32	5,9
Чарнокиты:								
диоритового состава	10(4)	0,31 \pm 0,15	35	1,4 \pm 1,06	109	0,75 \pm 0,18	34	3,2
монцодиоритового состава	9(2)	0,41 -	-	1,5 \pm 1,23	104	1,78 \pm 0,43	31	9,0
тоналитового состава	I2(4)	0,38 \pm 0,29	55	1,5 \pm 0,49	53	0,87 \pm 0,28	52	4,9
гранодиоритового состава	2I(7)	0,38 \pm 0,24	68	2,4 \pm 0,80	74	2,86 \pm 0,30	24	7,7
плагιοгранитного состава	9(7)	0,20 \pm 0,07	40	2,3 \pm 1,55	86	1,28 \pm 0,36	37	7,0
гранитного состава	I4(7)	0,33 \pm 0,17	57	1,4 \pm 0,57	70	3,18 \pm 0,54	30	4,8
Плагιοмигматиты по гранат-биотитовым гнейсам	7	0,60 \pm 0,36	64	3,4 \pm 2,50	79	1,46 \pm 0,21	22	4,4
Чарнокиты гранатсодержащие	3	0,4 -	-	2,2 -	-	2,67 -	-	7,6
Чарнокиты из центральных частей куполов:								
кварцево-диоритового состава	7	0,77 \pm 0,54	75	20,0 \pm 6,44	35	1,97 \pm 0,60	33	35,3
монцонитового состава	II	1,56 \pm 0,86	82	37,8 \pm 19,6	77	4,31 \pm 0,80	27	58,0
гранатсодержащие монцонитового-щелочногранитного состава	4	1,90 -	-	41,0 -	-	3,91 -	-	25,6

Пр и м е ч а н и е. Содержания Th и K приведены по данным гамма-спектрометрического анализа, U - метода запаздывающих нейтронов и лазерно-люминесцентного. n - количество определений Th и K, в скобках - U.

Максимальные концентрации РАЭ установлены в гранат-биотитовых и глиноземистых гнейсах (см. табл.41). Они заметно обогащены Th в сравнении с глинистыми сланцами архея (Th = 6,3 \pm 1,4 г/т) и приближаются по этому параметру к постархейским пелитам [68]. Содержания U, напротив, понижены и хорошо сопоставляются с оценками для архейских глинистых сланцев (1,6 \pm 0,4 г/т) или верхней архейской коры (1,5 г/т). Соответственно Th:U (5-20), как правило, выше, чем в большинстве глинистых сланцев (4-6) [174].

Таблица 41

Параметры распределения радиоактивных элементов в гнейсах Шарыжалгайского выступа

П о р о д а	n	U		Th		K		Th:U
		$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	$\bar{x} \pm \Delta x$	v	
Гнейсы гиперстеновые, биотит-гиперстеновые андезитового состава	6	0,5 \pm 0,15	30	3,2 \pm 0,58	18	1,25 \pm 0,70	54	6,8
дацит-риодацитового состава	9	0,9 \pm 0,26	37	10,5 \pm 2,65	33	1,84 \pm 0,28	20	13,3
Гнейсы гранат-биотитовые натро-калиевые	11	1,8 \pm 0,52	44	12,8 \pm 1,73	20	2,01 \pm 0,26	20	7,3
калиевые	7	2,0 \pm 0,50	27	19,4 \pm 5,40	30	3,03 \pm 0,22	8	10,4
Гнейсы глиноземистые низкока-лиевые	4	2,0 \pm 1,19	38	10,6 \pm 5,53	33	1,58 \pm 1,45	58	5,9
высококалиевые	7	1,6 \pm 0,53	39	21,0 \pm 4,08	21	3,92 \pm 0,49	14	15,0

П р и м е ч а н и е. Содержания РАЭ приведены по данным гамма-спектрометрического анализа.

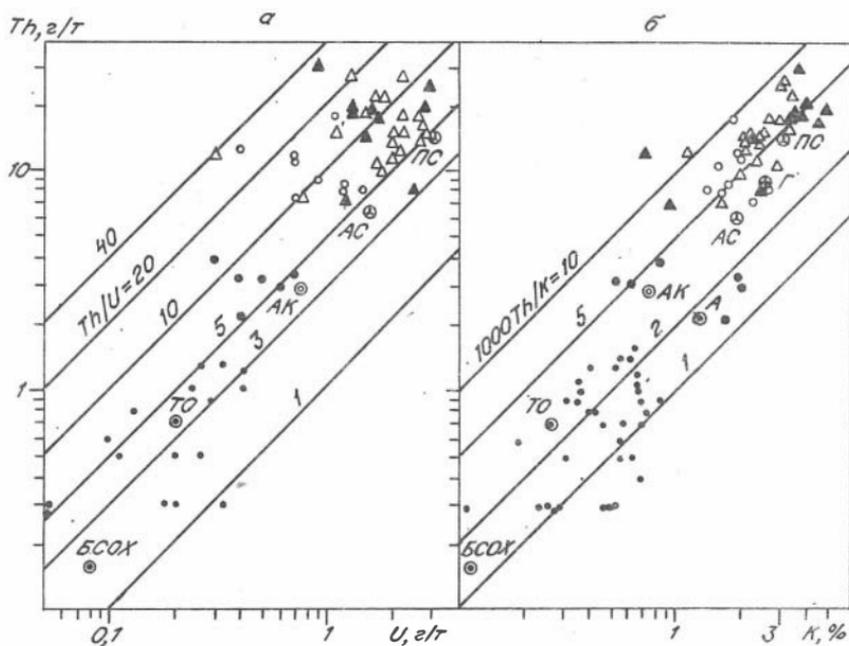


Рис.38. Соотношения U и Th (а), Th и К (б) в кристаллосланцах и гнейсах.

Усл. обозн. см. на рис.35. Для сравнения показаны содержания U, Th и К в низкокалиевых толеитах срединно-океанических хребтов (БСОХ) и толеитах океанических островов (ТО) [51], среднем андезите (А) [105], богатых Са гранитоидах (Г) [202]; архейской коре (АК), архейских (АС) и постархейских (ПС) глинистых сланцах [106].

Для глиноземистых гнейсов характерно увеличение содержания Th от плагиогнейсов к двуполевошпатовым параллельно росту концентрации К. Аналогичный, но менее интенсивный рост ториеносности установлен и в ряду гранат-биотитовых гнейсов.

Редкоземельные элементы. Магнезиальные кристаллосланцы характеризуются субгоризонтальными спектрами РЗЭ с десятикратным обогащением относительно хондрита (рис.39, табл.42). Железистые разности имеют более дифференцированное распределение с $(La:Yb)_N = 3$. Установленные распределения лантаноидов аналогичны известным типам толеитов ТН 1 и ТН 2 из архейских зеленокаменных поясов [48].

Таблица 42

Содержание петрогенных (мас.%), редкоземельных и редких элементов (г/т)

в представительных образцах метаморфических пород и мигматитов шарыжалгайского комплекса

Композит	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	III-84	279-84	77-84	87-87	190-84	306-84	28-84	302-84	277-84	187-84	149-84
SiO ₂	47,83	50,77	58,32	61,75	58,74	63,24	67,98	70,70	67,03	53,01	60,79
TiO ₂	1,00	1,59	0,92	0,75	0,95	0,88	0,58	0,43	0,67	0,99	0,78
Al ₂ O ₃	14,96	13,67	14,81	13,21	16,85	13,90	14,90	14,69	14,18	21,86	17,50
Fe ₂ O ₃ *	14,79	15,27	10,24	9,04	9,02	8,92	5,05	3,53	6,50	11,39	10,55
MnO	0,26	0,26	0,15	He опр.	0,12	0,08	0,16	0,12	0,12	0,17	0,13
MgO	9,26	5,78	5,22	6,95	3,77	3,71	1,68	1,18	1,94	4,35	4,14
CaO	10,13	9,66	5,34	4,71	4,91	3,30	3,63	2,96	2,59	0,98	1,33
Na ₂ O	1,29	1,56	3,41	3,07	2,92	2,54	2,80	3,29	2,37	1,40	2,10
K ₂ O	0,27	0,44	0,77	0,85	2,31	1,59	2,55	2,75	3,96	4,39	2,02
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,10	0,09	0,26	0,11	0,18	0,14	0,15	0,10	0,06
III	0,13	0,84	0,73	0,01	0,38	1,27	0,57	0,52	0,03	0,87	0,63
Th	0,3	2,0	3,3	3,9	2,2	8,4	11,7	7,3	16,2	19,3	5,9
U	0,05	0,6	0,6	0,4	0,35	1,4	0,8	0,7	2,6	1,6	0,5
La	3,0	14	20	21	34	28	38	31	60	56	23
Ce	8,2	31	34	35	56	58	60	51	89	97	34
Nd	6,9	18	15,5	16,5	24	22	31	16	32	37	13
Sm	2,2	4,7	3,4	3,1	5,5	4,9	5,3	3,1	7,6	7,9	3,0
Eu	0,9	1,5	1,35	1,3	1,5	1,4	1,32	1,0	1,4	1,9	1,0
Gd	-	4,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0,5	0,8	0,7	0,5	0,7	0,56	0,6	0,38	1,3	1,4	He опр.

Окончание табл. 42

КОМПО- НЕНТ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Yb	2,0	3,2	2,6	2,2	2,5	1,9	1,2	0,73	2,8	4,9	6,6
Lu	0,3	0,5	0,45	0,28	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,7	1,0
Li	8	12	17	17	14	18	30	15	18	16	18
Rb	4,5	11	11	27	105	55	58	80	123	146	68
Ba	76	245	159	371	600	384	594	540	510	1075	462
Sr	113	124	227	290	297	162	128	200	119	170	115
Zr	62	94	91	He опр.	140	240	180	230	210	200	180
Hf	1,4	2,1	3,5	3,4	4,4	8,0	5,3	5,1	6,3	6,8	4,8
Ta	0,15	0,22	0,35	0,29	0,4	0,5	0,24	0,3	0,77	0,5	0,3
Sc	43	32	23	21	15	17	13	7	18	52	32
V	318	311	160	154	75	122	31	25	50	129	150
Cr	186	147	258	357	120	222	42	36	87	78	424
Co	52	48	27	33	18	13	4	3	13	24	32
Ni	140	36	119	260	36	22	21	11	33	44	148

П р и м е ч а н и е. Кристаллосланцы: 1 - магнезиальные, 2 - железистые; гнейсы гиперстеновые: 3,4 - андезитового состава, 5 - мигматит по гиперстеновому гнейсу, 6-8 - гнейсы дацитового, риодацитового состава; 9 - гнейс гранат-биотитовый; 10 - гнейс глиноземистый; 11 - мигматит по глиноземистому гнейсу.

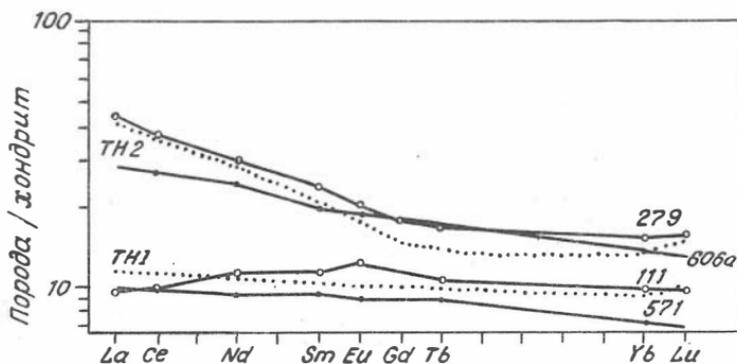


Рис.39. Распределение РЗЭ в кристаллосланцах.

Номера образцов соответствуют табл.42. Образцы 606а и 571 заимствованы из [60]. Для сравнения показаны спектры РЗЭ толеитов (ТН 1 и ТН 2) зеленокаменных поясов [48]. Здесь и далее нормировано по хондриту [133].

Среди гиперстеновых гнейсов отчетливо выделяются различия андезитового и дацит-риодацитового составов (рис.40, табл.42). Первые имеют слабо дифференцированные спектры РЗЭ ($(La:Yb)_N = 5,2-6,4$) с умеренным обогащением цериевыми землями и с субгоризонтальной кривой в области иттриевых земель. Вторые характеризуются крутым наклоном спектров РЗЭ ($(La:Yb)_N = 10-28,6$), в сравнении с андезитами обогащены легкими и обеднены тяжелыми лантаноидами. Породы первой группы по параметрам распределения редких земель сопоставимы с андезитами АI архейских зеленокаменных поясов [48], за исключением слабо повышенного содержания La и Ce. Гнейсы кислого состава не находят себе полных аналогов среди архейских или современных дацитов и риолитов: от дацитов-риодацитов FI их отличает 2-4-кратное обогащение РЗЭ, а от пород типа FII - более высокое отношение цериевых земель к иттриевым и пониженное в целом содержание лантаноидов. Кроме уже отмеченного увеличения содержания цериевых земель от гнейсов первой группы ко второй, для гнейсов в целом имеет место падение концентраций тяжелых лантаноидов с увеличением содержания SiO_2 .

Иной характер распределения РЗЭ имеют гранат-биотитовые и глиноземистые гнейсы (рис.41). В сравнении с предыдущей группой они обладают повышенным уровнем содержания лантаноидов и отчетливой

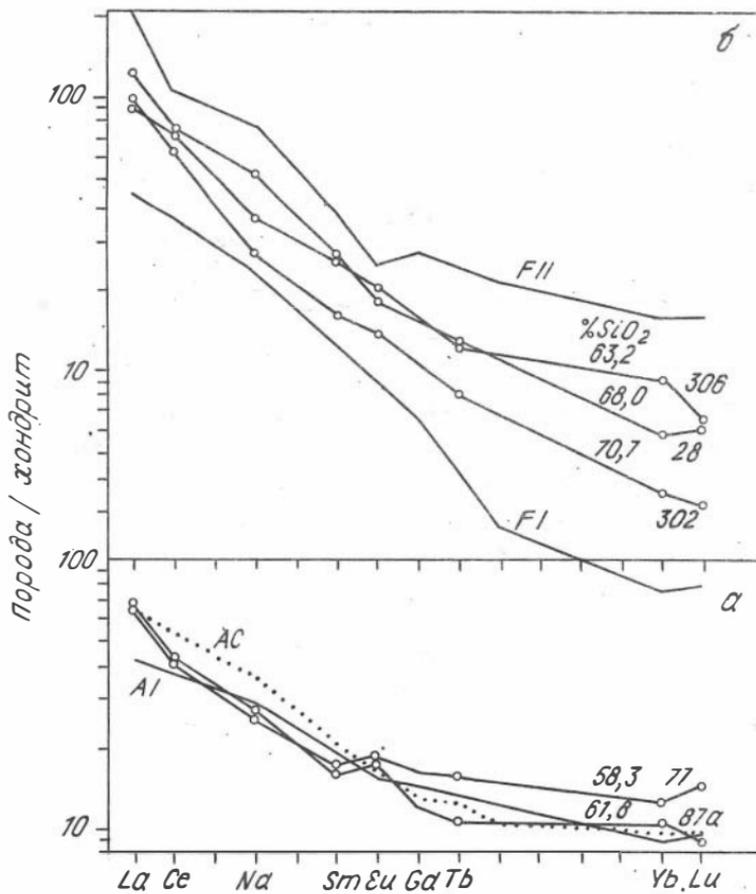


Рис.40. Распределение РЗЭ в гиперстеновых гнейсах андезитового (а) и дацитового (б) составов.

Номера образцов соответствуют табл.42. Для сравнения показаны спектры РЗЭ андезита (А1), дацитов (F1 и FII) зеленокаменных поясов [48]; архейских глинистых сланцев (AC) [106].

отрицательной европиевой аномалией. Содержания и вид спектров РЗЭ глиноземистых гнейсов резко отличаются от характерных для архейских глинистых пород [106]. Удивительно похожее на установленное нами распределение редких земель обнаружено также в силлиманит-гранатовых гнейсах архейского пояса Тайхуа, Центральный Китай [199]. Оба распределения напоминают типичные спектры РЗЭ постархейских глинистых сланцев [106].

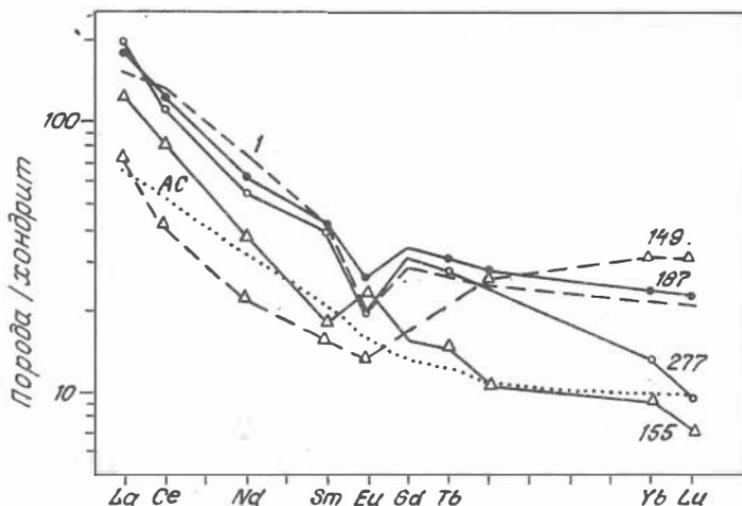


Рис.41. Распределение РЗЭ в гранат-биотитовом и глиноземистом гнейсах, мигматите и гранатсодержащем чарнокитоиде.

Номера образцов соответствуют табл.42. Для сравнения показаны спектры РЗЭ архейского глинистого сланца (АС) [106] и силлиманит-гранатового гнейса архейского пояса Тайхуа, Центральный Китай (1) [199].

Протолиты метаморфических пород

Кристаллосланцы. Можно считать однозначно установленным, и это отмечалось всеми исследователями [22,55,90], что исходным материалом для формирования кристаллосланцев послужили основные вулканы - толеитовые базальты. Об этом свидетельствует их петрохимический состав и содержание микроэлементов. Сравнение составов основных кристаллосланцев с известными типами слабометаморфизованных пород показывает, что преобладающие железистые кристаллосланцы по петрохимическим характеристикам сопоставимы с толеитами ТН 2 архейских зеленокаменных поясов [48], а магнезиальные разности - с низкотитанистыми толеитами ТН 1. Наиболее отчетливо это устанавливается по характеру спектров РЗЭ.

Гиперстенновые гнейсы. По содержаниям петрогенных компонентов гиперстенновые гнейсы сопоставляются с магматическими породами ряда андезит-дацит-риодацит. Стандартные тренды концентраций петрогенных и редких элементов гнейсов кислого состава, характерные для пород известково-щелочных серий, свидетельствуют о магматогенной природе гнейсовых протолитов. Важным аргументом в пользу такого происхождения является характер спектров РЗЭ с высоким La:Yb, не типичный для осадочных пород архея [106], но аналогичный кислым вулканитам зеленокаменных поясов и современным дацитам.

Распределение лантаноидов в гнейсах среднего состава идентично как андезитам А1, так и архейским глинистым сланцам, для которых источником сноса предполагаются андезиты или вулканиты бимодальной серии. Анализ диаграммы P_2O_5/TiO_2 - MgO/CaO [206] показывает, что в отличие от предыдущей группы гнейсы среднего состава располагаются в поле парагранулитов (рис.42), что обусловлено повышенными содержаниями MgO и TiO_2 . Они характеризуются, как правило, отрицательными значениями функции Д.Шоу [194], что может указывать на их осадочное

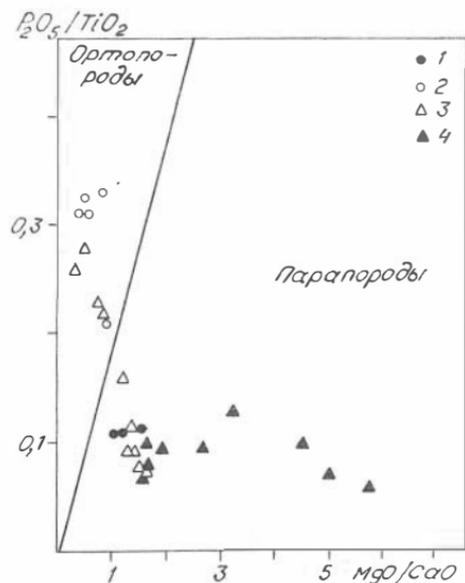


Рис.42. Диаграмма P_2O_5/TiO_2 - MgO/CaO для гнейсов.

Гнейсы гиперстенновые: 1 - андезитового и 2 - дацитового состава; 3 - гранат-биотитовые и 4 - глиноземистые гнейсы. Поля орто- и парапорфид [206].

происхождение. Важнейшими параметрами, позволяющими решить вопрос об их природе, являются уровень ториеносности, близкий к среднему для андезитов, а также высокое $La:Th$ (5,4-6,1), не характерное для осадочных пород ($La:Th = 2,7-3,6$) [176].

Таким образом, можно заключить, что протолитами гиперстенowych гнейсов, вероятно, являются магматические породы среднекислого состава.

Гранат-биотитовые и глиноземистые гнейсы. Ф.В.Кузнецовой [55] высказано предположение о формировании гранат-биотитовых гнейсов при гранитизации роговиков, которые в свою очередь имели первичный состав, близкий к высокоглиноземистым базальтам. По данным З.И.Петровой [89,90], глиноземистые гнейсы, имеющие на диаграммах единые тренды с гранат-биотитовыми, трактуются как метаморфизованные песчано-глинистые отложения различной степени зрелости со значительным вкладом продуктов, связанных с основным вулканизмом.

Судя по содержаниям и соотношениям петрогенных компонентов, выявляемым при расчете дискриминантных функций и на диаграмме К.Вернера (см. рис.42), глиноземистые и большая часть гранат-биотитовых гнейсов представлены парагранулитами. Это подтверждается и сходством спектров РЗЭ постархейских сланцев с гранат-биотитовыми и глиноземистыми гнейсами, для последних метаосадочное происхождение не вызывает сомнения.

Отношение Al_2O_3 к Na_2O , отражающее зрелость осадков для глиноземистых гнейсов, составляет в среднем 11,0, а гранат-биотитовых - близко к 6, следовательно [139], состав последних отражает характер материала, подвергавшегося эрозии. Судя по содержаниям петрогенных элементов, повышенным концентрациям Th и легких лантаноидов, размывавшиеся породы имели диорит-гранодиоритовый состав, а по уровню ториеносности были сопоставимы с богатыми Са гранитоидами. Однако следует учитывать и возможность относительного накопления Th при выветривании с обогащением им пелитовых фракций осадков. О небольшой доле основных вулканитов в источнике сноса свидетельствует величина $Cr:Th$ [138], не превышающая 10 для гранат-биотитовых гнейсов. Повышение этого отношения в ряде образцов глиноземистых гнейсов до 15-30 отражает накопление Cr при выветривании.

Таким образом, наиболее вероятным представляется образование гранат-биотитовых и глиноземистых гнейсов при метаморфизме грауваков и глинистых сланцев, формирующихся за счет области сноса с преобладанием пород среднекислого состава.

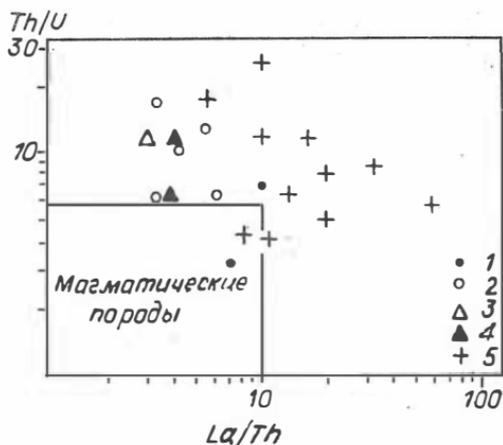
Как известно [151,169,195 и др.], для большинства гранулитовых комплексов характерно обеднение крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ) (Rb, Cs, U, Th); не являются исключением и гранулиты Шарьжалгая. Это отчетливо видно на диаграммах K - Rb и Th - U (см. рис.35,38). Степень обеднения Rb относительно K зависит от минерального и химического состава пород. На рис.35 в область "гранулитового" тренда попадают главным образом кристаллосланцы и низкокалийевые гиперстенные гнейсы андезитового состава. Не деплетированность кислых гиперстенных гнейсов может быть связана с повышенным содержанием в них K, который изоморфно замещается Rb в структуре минералов. Отсутствие обеднения Rb пород, содержащих калиевый полевой шпат, объясняют [190] высоким коэффициентом распределения Rb между этим минералом и водноуглекислотным флюидом. В нашем случае фазой, удерживающей Rb в гнейсах, включая гранат-биотитовые и глинозёмистые разности, может служить и биотит, который по известным оценкам [126] также имеет высокий коэффициент распределения Rb в системе минерал/расплав ($K_{Rb} = 2,2-3,3$).

По U наиболее отчетливо проявлена деплетированность гнейсов: содержания в них U находятся на уровне и ниже оценок для архейской коры и архейских глинистых сланцев. Обедненность U фиксируется в их повышенном (5-25) Th:U, не характерном для большинства магматических и осадочных пород. В целом Th:U больше 4 однозначно указывает на потерю U относительно Th [192]. Недеплетированность гнейсов Th подтверждается величинами La:Th (3-6), которые являются типичными для среднекислых магматических (1-10) [147] и осадочных (2,7-3,6) [174] пород. Относительное обеднение U при инертном поведении Th наглядно демонстрируется диаграммой (рис.43). Менее определенно можно говорить об изменении первичного фона U кристаллосланцев, величина Th:U которых (1-7, при среднем значении 4,1) близка к известным оценкам для пород основного состава (Th:U = 2-4) [51,101].

В дискуссии о причинах миграции КИЛЭ при гранулитовом метаморфизме рассматривается два основных процесса, способных вызывать деплетирование гранулитов: удаление микроэлементов с парциальными расплавами [195] или вынос их потоком водных или углекислотных флюидов [151,190,200/.

Рис.43. Диаграмма Th/U-La/Th для кристаллосланцев, гнейсов и чарнокитов:

1 - кристаллосланцы; 2-4 - гнейсы: гиперстеновые (2), гранат-биотитовые (3), глиноземистые (4); 5 - чарнокиты. Поле магматических пород [192].



Широкое развитие на современном эрозионном срезе Шарьжалгайского выступа чарнокитов на первый взгляд свидетельствует о массовом проявлении процессов плавления. Однако составы гнейсов и кристаллосланцев, ассоциирующих с чарнокитами, не согласуются с представлением об их реститовой природе, а отвечают осадочно-вулканогенным протолитам. Как будет показано далее, магматогенному происхождению большинства чарнокитов противоречит характер распределения в них радиоактивных элементов.

Более вероятной следует признать потерю U из гранулитов с потоком флюидов. Интенсивность выноса КИЛЭ в этом случае зависит от минерального состава пород, состава и объема флюидной фазы, а также P-T параметров метаморфизма [190]. Региональный метаморфизм в исследованном регионе протекал при $T = 720-830$ °C и $P = 7,2-9,5$ кбар [89,90]. Гнейсы Льюис, Шотландия - классический пример "истощенных" гранулитов испытали метаморфизм при $P = 15$ кбар и $T = 1200$ °C [103]. Сопоставление условий метаморфизма двух регионов согласуется с установленной для гнейсов шарьжалгайского комплекса умеренной деплетированностью U и Rb, а также инертностью Th.

Однако условия метаморфизма не являются единственным фактором, в частности, степень обеднения U и Th зависит от их позиции в исходном веществе и стабильности аксессуарных фаз [192]. В этой связи инертность Th при метаморфизме может быть обусловлена наличием в гнейсах монацита - одного из основных концентраторов и носителей Th, обладающего высоким Th:U, которое характерно и для гранулитов в це-

лом. Распределение U в гнейсах главным образом контролируется такими аксессуарными минералами, как циркон и апатит, а его потеря при гранулитовом метаморфизме связана с очисткой от внеструктурной микропримеси породообразующих минералов. При этом минералы кристаллосланцев (метабазитов), будучи исходно недосыщены U (как известно, концентрация U в темноцветных минералах прямо пропорциональна его содержанию в породе [101]), теряют его в относительно меньшей степени, чем породообразующие минералы гнейсов. Это, предположительно, является одной из причин увеличения деплетированности гранулитов от основных составов к средним и кислым. В этом же направлении сокращается и доля темноцветных минералов (пироксенов, амфибола, биотита). К сожалению, в литературе имеются немногочисленные данные по коэффициентам распределения U, например [155]. Принимая их во внимание, а также по аналогии с геохимически близкими U тяжелыми лантаноидами, можно предполагать, что темноцветные минералы, характеризующиеся более высокими коэффициентами распределения, чем полевые шпаты и кварц, будут в большей степени сохранять первичный фон U при взаимодействии с метаморфогенным флюидом.

Таким образом, минеральный состав играет несомненно важнейшую роль в процессах миграции U, Th и Rb при гранулитовом метаморфизме и именно этим фактором обусловлено, во-первых, инертное поведение Th, а во-вторых, рост относительной деплетированности гранулитов U с увеличением их кремнекислотности и Rb с сокращением доли калиевых минеральных фаз (калиевого полевого шпата и биотита).

| Чарнокиты

Чарнокиты объединяют гиперстенсодержащие массивные породы среднего и кислого состава, характеризующиеся наличием отчетливых антипертитовых вростков в плагиоклазе и (или) самостоятельных выделений калиевого полевого шпата (микроклина). Обособленную подгруппу образуют разности с содержанием $\text{SiO}_2 = 51-53\%$, представленные чарнокитизированными полосчатыми кристаллосланцами. Гранатсодержащие породы массивной текстуры кислого состава выделяются в подгруппу гранатовых чарнокитоидов.

Петрогенные элементы. Подразделение чарнокитов по содержанию петрогенных компонентов проведено в соответствии с систематикой плутонических пород среднекислого состава [41] (табл.43). Наиболее широко представлены разности диоритового, тоналитового, гранодиоритового и плагиогранитного состава, ранее выделявшиеся в группу эндербитов и черно-эндербитов [90]. Субщелочные высококалийевые чарнокиты относительно редки и приурочены, как правило, к центральным частям чарнокитогнейсовых куполов. Они представлены преимущественно средне-, крупнозернистыми до пегматоидных биотитсодержащими разностями. Гранатсодержащие чарнокиты имеют гранодиоритовый, а мигматиты - кварцево-диоритовый состав.

На вариационных диаграммах петрогенных компонентов (рис.44) отчетливо выявляется разрыв в области кварцево-диоритовых составов ($\text{SiO}_2 = 56-60 \%$) и перегиб или изменение угла наклона кривых при переходе от левой к правой части диаграммы. Обособляются две группы: 1) чарнокитизированных кристаллосланцев и разностей диоритового состава и 2) чарнокитов гранодиорит-гранитного состава. Для последних наблюдаются стандартные тренды фракционирования компонентов относительно SiO_2 , совершенно аналогичные гиперстеновым гнейсам. Единые тренды образуют и фигуративные точки гранатсодержащих мигматитов и чарнокитов и гранат-биотитовых гнейсов.

Редкие щелочные, щелочно-земельные элементы. Подобно гиперстеновым и гранат-биотитовым гнейсам точки чарнокитов кислого состава располагаются вдоль главного магматического тренда, но с относительным смещением в сторону повышенных (230-620) K:Rb (рис.45). Чарнокиты диоритового состава и чарнокитизированные кристаллосланцы характеризуются высокими K:Rb (300-1100), отклоняясь от главного тренда. В целом рой точек чарнокитов идеально совпадает с полем гранулитов с увеличением степени деплетированности Rb относительно K от кислых составов к основным. Чарнокиты имеют широкие пределы содержания рассматриваемых элементов ($K = 0,44-4,30 \%$ и $Rb = 4-130 \text{ г/т}$) и соответствуют области составов кристаллосланцев и гнейсов за исключением высококалийевых разностей чарнокитов (табл.44).

Чарнокиты характеризуются и широким (от $<0,03$ до $>0,5$) диапазоном Rb:Sr, перекрывая практически всю область составов метаморфических пород (рис.46). Разности гранитоидного ряда в сравнении с гнейсами,

Таблица 43

Химический состав (мас.%) чарнокитов и мигматитов Шарьжалгайского выступа

Компо- нент	Ч а р н о к и т ы												Мигматиты и чарнокиты гранатсодержащие		
	I	2		3	4	5		6		7	8	9	10		11
	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}
SiO ₂	51,98	56,74	3,98	57,30	66,65	65,84	1,43	69,93	1,69	69,93	62,73	63,00	62,58	2,18	67,62
TiO ₂	1,04	1,45	0,49	1,66	0,44	0,63	0,29	0,42	0,08	0,33	0,67	0,82	0,76	0,12	0,37
Al ₂ O ₃	16,48	15,76	1,72	15,17	14,72	15,42	1,02	15,53	1,16	14,59	14,61	14,72	16,00	0,89	16,33
Fe ₂ O ₃ *	10,53	10,28	2,95	9,92	5,08	4,89	1,34	3,47	0,84	2,97	8,13	6,51	8,34	0,87	4,13
MnO	Не опр.	0,08	0,08	0,12	0,09	0,06	0,02	0,03	0,01	0,03	0,10	Не опр.	0,12	0,03	0,05
MgO	8,53	4,20	1,73	3,68	2,33	1,72	0,34	1,46	0,24	1,24	3,57	2,59	3,36	0,73	1,28
CaO	7,87	6,00	1,32	5,85	4,92	3,62	0,48	3,94	0,55	2,97	4,99	3,81	3,32	0,93	2,72
Na ₂ O	2,82	3,22	0,85	3,08	3,84	3,77	0,55	3,35	0,46	3,14	3,32	2,95	3,00	0,29	3,74
K ₂ O	0,70	0,99	0,40	2,81	1,22	3,23	0,57	1,38	0,55	3,99	1,39	4,50	1,80	0,35	3,31
F ₂ O ₅	0,24	0,24	0,15	0,57	0,18	0,23	0,06	0,13	0,08	0,11	0,20	0,35	0,12	0,09	0,07
ППП	0,36	1,08	1,22	0,14	0,69	0,60	0,54	0,63	0,51	0,47	0,74	0,62	0,78	0,43	0,50
n	3	6		2	3	5		6		4	2	3	7		2

Примечание. 1 - чарнокитизированные кристаллосланцы; чарнокиты состава: 2 - диоритового, кварцево-диоритового, 3 - монцодиоритового, 4 - тоналитового, 5 - гранодиоритового, 6.- плагиогранитного, 7 - гранитного; чарнокиты из центральных частей чарнокитогнейсовых куполов: 8 - кварцево-диоритового и 9 - монцодитового состава; 10 - мигматиты по гранат-биотитовым гнейсам, 11 - чарнокитоиды гранатсодержащие.

Т а б л и ц а 44

Распределение микроэлементов (г/т) в чарнокитах и мигматитах · Шарыжалгайского выступа

Эле- МЕНТ	I	2		3	4		5		6		7	8	9	10		11
	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}
Li	12	12	11	11	18	10	3	16	4	12	22		21	21	8	10
Rb	10	19	10	58	65	71	23	38	27	87	55		144	49	33	45
Ba	476	422	126	1660	569	974	134	400	309	1300	306		1510	633	76	874
Sr	451	373	130	602	412	436	148	366	64	449	308		308	307	65	328
Zr	He опр.	180	56	470	190	159	88	104	66	72	He опр.	He опр.	He опр.	183	86	130
Sc	25	35	1	17	17	12	7	9	4	4	He опр.	He опр.	He опр.	29	8	17
V	112	126	83	113	50	80	42	48	26	26	65		63	116	37	33
Cr	260	104	80	55	46	78	39	38	19	41	178		180	162	86	85
Co	28	22	14	6	8	6	3	6	3	4	13		11	18	5	6
Ni	110	35	33	8	19	21	18	27	19	10	72		83	59	38	25
Cu	52	54	41	19	22	18	9	26	17	21	43		33	62	31	21
n	3	6		2	3	5		6		4	2		3	6		2

П р и м е ч а н и е. Номера породных групп соответствуют табл.43.

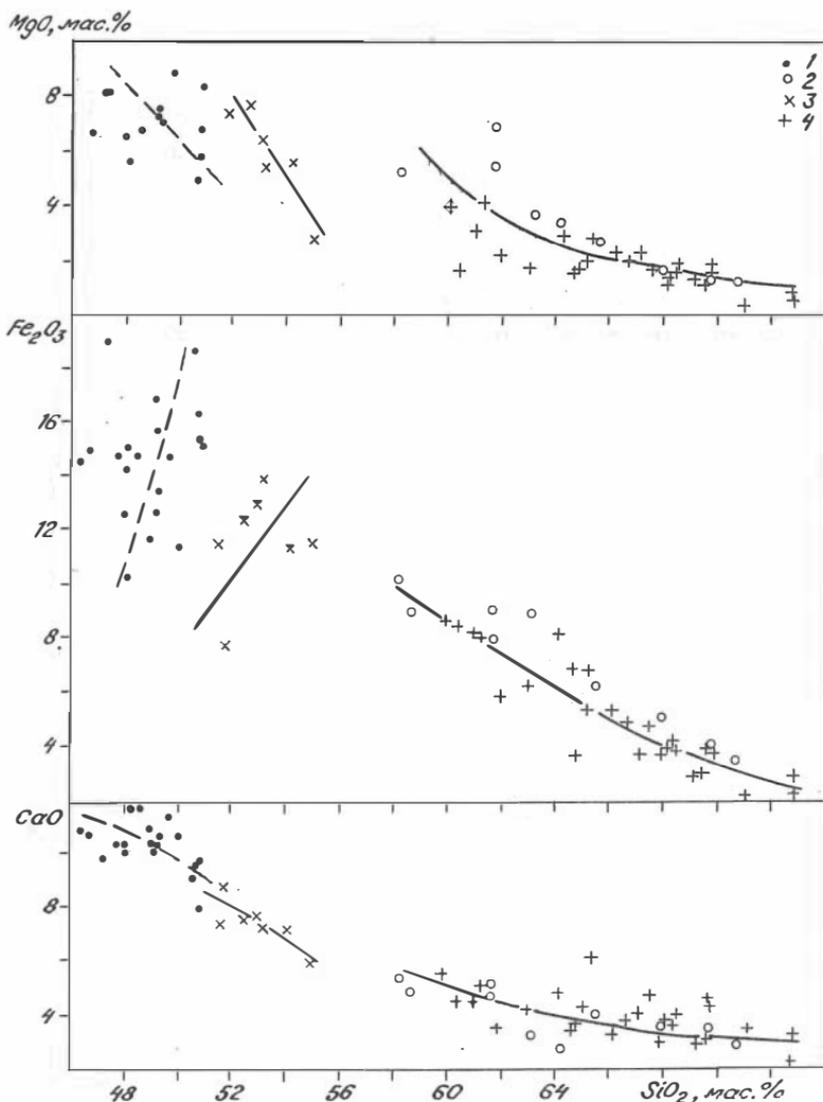


Рис.44. Вариационные диаграммы петрогенных компонентов относительно SiO_2 для кристаллосланцев, гнейсов и чарнокитов:

1 - кристаллосланцы, 2 - гиперстеневые гнейсы, 3 - чарнокитизированные кристаллосланцы и чарнокиты диоритового состава, 4 - чарнокиты кварцево-диорит-тоналитового и гранодиорит-гранитного составов.

Рис.45. Диаграмма K-Rb для чарнокитов: ГТ - главный тренд континентальных магматических пород [193], штриховым контуром показан "гранулитовый тренд" [192].

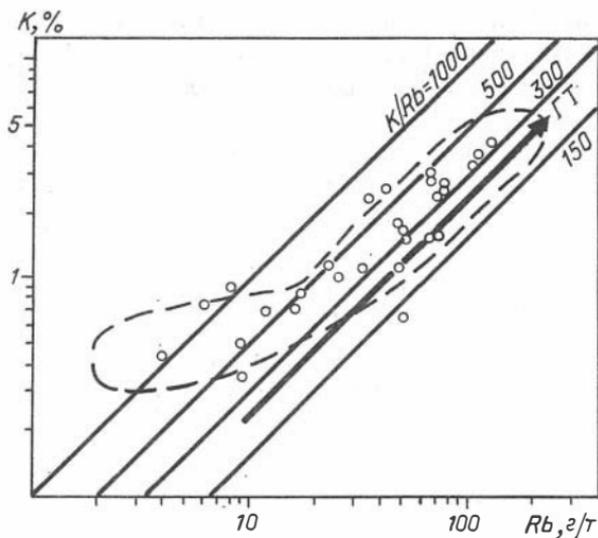
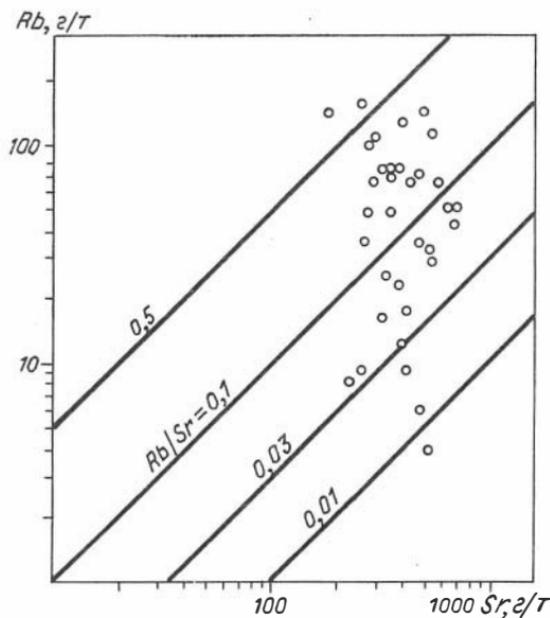


Рис.46. Диаграмма Rb-Sr для чарнокитов.



как правило, обеднены Rb и относительно накапливают Sr. Аналогичные соотношения в содержаниях Sr и Rb:Sr между гранулитами и чарнокитами намечаются в районе Северный Аркот, Тамилнад (Индия) [167]. Этот примечательный факт относительного обогащения Sr чарнокитов может объясняться увеличением в них содержания плагиоклаза, лишенного структурной примеси калия, а также возможно большей изоморфной примесью в нем Sr. Трудно предположить внешний источник Sr для чарнокитов, более вероятным представляется перераспределение его при чарнокитизации гранулитов.

Концентрации Ba в чарнокитах увеличиваются от "кристаллосланцевого" уровня до "гнейсового" и далее, достигая 2200 г/т в субщелочных разностях. Наблюдается прямая корреляция между Ba и K (рис.47). Следует отметить, что повышение содержания K в чарнокитах в большей степени сказывается на концентрациях Ba, а не Rb.

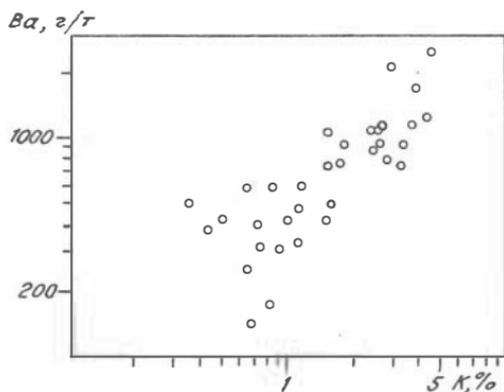
Содержания Li устойчивы во всех группах чарнокитов (4-30 г/т), он не обнаруживает корреляции с каким-либо петрогенным компонентом. Характерна обедненность чарнокитов Li в сравнении со средними составами магматических пород.

Элементы группы железа. По уровню концентраций Cr, Ni, Co чарнокиты близки гиперстенным гнейсам и кристаллосланцам с соответствующими содержаниями MgO (рис.48), однако увеличивается дисперсия содержаний и нарушается прямая корреляция между этими компонентами в чарнокитах. Более отчетливо выражена корреляция V с Fe_2O_3 .

Чарнокиты систематически обогащены Cr в сравнении с магматическими породами аналогичного уровня кремнекислотности, а разности кислого состава обнаруживают также вышекларковые концентрации Ni и Co. Сидерофильная специализация чарнокитов отмечалась и другими исследователями [62,121]. Отчетливо проявлена и обогащенность этих пород Sc (в 3-10 раз по сравнению с кларковыми величинами), что считается характерной чертой состава чарнокитоидов [121].

Прочие микропримеси. Среди чарнокитов выделяется три группы по содержанию Zr: минимальные его концентрации (55-75 г/т) характерны для весьма низкоториеносных чарнокитов ($Th \leq 0,3$ г/т), максимальные (>250 г/т) - для обогащенных (5-6 г/т) торием (рис.49); промежуточные разности образуют третью наиболее многочисленную группу, обладающую широкими вариациями Zr (75-220 г/т). Подобные соотношения между Zr и Th намечаются и в гиперстенных гнейсах, в которых отсутствует первая из выделенных групп.

Рис.47. Диаграмма Ва-К для чарнокитов.



Радиоактивные элементы. Для чарнокитов во всем спектре составов от основных до кислых установлены низкие содержания U (0,1-1 г/т) и Th (0,3-6 г/т) (рис.50, табл.40); в 75 % проб содержания U не превышают 0,4 г/т, а Th - 2 г/т. Характерны широкие вариации Th:U и Th:K при отсутствии корреляции между радиоактивными элементами.

Сопоставление радиоактивности чарнокитов и метаморфических пород изученного разреза выявило следующие соотношения. На диаграмме Th - U чарнокиты располагаются в областях концентраций, типичных для кристаллосланцев, и нижней части поля гиперстеновых гнейсов. В чарнокитах габбро-диоритового и диоритового составов концентрации U и Th сопоставимы с кристаллосланцами, а разности гранодиорит-гранитного состава отчетливо обеднены Th и в меньшей степени U в сравнении с гиперстеновыми гнейсами. Снижение содержаний U и Th относительно гранат-биотитовых гнейсов установлено и для гранатсодержащих мигматитов и чарнокитоидов (см. табл.40,41, рис.51). Относительное обеднение чарнокитов U и Th в сравнении с ассоциирующими гнейсами ранее установлено для канского гранулитового комплекса Енисейского кряжа [74] и архея Южной Индии [49]. Отмечается [120,140], что по содержанию U и Th чарнокиты не имеют аналогов среди гранитоидов, по сравнению с которыми они недосыщены этими элементами. Частичное перекрытие полей кристаллосланцев, гиперстеновых гнейсов и чарнокитов имеет место и на диаграмме Th - K, но последние обладают более широким диапазоном содержания K, включая породы натриевого, калиево-натриевого и калиевого рядов. В целом для чарнокитов характерна

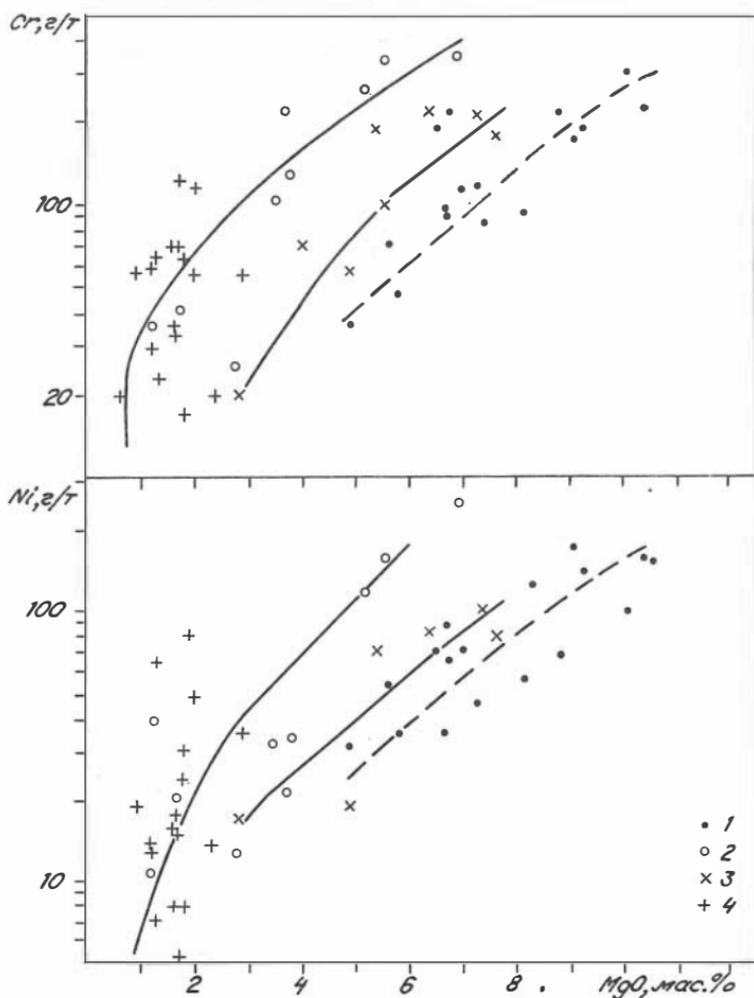


Рис.48. Соотношение Cr и Ni с MgO в кристаллосланцах, гиперстенных гнейсах и чарнокитах. Усл. обозн. см. на рис.44.

большая неравномерность распределения U и особенно Th по сравнению с метаморфическими породами, выражающаяся в высоких (>50 %) коэффициентах вариации.

Рис.49. Соотношение Zr и Th в чарнокитах и гиперстеновых гнейсах:

1 - чарнокиты, 2 - гиперстеновые гнейсы.

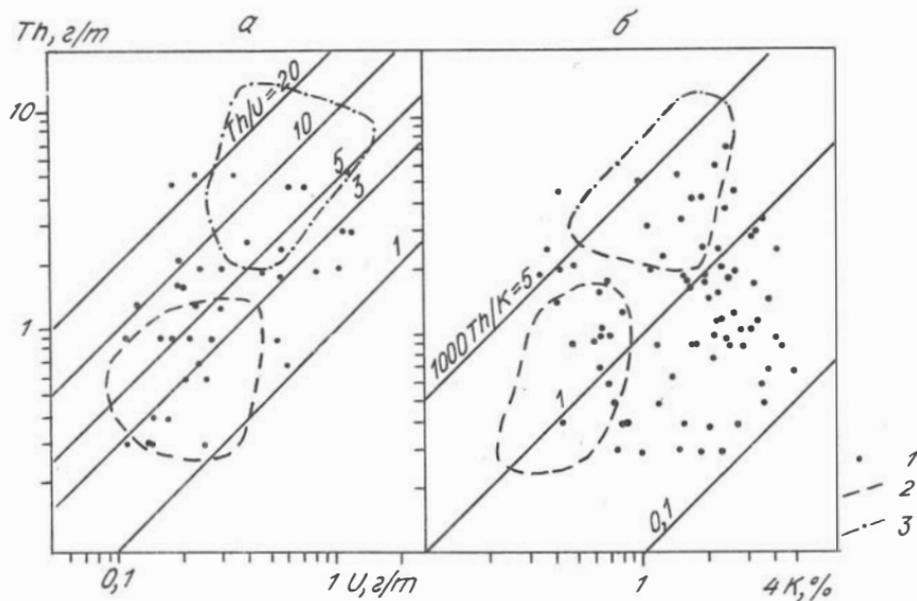
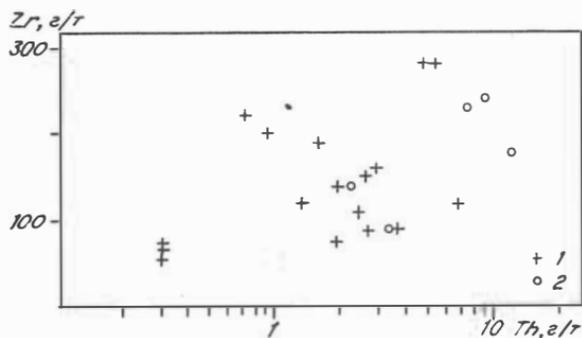


Рис.50. Соотношение Th и U (а), Th и К (б) в чарнокитах.

1 - чарнокиты; оконтурены поля распределения содержаний U, Th и К в кристалло-сланцах (2) и гиперстеновых гнейсах (3).

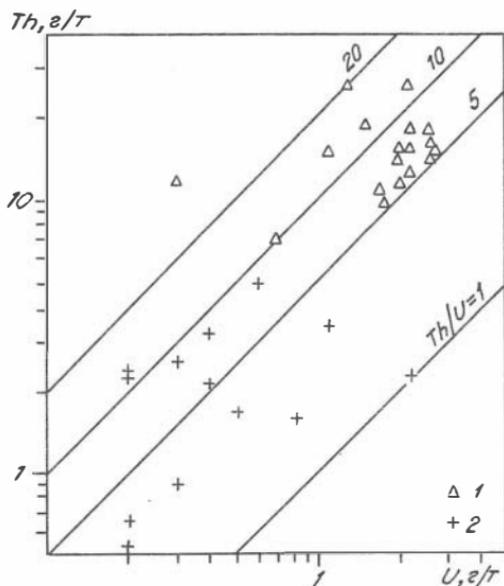


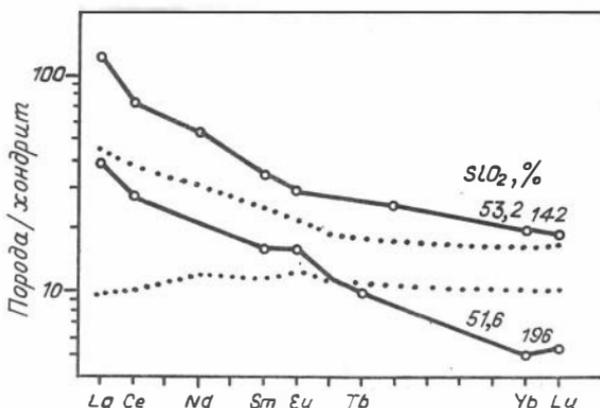
Рис.51. Соотношение U и Th в гранат-биотитовых гнейсах (1), гранатсодержащих мигматитах и чарнокитоидах (2).

Обособленную группу представляют биотитсодержащие чарнокиты из центральных частей чарнокитогнейсовых куполов. При разнообразии петрохимического состава общей отличительной их чертой являются резко повышенные содержания РАЭ, прежде всего Th, концентрации которого в ряде случаев достигают 80-100 г/т, что определяет аномально высокое Th:U (25-70). Высокая ториеенность этой группы чарнокитов проявляется в обогащении монацитом, содержания которого, как следует из определения микропримеси Th в монаците, могут достигать 800 г/т.

Редкоземельные элементы. Как отмечалось ранее [26], для чарнокитов характерен большой диапазон концентраций и большее разнообразие спектров РЗЭ по сравнению с метаморфическими породами - гнейсами и кристаллосланцами (рис.52,53, табл.45).

Отчетливо обособляются две основные группы чарнокитов, выделенные ранее по петрогеохимическому составу. Чарнокиты I, включающие разности диоритового состава и чарнокитизированные кристаллосланцы (см. рис.52, обр.196, 142), имеют слабо дифференцированное распределение лантаноидов ((La:Yb)_N < 8). В пределах этой группы отмечается увеличение содержания РЗЭ с ростом кремнекислотности и падением магнезиальности пород подобно тому, как это наблюдается для

Рис.52. Распределение РЗЭ в чарнокитизированных кристаллосланцах. Номера образцов соответствуют табл.45. Для сравнения (точками) показаны спектры РЗЭ кристаллосланцев.



кристаллосланцев. Чарнокиты II (см. рис.53), варьирующие по составу от тоналитов-гранодиоритов до гранитов, характеризуются заметно более крутыми спектрами РЗЭ ($(La:Yb)_N = 13-68$). Для них в отличие от первой группы установлена обратная зависимость между уровнем концентраций лантаноидов и кремнекислотностью пород.

Среди чарнокитов II наиболее пестрых по составу в свою очередь можно выделить четыре типа по характеру спектров РЗЭ:

1) чарнокиты с минимальным для этой группы $(La:Yb)_N = 13-24$ без европиевой аномалии (см. табл.45, обр.126,262,271) близки по этим параметрам и уровню содержаний РЗЭ к гиперстеновым гнейсам кислого состава и включают разности тоналитового (дацитового), гранодиоритового и плагиогранитного (риодацитового) состава;

2) чарнокиты с пониженным содержанием лантаноидов, весьма крутыми спектрами РЗЭ $(La:Yb)_N = 41-49$ и резко выраженной положительной европиевой аномалией (обр.176, 116) имеют наиболее лейкократовый гранитный состав; им аналогичен гранатсодержащий чарнокит (обр.155), обедненный лантаноидами относительно гранат-биотитовых гнейсов;

3) чарнокиты, умеренно обогащенные легкими лантаноидами в сравнении с гиперстеновыми гнейсами с промежуточным $(La:Yb)_N = 22-28$ (обр.87,192), представлены относительно меланократовыми породами гранодиоритового и монцититового состава с повышенным содержанием щелочей, главным образом, калия;

4) чарнокиты, аномально обогащенные легкими лантаноидами $(La:Yb)_N = 68$ с отрицательной европиевой аномалией (обр.132), принад-

Таблица 45

Содержания петрогенных (мас.%), редкоземельных и редких элементов (г/т)
в представительных образцах чарнокитов

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	I96-84	I42-84	I92-84	I26-84	87-84	262-84	271-84	116-84	176-84	I32-84	I55-84
SiO ₂	51,62	53,23	60,41	65,31	64,70	67,99	68,42	69,73	69,37	61,89	67,38
TiO ₂	1,03	1,66	1,59	0,57	1,13	0,37	0,45	0,41	0,24	1,11	0,43
Al ₂ O ₃	15,18	14,77	16,00	13,83	14,40	15,46	15,00	14,90	15,41	16,19	15,50
Fe ₂ O ₃ *	11,51	13,91	8,52	6,90	6,87	3,73	4,18	3,85	3,02	5,84	5,13
MnO	He опр.	0,22	0,12	0,10	0,07	0,04	0,04	He опр.	0,03	He опр.	0,06
MgO	10,59	5,40	1,73	2,88	1,62	1,21	1,64	1,83	1,17	2,25	1,88
CaO	7,38	7,33	4,50	6,13	3,53	2,90	3,70	4,56	2,98	3,60	2,74
Na ₂ O	2,43	1,78	3,30	3,51	3,07	3,45	3,89	3,02	4,16	2,98	3,34
K ₂ O	0,55	0,48	3,58	0,67	3,32	4,20	1,98	1,06	2,84	4,83	2,89
F ₂ O ₅	0,22	0,39	0,56	0,10	0,32	0,17	0,23	0,03	0,13	0,59	0,07
PHH	0,19	0,84	0,15	0,75	0,83	0,48	0,45	0,49	0,25	0,65	0,72
Th	0,9	1,9	1,9	1,6	4,7	2,9	3,5	5,2	0,3	77,8	2,4
U	0,13	0,38	0,2	0,2	0,45	1,1	0,9	0,3	0,05	1,0	0,6
La	12	37	61	30	46	30	28	29	18	240	39
Ce	22	58	126	54	90	46	54	40	24	440	66
Nd	19	31	55	23	44	16	22	12	9	150	22
Sm	2,9	6,5	11,0	5,4	7,5	3,5	5,0	1,1	1,5	27	3,5
Eu	1,1	2,1	3,1	1,2	2,6	1,0	1,1	1,25	1,3	2,6	1,7
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	0,85	-	-
Tb	0,44	He опр.	1,0	0,57	0,7	0,37	0,58	0,23	He опр.	2,5	0,66
Yb	1,0	3,7	1,9	1,5	1,1	0,85	1,1	0,4	0,3	2,4	2,0
Lu	0,16	0,55	0,2	0,2	0,18	0,1	0,15	0,07	0,04	0,3	0,23
Li	13	4	11	15	9	16	22	19	9	17	9
Rb	9	9	65	87	75	105	69	25	35	140	34

Ba	431	505	2200	180	1168	960	500	429	1100	2600	1100
Sr	425	260	575	330	331	288	350	330	472	490	472
Zr	He опр.	140	470	190	280	160	90	He опр.	72	He опр.	110
Hf	0,9	3,5	7,8	4,9	10	6,0	4,2	3,6	1,5	8,2	5,4
Ta	0,18	0,43	0,85	0,15	0,35	0,15	0,32	0,15	0,05	0,5	0,05
Sc	25	36	17	17	12	5	6	6	4	He опр.	20
V	152	250	86	100	117	33	25	71	33	100	33
Cr	390	188	10	56	72	29	33	17	69	45	163
Co	40	40	10	18	10	3	11	4	7	14	11
Ni	153	73	5	36	16	14	18	31	13	21	49

П р и м е ч а н и е: 1 - чарнокитизированные кристаллосланцы; чарнокиты состава: 2 - диоритового, 3 - монцолиоритового, 4 - тоналитового, 5б - гранодиоритового, 7,8 - плагиогранитного, 9 - гранитного; 10 - чарнокит из центральной части чарнокитогнейсового купола монзонитового состава; 11 - чарнокит гранатосодержащий.

лежат к ториеносным чарнокитам из ядерных частей чарнокитогнейсовых куполов.

В целом редкоземельные составы чарнокитов II, за исключением четвертого типа, подобны установленным для чарнокитов других регионов [49, 129, 198]. Их общие черты - это близость распределений РЗЭ другим гранулитам, отрицательная корреляция между содержанием лантаноидов и кремнекислотностью, появление европиевого максимума в наиболее лейкократовых разностях.

Петрогенезис чарнокитов

Широкое развитие на наблюдаемом эрозионном срезе чарнокитогнейсовых куполов, ядерные части которых сложены чарнокитами с реликтами метаморфических пород, аналогичных локализованным в межкупольных зонах, свидетельствует о преимущественно автохтонном характере чарнокитов. Отметим, однако, что имеют место, хотя и немного-

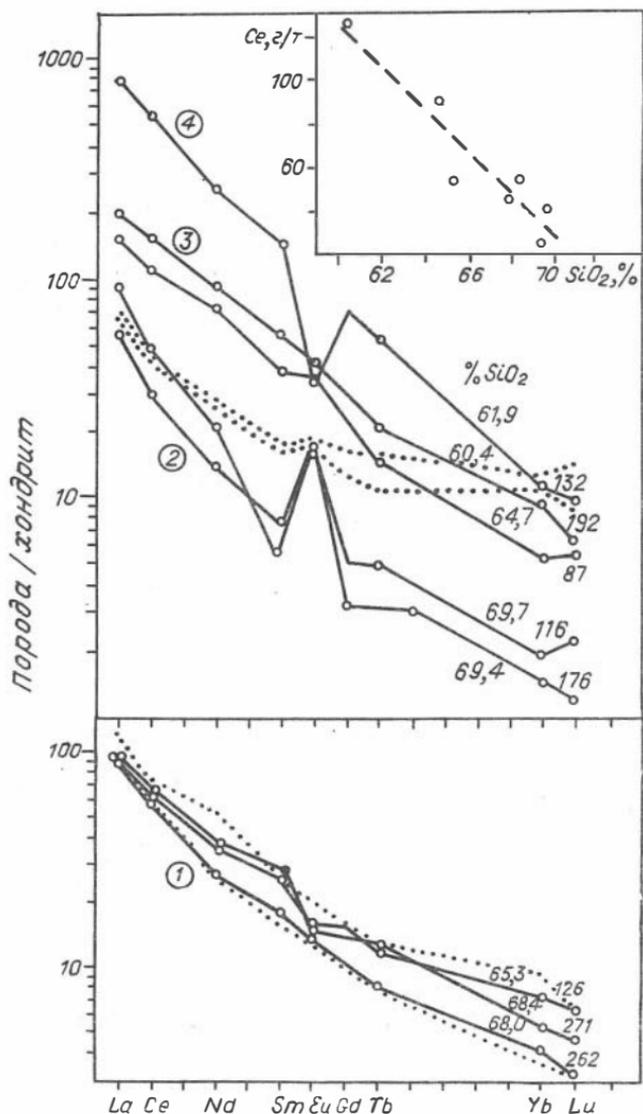


Рис.53. Распределение РЗЭ в чарнокитах.

Номера образцов соответствуют табл.45. Номера в кружках обозначают группы чарнокитов, обсуждаемые в тексте. Для сравнения (точками) показаны спектры РЗЭ гиперстеновых гнейсов андезитового (верхняя часть) и дацитового (нижняя часть) составов. На врезке показана зависимость $Ce-SiO_2$ для чарнокитов.

численные, жильные тела чарнокитов, как правило, представленные лейкократовыми разностями. Автохтонность чарнокитов позволяет рассматривать гнейсы и кристаллосланцы, ассоциирующие с ними, в качестве субстрата чарнокитообразования.

Как указывалось выше, по петрогеохимическому составу, особенностям распределения РЗЭ чарнокиты отчетливо подразделяются на две группы. Чарнокиты I представлены чарнокитизированными кристаллосланцами и разностями диоритового состава, чарнокиты II обладают гранитоидным составом.

Чарнокиты II со стандартными трендами фракционирования петрогенных элементов, характерными для пород известково-щелочных серий, в этом смысле аналогичны гиперстеновым гнейсам (см.рис.44). Близость составов и общие вариационные линии для гиперстеновых гнейсов и чарнокитов II установлены по ряду редких элементов (Cr, Ni, Co, Rb) (см. рис.45,48). Наконец, имеет место явная унаследованность от гнейсов уровня содержаний и характера спектров РЗЭ, за исключением наиболее кислых разностей (см. рис.53). Все это свидетельствует о том, что наиболее вероятным субстратом для формирования чарнокитов этого типа послужили гиперстеновые гнейсы. К аналогичному заключению приводит и сопоставление гранатсодержащих чарнокитов, мигматитов и гранатбиотитовых гнейсов.

Возвращаясь к чарнокитам I, следует подчеркнуть общность петрогеохимических характеристик чарнокитизированных кристаллосланцев и разностей диоритового состава и близость их к составам кристаллосланцев и метабазитов в целом, что указывает на возможность образования чарнокитов I по метабазитовому субстрату. Несомненно, чарнокиты I в значительно большей степени отличаются от кристаллосланцев, чем чарнокиты II от гиперстеновых гнейсов (см. рис.44). Наиболее существенные различия установлены по таким "подвижным" микроэлементам, как Rb, Ba, по которым фиксируется двухкратное обогащение чарнокитов, тогда как унаследованность составов прослеживается в характере распределения относительно инертных редкоземельных элементов (см. рис.52). Что касается петрогенных компонентов, то чарнокиты I обогащены SiO_2 , Na_2O , K_2O и обеднены Fe_2O_3 , MgO , CaO по отношению к кристаллосланцам, т. е. характер преобразования химического состава является типичным для метасоматической гранитизации (кремнещелочного метасоматоза).

К выводу об образовании чарнокитов за счет метаморфической толщи среднекислого состава, сложенной главным образом гиперстеновыми гнейсами, ранее пришли Т.В.Геря и А.Д.Ножкин [26]. Представление о формировании чарнокитов путем метасоматической гранитизации метабазитового субстрата развивается З.И.Петровой [89,90]. Точка зрения автора не противоречит той и другой гипотезам и состоит в признании возможности образования выделенных групп чарнокитов по метабазитовому (кристаллосланцевому) и метаандезит-дацитовому (гнейсовому) субстрату.

Существует, по крайней мере, две крайние точки зрения на происхождение чарнокитов: 1) чарнокиты являются продуктами кристаллизации расплавов; 2) чарнокиты - это метаморфогенные образования [120, 121,122,179,184]. Наряду с этим существуют представления о чарнокитизации как метасоматическом процессе в условиях гранулитовой фации [90,120,198].

Важная информация о петрогенезисе шарыжалгайских чарнокитов следует из анализа распределения радиоактивных элементов. Против магматогенной природы чарнокитов свидетельствуют: 1) отсутствие корреляции между содержанием Th и уровнем кремнекислотности или щелочности; 2) резкая обедненность Th и U относительно магматических пород близкого состава; 3) высокое и сильно варьирующее $La:Th=6-60$ (см. рис.43); 4) различные тенденции фракционирования Th и геохимически близких ему легких лантаноидов. Последнее обстоятельство хотелось бы подчеркнуть особо, в отличие от Th чарнокиты не обнаруживают обеднения цериевыми землями по сравнению с ассоциирующими гнейсами и кристаллосланцами (см. рис.52,53).

Проанализируем возможность магматического происхождения чарнокитов, исходя из характера распределения Th и цериевых редких земель. Модель образования чарнокитов II путем плавления гнейсового субстрата должна включать в себя фракционирование аксессуарных фаз, способных обеспечить обеднение расплава Th. Эту роль может играть монацит, присутствующий как в гнейсах, так и чарнокитах, но в последних, как показано [26], в значительно меньших количествах. Однако монацит, концентрирующийся в рестите, приведет к еще большему, чем для Th обеднению расплава легкими лантаноидами, поскольку коэффициенты их распределения для монацита имеют величины порядка $3 \cdot 10^3$ [177]. Следовательно, такая модель не приемлема для большей части чарнокитов, за исключением наиболее кислых разновидностей с пониженным содержанием

цериевых редких земель, как правило, образующих жильные тела. Рассматривая же всю совокупность чарнокитов в качестве продуктов частичного плавления метабазитового субстрата, мы получим дифференциальный ряд с уменьшением содержания легких лантаноидов от наиболее кислых разностей, отвечающих минимальной степени плавления, к все более основному с увеличением количества расплава. Очевидно, что для чарнокитов шарьжалгайского комплекса имеет место обратная зависимость между уровнем кремнекислотности и содержанием цериевых редких земель (см. рис.53). Более согласуется наблюдаемый тренд с моделью фракционной кристаллизации с участием монацита, которой, в свою очередь, противоречит характер распределения Th, а именно, отсутствие корреляции между содержанием Th и уровнем кремнекислотности чарнокитов.

Таким образом, модели магматогенного происхождения чарнокитов не согласуются с особенностями их редкоэлементного состава. Вывод о несоответствии модели анатексиса реальным процессам образования шарьжалгайских чарнокитов сделан ранее З.И.Петровой [89]. В качестве альтернативной может быть предложена модель формирования чарнокитов путем метаморфогенной перекристаллизации во флюидонасыщенной среде исходных кристаллосланцевых и гнейсовых протолитов. Признаками метаморфогенной перекристаллизации с обменом компонентов между твердыми фазами и флюидом являются изменения минерального и петрохимического состава и перераспределение микроэлементов. Подобная модель чарнокитообразования обоснована применительно к формированию чарнокитов Южной Индии [198] и подробно нами не рассматривается. Наиболее важным в этой модели является признание мобильности редкоземельных элементов и Zr.

Поведение микроэлементов при чарнокитообразовании

Основные тенденции перераспределения элементов выявляются при сопоставлении редкоэлементного состава чарнокитов с породами предполагаемого субстрата чарнокитообразования - гнейсами и кристаллосланцами. Среди микроэлементов наиболее значительные изменения первичного фона гранулитов установлены для Th. Деплетированность чарнокитов Th отчетливо проявляется на диаграмме (см. рис.43). Фигура-

тивные точки чарнокитов располагаются в области составов, обедненных как U, так и Th, тогда как метаморфические породы обнаруживают только истощенность U. Вариации La:Th, так же как и широкий диапазон концентраций PЗЭ, свидетельствуют и об относительной подвижности лантаноидов.

Для чарнокитов I, развивающихся, предположительно, по метабазитовому (кристаллосланцевому) субстрату, характерно относительное накопление цериевых редких земель (см. рис.52), тогда как содержания Th близки к средним в кристаллосланцах и слабо увеличиваются в разностях, обогащенных K. Чарнокиты II в целом обеднены Th по сравнению с гнейсовым субстратом, что касается редкоземельных элементов, и прежде всего цериевой группы, то их концентрации изменяются в широких пределах и имеет место как унаследование уровня содержаний гиперстеновых гнейсов кислого состава, так и относительное накопление или обеднение этими компонентами (см. рис.53). При этом в отличие от Th намечается обратная зависимость между уровнем кремнекислотности чарнокитов и содержанием в них лантаноидов.

Все вышесказанное, а также наличие в ядерных частях купольных структур чарнокитов, резко обогащенных цериевыми редкими землями и Th, свидетельствует о существенном перераспределении Th и PЗЭ в пределах толщи, подвергавшейся чарнокитообразованию. Очевидно общая картина миграции этих компонентов довольно сложна, что позволяет наметить лишь схему этого процесса, а именно, происходит вынос Th при чарнокитизации гнейсов с сохранением валового содержания или частичной мобилизацией редкоземельных элементов, особенно цериевой группы; относительное накопление легких лантаноидов и в меньшей степени Th при чарнокитообразовании по кристаллосланцевому субстрату и максимальная концентрация мобилизованных микроэлементов в ядерных частях чарнокитогнейсовых куполов в зоне повышенной флюидонасыщенности [26].

Как и при метаморфизме, инертность или подвижность микроэлементов при чарнокитообразовании обусловлена их позицией в минеральном веществе и прежде всего устойчивостью их основных минералов-носителей. Главными минералами-носителями U и Th в гнейсах и чарнокитах являются акцессорные минералы, для Th - это прежде всего монацит, на долю которого приходится 75 и 70-85 % Th в гиперстеновых гнейсах и чарнокитах соответственно. Оценка поминерального баланса Th и Ce в гиперстеновом гнейсе свидетельствует, что распространенность в нем

монацита составляет около 180 г/т, и он концентрирует 65 % от общего количества Се. Минералогические исследования показали [26], что в чарнокитах происходит резкое сокращение количества монацита. Расчет поминерального распределения Th и Се в чарноките, обладающем сопоставимой с гнейсами концентрацией Се, выявил, что содержание в нем монацита не превышает 80 г/т, а вклад этого минерала в баланс Се сокращается до 40 %. Анализ микропримеси Th показал (табл.46), что монациты из всех типов гнейсов имеют близкие средние концентрации ThO_2 (3,04-4,32 мас.%) и дисперсия, как правило, невелика (7-13 %). Распределение Th в монаците из чарнокитов имеет иной характер. Средний уровень содержания ThO_2 может сохраняться (3,46 мас.%), но при этом резко возрастает неравномерность распределения как от зерна к зерну (3,76-7,89 мас.%), так и в пределах отдельных зерен (4,24-7,19 мас.%). Еще более велика дисперсия концентрации Th в монаците из гранатсодержащего чарнокита, обедненного легкими лантаноидами относительно гранатбиотитовых гнейсов. Содержания ThO_2 варьируют от 1,00 до 7,79 мас.%, при этом преобладают монациты, обедненные Th.

Распределение микрокомпонентов по профилю отдельных зерен, установленное при микронзондовом исследовании, выявило, что монациты из чарнокитов отчетливо зональны: центральные их части обеднены, а краевые обогащены Th, имеющим прямую корреляцию с распределением SiO_2 . Монациты из гнейсов слабо зональны и наиболее отчетливо выражена прямая корреляция между содержаниями ThO_2 и CaO. Крайний случай представляет появление в одной из проб чарнокитов практически бесториевого монацита ($\text{ThO}_2 = 0,33$ мас.%) наряду с монацитом, резко обогащенным хаттонитовым компонентом (ThSiO_4) и содержащим до 33 мас.% ThO_2 и 14 мас. % SiO_2 . Такой монацит не имеет зональности и в этом отношении подобен азональному монациту из высокоториевых чарнокитов ядерных частей чарнокитогнейсовых куполов, имеющему устойчиво повышенные содержания ThO_2 (6,6 мас.%).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что подвижность Th при чарнокитообразовании связана с неустойчивостью в этом процессе его основного минерала-носителя - монацита. Обеднение Th определяется растворением большей части зерен монацита с одновременным перераспределением его в других. Не представляется возможным рассчитать общий баланс Th при формировании чарнокитов и предложить простую модель его миграции. В одних случаях ведущим был процесс перекристаллизации монацита с общей очисткой его от микропримеси Th

Таблица 46

Содержание микропримеси тория в монацитах

Порода, образец	n	ThO ₂ ,%	В породе, г/т	
			Th	Ce
Гнейсы гиперстеновые 306-84	II	<u>4,32</u>	9,5	58,0
		3,74 - 4,99		
302-84	5	<u>3,04</u>	7,3	51,0
		I,30 - 4,6I		
Гнейс гранат-биотитовый 277-84	II	<u>3,46</u>	16,2	89,0
		2,92 - 4,36		
Чарнокиты 262-84	II	<u>5,52</u>	3,8	46,0
		3,76 - 7,89		
27I-84	2	<u>0,332</u>	3,5	54,0
		0,3I7 - 0,347		
"- "-	5	<u>3I,6I</u>	"-	"-
		30,55 - 32,86		
Чарнокит гранатсодержащий I55-84	2	<u>7,17</u>	2,4	66,0
		6,55 - 7,79		
"- "-	4	<u>I,62</u>	"-	"-
		I,0 - 2,19		
Чарнокит высокоториевый I32-84	IO	<u>6,49</u>	77,8	440,0
		5,70 - 6,8I		

П р и м е ч а н и е. Содержания ThO₂ (над чертой - среднее, под чертой - пределы) определены на электронном микронзонде (аналитик Л.Н.Поспелова, Аналитический центр ОИГГМ СО РАН). n - количество проанализированных зерен.

(наличие бесториевых и низкоториевых монацитов, обеднение Th центральных частей зерен), вынос этого элемента сопровождался и частичным осаждением в новообразованном высокоториевом монаците или краевых, обогащенных Th частях реликтовых зерен, дораставших из насыщенной этим компонентом среды или концентрирующих Th, диффундировавший из их ядер. В других случаях основная потеря этого элемента, очевидно,

была связана с растворением монацита. Мобилизация Th при формировании чарнокитов по сиалическому (гнейсовому) субстрату, сопровождалась, по-видимому, частичным его выносом с флюидной фазой из области чарнокитообразования. Отложение его в форме новообразованного монацита происходило при чарнокитизации кристаллосланцев, повышенная основность которых способствовала его осаждению, но главным образом в ядерных частях чарнокитогнейсовых куполов, характеризующихся повышенной флюидонасыщенностью. Следует отметить, что потеря некоторой части Th при чарнокитообразовании обусловлена и перекристаллизацией главных минеральных фаз с очисткой их от элементов-примесей; установлено уменьшение содержания Th в породообразующих минералах чарнокита (полевои шпат, пироксен, биотит) в 3 раза относительно гнейсов. С этим же процессом связано и дальнейшее обеднение U чарнокитов, характеризующихся минимальным его фоном.

Из вышеприведенного анализа относительного распределения Th и цериевых редких земель следует, что при метаморфогенном чарнокитообразовании происходит разделение этих геохимически близких элементов. Легкие лантаноиды в отличие от Th остаются более инертными, так что большая часть чарнокитов, во всяком случае развивающихся по гнейсовому субстрату, сохраняет уровень содержания цериевых земель, характерный для метаморфических пород. Но и эти элементы испытывали перераспределение как в пределах всей области чарнокитообразования, так и между минералами чарнокитов. Перераспределение на макро- и микроуровнях взаимосвязано и представляет по сути разные проявления одного и того же процесса. Мобилизация цериевых редких земель вследствие перекристаллизации и растворения монацита приводит к их миграции и переотложению прежде всего в ядерных частях куполов, чарнокиты которых обогащены новообразованным монацитом (до 800 г/т), а также, хотя и в меньшей степени, при чарнокитизации кристаллосланцев, сопровождающейся как появлением новообразованного монацита, так и обогащением аксессуарным апатитом, содержащим, по имеющимся данным, повышенные (до 4000 г/т) концентрации Се в сравнении с апатитом гнейсов (Се - 360-1700 г/т). Для чарнокитов, унаследующих общее содержание легких лантаноидов от гнейсовых протолитов, высвобождение их из монацита могло компенсироваться накоплением в породообразующих минералах, в том числе в пироксене, содержащем до 130 г/т Се (в пироксене из гнейса Се = 48 г/т).

Корректное решение балансовой задачи достаточно сложно. Вместе с тем, главная цель данного исследования - обоснование при метаморфогенном чарнокитообразовании подвижности RЗЭ и Th, традиционно считавшихся одними из самых инертных элементов, достигнута, и продемонстрированы масштабы и особенности их миграции. Полученные результаты вполне согласуются с данными Х.Стахла и др. [198] о мобильности RЗЭ при формировании чарнокитов Южной Индии, что обусловлено, по их мнению, прогрессивным растворением акцессорных минералов.

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ, ВАЛОВОЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ

Высокометаморфизованные породы гранулитовой фации составляют не менее 50 % объема континентальной коры [32]. Они являются основой фундамента древних платформ и раннедокембрийских блоков складчатых областей. Ими образован нижний гранулит-базитовый слой континентальной коры [106], что, в частности, подтверждается соответствием минеральных ассоциаций, P-T параметров метаморфизма, химического состава, а иногда и возраста [73] комплексов пород, представленных нижнекоровыми ксенолитами кимберлитов и слагающих близлежащие метаморфические формации, обнажающиеся на щитах. Поэтому при исследовании природы земной коры и эволюции ее состава весьма важным представляется знание общего химического (петрогенного и редкоэлементного) состава гранулитового слоя.

Радиоактивные элементы как индикаторы степени дифференцированности вещества

Оценки валового состава гранулитового слоя коры нами получены для Ангаро-Канского выступа, где изучены и опробованы почти все разрезы и выходы пород, а также для Шарыжалгайского выступа, в основном для разреза вдоль Кругобайкальской железной дороги. Поскольку документация разрезов сопровождалась массовыми замерами радиоактивности, отбором большого количества представительных проб и определением в них трех РАЭ, радиогеохимические свойства пород наиболее полно отражают характер геохимической неоднородности состава обнажающегося гранулитового слоя коры и обеспечивают представительность получения информации по петрохимическому и редкоэлементному составу. Триада этих элементов, обладая разными геохимическими свойствами, характеризует и общую степень дифференцированности исходного минерального вещества, и его преобразование при гранулитовом метаморфизме и формировании чарнокитов и гранитов. В этой связи прежде чем переходить к характеристике валового состава гранулитов, подчеркнем главные особенности поведения РАЭ при метаморфизме, отражающие степень преобразования минерального вещества в условиях гранулитовой

фации. Это весьма важно для оценки исходного химического и микроэлементного состава вулканогенно-осадочных толщ и геохимической их неоднородности. Гнейсы и кристаллосланцы без признаков чарнокитизации и мигматизации унаследуют ториеенность исходного субстрата - протолита. Более подвижный К испытывает некоторое перераспределение, хотя в объеме отдельных слоев и горизонтов содержание его сохраняется. Концентрация U, особенно в гнейсах, резко снижается и по существу выравнивается при метаморфизме, что приводит к резкому (10-50) росту Th:U. Сказанное подтверждается сохраняющейся зависимостью Th и К от химизма пород. В шарыжалгайском и канском комплексах в плагио- и двуполевошпатовых гиперстеновых ортогнейсах содержания Th и К возрастают от андезитовых к плагиодацитовым и от риодацитовых к риолитовым составам (см. табл.26-28;41). В глиноземистых гнейсах, как и в глиноземистых метапелитах фанерозоя, концентрация Th возрастает с повышением глиноземистости пород; обычно К преобладает над Na. Выявляется устойчивое увеличение (в 3-7 раз) концентрации РАЭ с возрастанием кремнекислотности и щелочности основных пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев: от базальтовых к андезитобазальтовым или трахибазальтовым составам. В кристаллосланцах Th:U (2-5) мало отличается от такового кайнотипных базальтов, что свидетельствует об ограниченной подвижности U при метаморфизме пород базальтового состава.

Совершенно определенно устанавливается, что концентрация Th в гнейсах и кристаллосланцах соответствует таковой исходных осадочно-вулканогенных пород. Это подтверждается не только зависимостью ториеенности от химического состава гнейсов, содержания наиболее инертных при метаморфизме La, Ce, Yb, Zr и др., но и весьма низким (2-5) значением La:Th, характерным для неметаморфизованных магматических и терригенных пород. Следовательно, в зонах гранулитового метаморфизма, где явления чарнокитизации, мигматизации, селективного плавления не проявились, Th был инертным компонентом, а метаморфические преобразования являлись изохимическими по отношению к нему. Учитывая сиалическую оксифильность и несовместимость Th, способность его вместе с другими крупноионными литофилами накапливаться в конечных фракциях минерального вещества, данный элемент наряду с петрогенным К был принят в качестве индикатора степени геохимической дифференцированности - зрелости сиалических масс, формационных комплексов и блоков континентальной коры. Эта важнейшая особенность геохимии Th наряду с его уникальным свойством - радиоактив

ностью и возможностью быстрого и точного определения содержаний в породах используется нами в связи с оценкой степени первичной геохимической неоднородности архейской литосферы и ее значения для формирования и эволюции коры и выяснения природы металлогении [76,78].

Радиогеохимическая неоднородность гранулитовых комплексов

Если с этих позиций оценивать степень геохимической дифференцированности архейских кристаллосланцево-гнейсовых комплексов Ангаро-Канского, Шарыжалгайского выступов и для сравнения Анабарского щита [1,191], то окажется, что они существенно отличаются по содержанию РАЭ (табл.47). Наиболее обогащены Th и K гранулиты канского комплекса, имеющие в среднем гранодиоритовый состав.

Т а б л и ц а 47

Оценки средних содержаний Th, U и K
в гранулитовых комплексах (исключая зоны чарнокитов)

Комплекс	SiO ₂ ,%	Th,г/т	U,г/т	K,%	Th:U	Соотношение гнейсы:кристаллосланцы
Канский	64,3	17,6	1,3	2,4	13,5	92:8
Шарыжалгайский	60,5	10,1	1,2	1,8	8,6	78:22
Анабарский	61,3	3,7	0,45	1,4	8,2	83:17

Шарыжалгайские гранулиты в сравнении с ними в 1,7 обеднены Th и в 1,3 K. Повышенная доля основных кристаллосланцев обуславливает в среднем кварцево-диоритовый их состав, что наряду с пониженной геохимической дифференцированностью гнейсов среднего и кислого состава (см. табл.41) объясняет радиогеохимическое отличие их от канских гранулитов. Наконец, близкий по уровню средней кремнекислотности к гранулитам Шарыжалгайского выступа кристаллосланцево-плаггиогнейсовый комплекс Анабарского щита по сравнению с ними в 3 раза обеднен Th и U и в 1,3 раза K. По абсолютным величинам РАЭ такие породы близки к тоналитовым и трондьемитовым комплексам "серых гнейсов" раннего архея [96] и к известково-щелочным сериям энсиматических остров-

ных дуг [111]. Геолого-геофизические и геохимические данные свидетельствуют о том, что на значительной части Анабарского щита обнажается примитивная геохимически слабо дифференцированная раннеархейская нижняя кора [29,99,191].

Радиогеохимическая неоднородность гранулитовых комплексов резко проявлена и в пределах отдельных блоков кристаллических щитов и массивов (табл.48). Обусловлена она не только разным соотношением

Т а б л и ц а 48

Оценки средних содержаний U, Th и K в гранулитах разных блоков Ангаро-Канского выступа

Блок	SiO ₂ , %	Th, г/т	U, г/т	K, %	Доля кристаллосланцев, %
Шилкинский	61,0	7,4	0,6	1,6	25
Кузеевский	64,3	15,4	0,8	2,6	5
Таракский	67,5	17,7	1,8	3,1	0,5

кристаллосланцев и гнейсов, но и различиями в степени их геохимической дифференцированности, что проявляется в содержаниях и соотношениях РАЭ (табл.49). Гнейсы и кристаллосланцы верхней (атамановской) толщи канской серии отличаются от подобных пород нижней повышенной калиево-ториевостью, что отражает геохимические свойства исходного протолита. Повышенная деплетированность U кузеевской толщи объясняется различиями в P-T параметрах метаморфизма, о чем уже сказано выше.

Резкая радиогеохимическая и вещественная неоднородность установлена нами и в гранулитах древнейшего ($\geq 3,3$ млрд лет) анабарского комплекса. Так, в центральной части Анабарского щита (верховья речки Хатарык, истоки р.Котуйкан) наряду с широко распространенными низкорadioактивными гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитоидами), содержащими горизонты основных пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев толеитового типа, развиты двуполевошпатовые гиперстеновые гнейсы риолитового состава с повышенным содержанием K (3,4 %), Th (13,3 г/т) (табл.50) и обедненные U (Th:U = 14,5). Они переслаиваются со субщелочными высококалиевыми гиперстеновыми гнейсами трахидаци-тового состава, отличающимися аномальной ториеносностью (Th =

Т а б л и ц а 49

Средние содержания U, Th и K в гнейсах и основных кристаллосланцах канского гранулитового комплекса

Порода	Толща	n	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th:U
Плагиогнейсы	1	69	0,8	13,0	1,2	16
гиперстеновые	2	24	1,5	16,7	1,6	12
Гнейсы	1	61	0,9	15,8	2,9	19
двуполевошпа- товые	2	40	1,6	19,9	3,3	14
Гнейсы	1	56	0,9	22,1	2,7	26
глиноземистые	2	70	2,6	23,9	3,2	10
Кристаллосланцы основного состава	1	40	0,21	0,65	0,54	3
	2	7	0,26	1,5	0,60	6

П р и м е ч а н и е: 1 - кузеевская, 2 - атамановская толщи.

63,8 г/т) и высоким (22) Th:U. Двуполевошпатовые и субщелочные ортогнейсы находятся в тесном парагенезисе с глиноземистыми гранат- и силлиманит-кордиеритсодержащими ториеносными гнейсами, сапфиринсодержащими породами, а также основными кристаллосланцами - метабазитами, характеризующимися повышенной примесью Ti, P, K и Th. Весь этот так называемый полосчатый комплекс, относящийся к килегирской толще далдынской серии, мигматизирован, собран в складки и интродуцирован постскладчатые крупными и мелкими телами габбро-диоритов и дайками метабазитов субщелочного уклона, обогащенными, как и титанистые стратифицированные кристаллосланцы Ti, K, P, Th, Ba, Sr, Zr и Rb [99] и метаморфизованными в гранулитовой фации. Массивы габбро-диоритов секутся жилами гиперстенсодержащих ортоклазовых лейкогранитов и пегматитов, несущих ториевую минерализацию (Th до 200 г/т). Таким образом, определенно выявляется гетерогенность раннеархейского анабарского гранулитового комплекса, которая создана задолго до формирования перекрывающих существенно метаосадочных гранулитов хапчанской серии, гнейсы которой обогащены Th, а метакarbonатные известково-силикатные и графитистые породы и U, поскольку характеризуются нормальным (2-5) Th:U (табл.51). Методами радиографии установлено, что U здесь концентрируется в графите, сфене, апатите, цирконе, гранате, флюорите [84]. Сохранность U в таких породах и минералах согласуется с

Т а б л и ц а 50
Содержания U, Th и K в породах анабарского
гранулитового комплекса (центральная часть щита)

П о р о д а (оксиды,%)	n	U,г/т	Th,г/т	K,%	Th:U
Плагииогнейсы гиперстеновые (эндербитоиды) (SiO ₂ = 66,1; CaO = 4,5)	21	0,18	0,70	0,93	4
Основные кристалло- сланцы (метабазиты) (TiO ₂ = 1,0; P ₂ O ₅ = 0,07)	7	0,09	0,97	0,44	11,3
Гнейсы гиперстеновые (SiO ₂ = 71,6; CaO = 2,3)	6	0,90	13,30	3,40	14,5
Гнейсы гиперстеновые высококалийевые (SiO ₂ = 65,7; CaO = 2,7)	10	2,90	63,80	4,10	22,0
Гнейсы глиноземистые (Al ₂ O ₃ = 22,1)	8	1,20	19,70	3,10	16,8
Основные кристалло- сланцы (TiO ₂ = 1,7; P ₂ O ₅ = 0,19)	5	0,41	2,10	1,00	5,1
Метабазиты из даек (в гранулитовой фации) (SiO ₂ = 51,4; P ₂ O ₅ = 1,0)	5	0,40	1,40	0,90	3,5
Габбро-диориты (SiO ₂ = 53,5; P ₂ O ₅ = 0,59)	8	0,24	1,48	1,00	6

Т а б л и ц а 51
Уран, торий, калий в породах хапчанской серии
Анабарского щита

П о р о д а	U,г/т	Th,г/т	K,%	Th:U
Гранатовые гнейсы среднего и кислого состава	0,6-1,2	5,5-6,1	1,5-1,7	9,2-5,1
Гнейсы высокоглинозе- мистые гранатовые	0,6	9,6	2,7	16

Окончание табл.51

П о р о д а	U,г/т	Th,г/т	K,%	Th:U
Кварцитогнейсы графитистые	2,9	13,0	3,9	4,5
Диопсидовые и диопсидскаполитовые гнейсы (метакарбонатные породы)	2,0-2,8	6,1-12,4	1,3-1,9	3,0-5,4
Мраморы графитистые	2,0-5,0	0,5-3,0	0,5-1,0	0,25-0,7
Мраморы и кальцифиры	1,2-2,2	2,9-7,0	0,24-1,4	2,4-3,2

пониженными давлениями при метаморфизме осадочных толщ хапчанской серии в сравнении с нижележащими анабарского комплекса. Еще в большей степени обогащены Th и K микроклиновые граниты и порфиروبластические мигматиты нижнепротерозойского ламуйского комплекса [191]. Следовательно, в процессе многоэтапного формирования земной коры Анабарского щита [98] происходило накопление РАЭ в продуктах каждого последующего осадочно-вулканогенного и интрузивного цикла.

Сравнительная оценка валового химического и микроэлементного состава гранулитового слоя коры Ангаро-Канского и Шарыжалгайского выступов

Изучение процессов, контролирующих поведение микропримеси редких элементов в гранулитах, дает важную информацию как о природе метаморфизма, так и составе древнейшей континентальной коры.

В табл.52 приведены средние составы обнажающегося чарнокитгранулитового слоя коры в Шилкинском, Кузеевском, Таракском блоках. При расчете использованы объемные соотношения и набор пород, показанные в табл.2; химические и микроэлементные составы их приведены выше по тексту. Протерозойские микроклиновые граниты, развитые в гранулитовом слое коры, в расчет не принимались.

Указанные блоки коры представляют собой три пластины, разделенные мощными (0,5-1 км) зонами милонитов и диафоритов, погружающимися на северо-восток. Их можно рассматривать в качестве фрагмента расслоенной архейской литосферы. Как известно, тектоническая рассло-

Таблица 52

Средний химический состав канского чарнокит-гранулитового комплекса

Б л о к	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Шилкинский	61,03	0,95	14,99	1,55	7,59	0,13	3,78	4,66	2,19	2,08	0,17
Кузеевский	64,25	0,96	14,87	1,24	7,02	0,09	3,18	2,68	1,93	3,03	0,18
Таракский	67,47	0,63	15,36	1,48	4,58	0,07	1,98	1,96	2,10	3,56	0,14
Шилкинский +Кузеевский	63,19	0,96	14,94	1,34	7,21	0,10	3,38	3,33	2,02	2,72	0,18
Канский	65,15	0,81	15,12	1,41	6,0	0,09	2,74	2,71	2,06	3,1	0,14
комплекс	64,32	0,85	15,34	1,60	6,4	0,09	3,07	2,83	1,95	2,8	0,14

Б л о к	Th	U	K	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb
Шилкинский	0,89	7,42	0,55	1,64	35	63	26	6,1	1,5	-	0,9	6,0	0,5
Кузеевский	0,54	15,42	0,81	2,60	49	84	35	7,0	1,7	6,2	1,1	5,0	0,5
Таракский	0,65	17,68	1,78	3,12	45	80	32	7,0	1,5	6,0	1,0	5,0	-
Шилкинский +Кузеевский	0,66	12,78	0,72	2,28	44	77	31	6,7	1,6	6,0	1,0	5,3	0,5
Канский	0,65	15,0	1,2	2,67	45	78	34	7,0	1,6	6,5	1,0	6,3	0,5
комплекс	0,62	17,6	3,5	2,40	47	83	37	7,2	1,7	6,8	1,1	6,7	0,53

Б л о к	Lu	Li	Rb	Ba	Sr	Zr	Hf	Ta	Sc	V	Cr	Ni	Co	Cu
Шилкинский	0,26	13	62	564	162	200	6,3	0,37	21	140	159	52	26	45
Кузеевский	0,45	14	101	724	139	223	6,7	0,83	22	97	82	32	20	34
Таракский	0,32	21	135	594	157	225	8,3	0,96	13	58	71	23	11	24
Шилкинский +Кузеевский	0,38	14	88	671	146	216	6,6	0,68	23	113	108	38	22	38
Канский	0,38	17	100	635	151	220	7,4	0,8	18	87	91	31	17	31
комплекс	0,40	19	118	592	155	239	7,6	0,9	19	93	94	35	19	30

Б л о к	Zn	Pb	Au	Th/U	K/Rb	Rb/Sr	Sm/Nd	(La/Yb) _N	Eu/Eu*
Шилкинский	107	18	2,0	14	265	0,38	0,23	9,4	0,76
Кузеевский	111	33	2,4	19	257	0,73	0,20	9,9	0,77
Таракский	86	41	2,1	10	231	0,86	0,22	11,7	0,70
Шилкинский +Кузеевский	110	27	2,3	18	259	0,60	0,22	9,9	0,8
Канский	99	34	0,0022	13	267	0,66	0,21	10,8	0,73
комплекс	110	30	0,0024	5	203	0,76	0,20	10,7	0,71

П р и м е ч а н и е. Породообразующие окислы - в мас.%, малые и редкие элементы - в г/т (10⁻⁴ %). Канский комплекс: верхняя строка - средний состав чарнокит-гранулитовых образований, нижняя строка - средний состав осадочно-вулканогенного протолита.

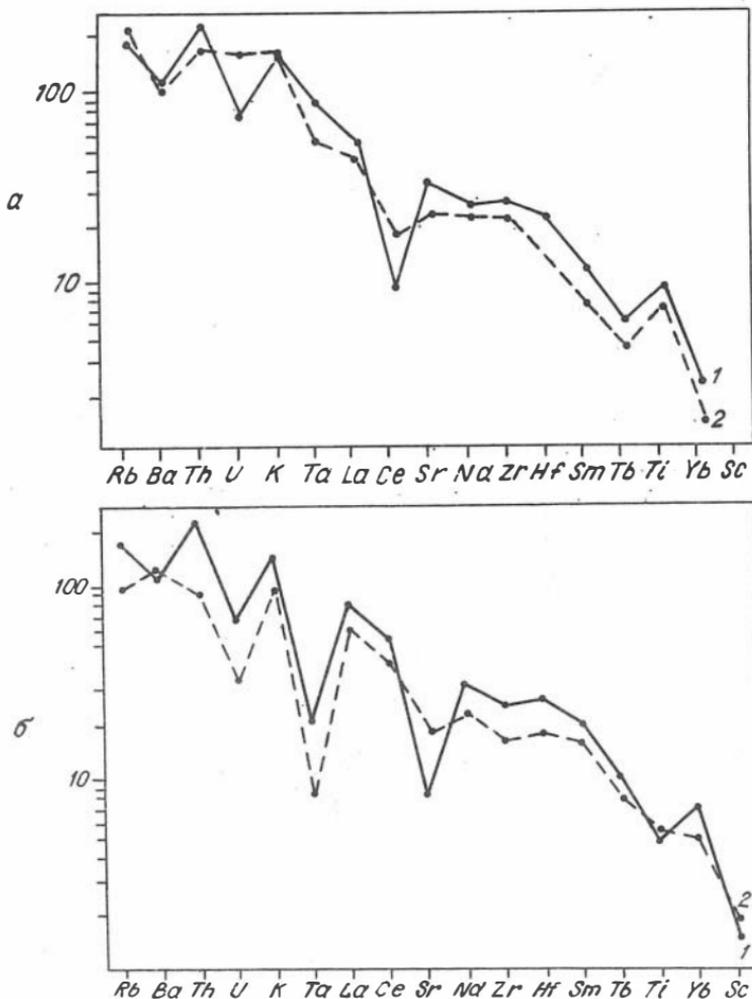
* Средние составы вычислены из соотношений: Шилкинский + Кузеевский блоки как 0,33:0,67, канский комплекс (Шилкинский + Кузеевский + Таракский блоки) как 0,18:0,36:0,46.

енность блоков континентальной коры выявлена на Алданском, Анабарском, Балтийском и других щитах; краевые зоны юго-запада Сибирской платформы в этом отношении не являются исключением. Судя по гравиметрическим, магнитным свойствам пород, Р-Т параметрам метаморфизма, степени деплетирования U, Rb в Шилкинском блоке обнажается нижняя часть гранулитового слоя, а в Таракском - верхняя [83]. Шилкинский блок в гравитационном поле самый тяжелый и наиболее намагниченный, отличается максимальными Р-Т параметрами гранулитовой фации, наиболее обеднен U и Rb, а также флюидной составляющей. В его составе преобладают гиперстеновые плагиогнейсы тоналитового состава, в заметном количестве (до 20 %) присутствуют стратифицированные тела основных кристаллосланцев. Здесь же размещен наиболее крупный анортозит-пироксенит-габбровый массив. Среди чарнокитоидов преобладают автохтонные разности, в том числе эндербитового типа. Валовой химический состав шилкинского чарнокит-гранулитового комплекса отвечает кварцевому диориту, а по содержанию микроэлементов (Ba, Th, TR, Zr, Sc, Cu, Ni, Zn, Pb) - континентальному орогенному андезиту [105]. Этот состав существенно отличается от валового состава нижней континентальной коры и близок, особенно по петрогенным компонентам, к химическому составу верхней архейской коры [106]. Однако в сравнении с последней обогащен Fe и несовместимыми элементами - Ba, Th, K, TR, Zr, Hf, Ti, Sc. В Кузеевском блоке содержание основных кристаллосланцев не более 5-7 %, в Таракском - менее 1 %. В них наряду с гиперстеновыми плагиогнейсами широко развиты двуполевошпатовые и глиноземистые гнейсы, а также чарнокиты и граниты. Средний химический состав этих блоков соответствует гранодиориту. Гранулиты Таракского блока по валовому составу приближаются к бедному Са граниту, отличаясь более высоким содержанием Fe, Ti, редких сидерофильных (Cr, Ni, Co) и халькофильных (Cu, Zn) элементов. Кроме того, эти гранулиты обогащены Th, Sr, Zr, Hf, Sc, Pb - несовместимыми элементами с повышенным коэффициентом распределения между коровым и примитивным мантийным субстратом [107].

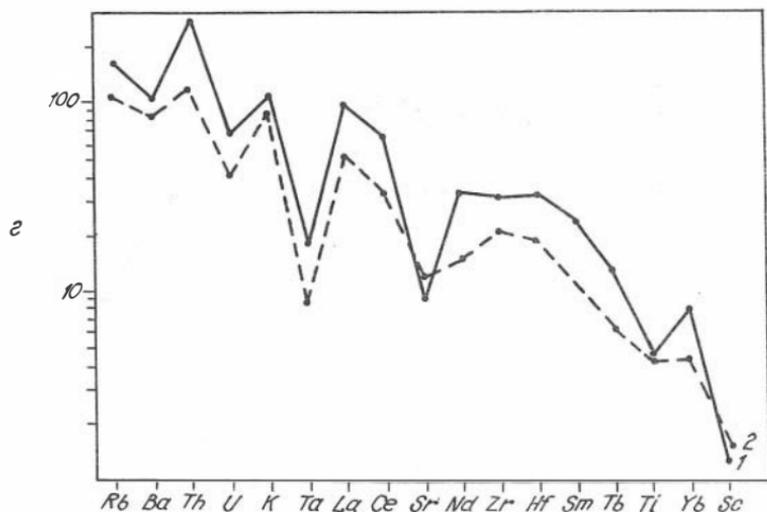
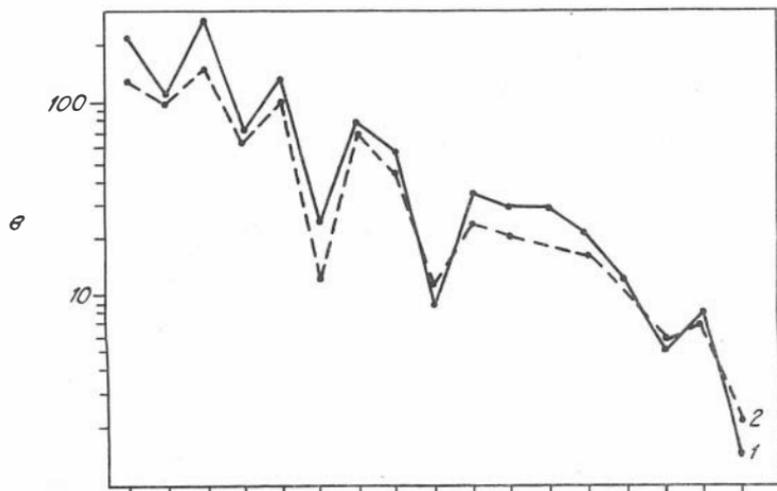
Состав канского чарнокит-гранулитового комплекса (см. табл.52) вычислен из средних составов и соотношений объемов названных блоков (Шилкинский:Кузеевский:Таракский, как 0,18:0,36:0,46), а кристаллосланцево-гнейсовых метаморфитов - из тех же соотношений за вычетом чарнокитов, мигматитов и гранитов (см. табл.2). В целом средние валовые составы их близки и отвечают гранодиориту, хотя чарнокит-гранулитовый

комплекс в сравнении с собственно метаморфическим субстратом более обогащен SiO_2 , K_2O и обеднен FeO , MgO , CaO , а также Th , U , Rb , в незначительной мере другими микроэлементами. Такая близость петрохимического состава объясняется и небольшой долей чарнокитоидов и гранитов в общем объеме комплекса, и близостью их состава к существенно гнейсовому субстрату. Состав исходной осадочно-вулканогенной толщи по петрогенным и большинству редких элементов, устойчивых в условиях гранулитовой фации, в целом соответствует среднему химическому составу кристаллосланцево-гнейсового субстрата. Это подтверждается соотношением петрогенных и редких элементов, характером распределения TR , сопоставимостью составов основных кристаллосланцев и базальтов, ортогнейсов и магматитов дацит-риолитового состава, а также трендов их эволюции на вышеприведенных диаграммах (см. рис.5-8,18). В процессе метаморфизма исходная толща оказалась обезвоженной и деплетированной в отношении летучих компонентов, U , частично, Rb , возможно Cs . Исходя из среднего значения $\text{Th}:\text{U}$ ($\sim 4,5$) в неметаморфизованных породах и известного содержания Th (17,6 г/т) в существенно гнейсовом субстрате, устанавливается исходная концентрация U (~ 4 г/т) в протолите. Следовательно, с небольшой долей погрешности восстанавливается исходный валовой состав архейской вулканогенно-осадочной толщи. На основании сравнительного анализа можно заключить, что в процессе гранулитового метаморфизма протолита, сопровождавшегося чарнокитообразованием, произошло заметное перераспределение элементов, особенно в породах среднего-кислого состава, с существенным выносом U (до 65 %), Th (15-20 %), в меньшей мере (5-10 %) других крупноионных литофилов: Rb , Li , легких лантаноидов и некоторым привнесом K и SiO_2 .

Средний состав канского чарнокит-гранулитового формационного комплекса близок к среднему составу верхней континентальной коры по С.Р.Тейлору и С.М.Мак-Леннану [106] (рис.54,а). Ключевыми содержаниями и отношениями для них являются: $\text{SiO}_2 = 65,2$ и $66,0$ %; $\text{K}:\text{Rb} = 267$ и 250 ; $\text{K} = 2,7$ и $2,8$ %; $\text{Th} = 15$ и $10,7$ г/т; $\text{U} = 1,2$ и $2,8$ г/т; $\text{Th}:\text{U} = 12,5$ и $3,8$; $\text{Rb}:\text{Sr} = 0,66$ и $0,32$; $\text{Sm}:\text{Nd} = 0,21$ и $0,17$; $(\text{La}:\text{Yb})_{\text{N}} = 10,8$ и $9,2$; $\text{Eu}:\text{Eu}^* = 0,73$ и $0,65$. Отличие состоит в том, что гранулиты в сравнении с верхней континентальной корой резко обеднены U , а также Sr . Это подчеркивается высоким $\text{Th}:\text{U}$ и $\text{Rb}:\text{Sr}$. Пониженное содержание Sr не находит однозначного объяснения; возможно это одна из характерных особенностей канских гранулитов, в составе которых основные и особенно средние по составу гранулиты - главные носители Sr - имеют подчиненное значение. Как и архейские гранулиты дру-



Гих регионов в сравнении с верхней корой они заметно обогащены фермическими (Ti, Fe, Mg, Cr, Co, Ni, Sc, V) компонентами. Но наряду с этим в исследуемых гранулитах в сравнении с гранулитами других щитов и средним составом верхней континентальной коры значительно выше фоновые содержания таких типичных сиалических оксифилов, как Th, TR, Zr, Hf, Ba, Pb. Более высокие значения La:Yb, Sm:Nd, Rb:Sr и концентрации устойчивых при мегаморфизме редких литофильных (Th, TR, Zr и



др.) элементов - показатель повышенной степени зрелости - геохимической дифференцированности вещества архейских сиалических масс. Важными показателями развития зрелой континентальной коры к завершающему этапу формирования канской серии на юго-западе Сибирского кратона вместе с отмеченными геохимическими признаками являются: пре-

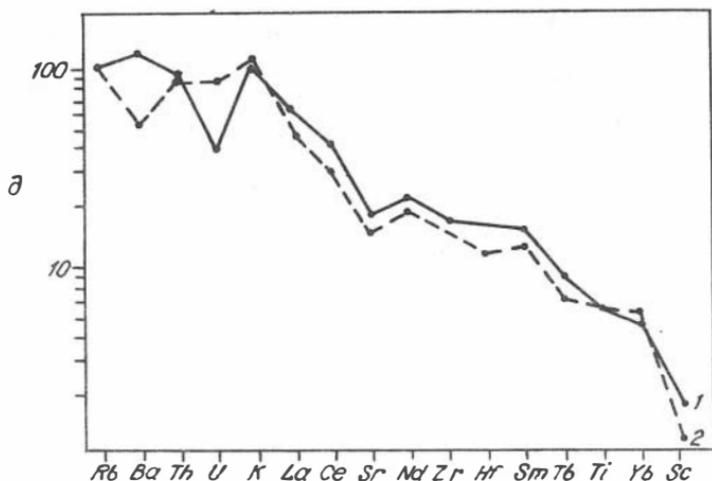


Рис.54. Графики распределения несовместимых элементов, нормированных по составу примитивной мантии [106]:

а) в канском чарнокит-гранулитовом комплексе (1) в сравнении со средним составом верхней континентальной коры (2); б) в канском (1) и шарыжалгайском (2) чарнокит-гранулитовых комплексах; в) в канском (1) и шарыжалгайском (2) кристаллосланцево-гнейсовых комплексах; г) в плагио- и двуполевошпатовых ортогнейсах канского (1) и шарыжалгайского (2) комплексов; д) в шарыжалгайском чарнокит-гранулитовом комплексе (1) в сравнении со средним составом верхней архейской коры (2) [106].

обладающее распространение в ее составе наряду с гиперстеновыми плагиогнейсами двуполевошпатовых гнейсов дацит-риодацитового состава, высокоглиноземистых метапелитов в ассоциации с гранатовыми гнейсами - метасаммитами, высокожелезистых повышенно-титанистых метабазитов (от преимущественно базальтового до андезитобазальтового и даже трахибазальтового состава), а в последующем натриево-калиевых гранитоидов, гранитов и пегматитов с редкоземельно-ториевой минерализацией; весьма показателен и в среднем гранодиоритовый состав рассматриваемого комплекса; наконец, повышенная (до 45 км) мощность коры в пределах Ангаро-Канского мегаблока с обнажающимся чарнокит-гранулитовым слоем.

Таблица 53

Химический состав шарыжалгайского чарнокит-гранулитового комплекса

№ п/п	Порода, комплекс	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Кристаллосланцы	48,68	1,39	14,04	14,54	0,24	7,80	10,41	2,19	0,55
2	Гнейсы гиперстеновые	64,82	0,71	14,24	7,03	0,12	3,53	3,92	3,06	1,76
3	Гнейсы гранат-биотитовые	66,10	0,76	14,21	7,62	0,14	2,43	2,39	2,58	3,14
4	Гнейсы глиноземистые	55,45	0,98	18,74	10,84	0,21	4,77	2,02	1,95	3,96
5	Средний состав кристаллосланцево-гнейсового субстрата	60,5	0,91	14,77	9,38	0,17	4,25	4,57	2,56	2,26
6	Чарнокитоиды	63,63	0,78	15,40	6,3	0,05	2,9	4,64	3,34	2,2
7	Среднее по чарнокит-гранулитовому комплексу с карбонатными породами	60,5	0,82	14,68	7,38	0,09	4,34	5,56	2,95	2,02
8	То же без карбонатных пород	61,96	0,85	15,17	7,61	0,09	3,54	4,91	3,06	2,13

№ п/п	Порода, комплекс	Li	Rb	Ba	Sr	Zr	Hf	Ta	Sc	V
1	Кристаллосланцы	10,3	6	170	155	73	1,9	0,20	39	299
2	Гнейсы гиперстеновые	21	60	424	214	175	5,23	0,34	21	94
3	Гнейсы гранат-биотитовые	24	109	700	225	233	6,3	0,77	25	64
4	Гнейсы глиноземистые	51	146	794	161	175	6,8	0,5	39	156
5	Средний состав кристаллосланцево-гнейсового субстрата	23	76	512	198	173	5,1	0,48	29	137
6	Чарнокитоиды	15	54	769	389	134	5,1	0,29	17	91
7	Среднее по чарнокит-гранулитовому комплексу с карбонатными породами	17	56	647	322	161	4,9	0,34	21,6	106
8	То же без карбонатных пород	17	58	664	314	141	4,9	0,34	21,6	108

Следовательно, совершенно определенно можно считать, что в архее на юго-западе Сибирского кратона существовала зрелая геохимически дифференцированная сиалическая кора континентального типа.

Средний химический состав шарыжалгайского чарнокит-гранулитового комплекса отвечает кварцевому диориту - андезиту (табл.53) и близок по ряду петрогенных и редких (Si, Al, Mg, Ca, K, U, Sc) элементов составу Шилкинского блока канского комплекса. Однако состав последнего заметно обогащен Ti, Fe и геохимически связанными с ними переходны-

P ₂ O ₅		Th	U	K	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
0,13	0,65	0,87	0,22	0,45	10,3	23,4	14,3	3,9	1,3	0,7	2,8	0,43
0,13	0,50	7,6	0,74	1,6	27,6	47,6	20,2	3,96	1,27	0,55	1,73	0,25
0,11	0,54	15,4	1,88	2,41	60	89	32	7,6	1,4	1,3	2,8	0,3
0,09	1,00	17,2	1,75	3,07	56	97	37	7,9	1,9	1,4	4,9	0,7
0,12	0,60	10,1	1,16	1,82	39	63	25,2	5,7	1,4	0,96	2,75	0,37
0,21	0,64	4,7	0,42	2,08	33	58	25,3	5,8	1,64	0,57	1,4	0,19
0,18	1,58	5,9	0,7	1,87	33,2	57,5	24,7	5,7	1,55	0,68	1,85	0,25
0,18	0,63	6,1	0,6	1,92	33,2	57,5	24,7	5,7	1,55	0,68	1,85	0,25

Cr	Ni	Co	Cu	Th/U	K/Rb	Rb/Sr	Sm/Nd	(La/Yb) _N	Eu/Eu*
I40	88	52	57	4,2	750	0,039	0,27	2,5	1,0
I72	75	15	35	10,7	293	0,28	0,20	10,7	0,9
69	31	13	23	8,5	211	0,48	0,24	14,5	0,6
216	81	26	40	11,7	210	0,91	0,21	7,7	0,72
I35	63	24	36	8,6	240	0,38	0,23	9,5	0,76
110	41	12	28	10,5	385	0,14	0,23	16,4	1,0
I03	46	17	32	9,41	334	0,17	0,23	12	0,8
I06	48	18	32	9,7	331	0,18	0,23	12	0,8

П р и м е ч а н и е. Средние составы вычислены из соотношений: для 5 - 1:2:3:4 = 22:30:35:13; для 7 - 6:1:2:3:4:жарбонат = 63,7:11:9,3:9:3,5:3,5; для 8 - 6:1:2:3:4 = 66,4:11,2:9,4:9:4. Породообразующие окислы в мас.%, малые и редкие элементы в г/т (10⁻⁴%).

ми металлами (V, Cr, Ni, Co, Cu), а также высокозарядными оксифилами - Th, Zr, Hf, в меньшей мере TR, Ta и Rb. В шарьжалгайском чарнокит-гранулитовом комплексе в сравнении со средним составом канского в 2,5 раза меньше Th и в 2 раза U, что объясняется пониженным их содержанием в кристаллосланцево-гнейсовом субстрате и особенно в чарнокитои-

дах, которые преобладают в изученном разрезе Иркутского блока. Последнее обуславливает и более контрастные различия в содержаниях несовместимых элементов в кристаллосланцево-гнейсовом субстрате шарыжалгайской серии и в чарнокит-гранулитовом комплексе в целом в сравнении с аналогичными образованиями канского (см. табл.52,53).

Более низкая степень геохимической дифференцированности кристаллосланцево-гнейсового субстрата, а следовательно, и исходного протолита осадочно-вулканогенной толщи шарыжалгайской серии в сравнении с аналогичными образованиями канской наглядно демонстрируется на диаграмме распределения содержаний несовместимых элементов, нормированных по составу примитивной мантии (см.рис.54,в). Обусловлена она существенными различиями в содержаниях несовместимых элементов как в ортогнейсах андезит-дацитового (шарыжалгайская серия) и дацитриодацитового (канская серия) состава, так и в основных кристаллосланцах базальтового состава (см. рис.20,54,г) этих двух кристаллических выступов.

Различия в степени фемичности-сиаличности, степени дифференцированности корового вещества проявляются и на минеральном уровне, что наглядно можно продемонстрировать на примере содержаний и соотношений F и Cl в апатите из гнейсов и чарнокитоидов (табл.54). Апатит из канских гранулитов по существу чисто фтористый. Хлор обнаруживается в виде ничтожной примеси (на грани чувствительности метода). Шарыжалгайские апатиты из аналогичных пород характеризуются соизмеримыми концентрациями F, но в 5-10, до 50 раз обогащены Cl. Аналогичная закономерность в зависимости содержаний F и Cl в минералах из пород гранулитовой фации от состава субстрата выявлена И.Н.Бушляковым и В.В.Холодновым [16]: повышенное содержание F в апатите и биотите характерно для кислого субстрата, а Cl - для более основного. Эти факты вполне согласуются с геохимическими закономерностями по поведению F и Cl при формировании и эволюции породообразующих систем [107,134]. Фтор преимущественно накапливается в кислых обогащенных K эволюционировавших коровых магмах и связанных с ними флюидных образованиях. Геохимическая судьба Cl обусловлена преимущественно мантийным базитовым источником, его склонностью к быстрому удалению из магматических систем. В распространенных известково-щелочных магматитах земной коры Cl обнаруживает инверсионный тип распределения с максимумом накопления в диоритах и тоналитах и минимумом - в породах кислого состава [16]. Повышенная хлороносность характерна

Т а б л и ц а 54

Содержание F и Cl в апатитах из пород
гранулитовых комплексов (мас.%)

П о р о д а	n	F		Cl	
		\bar{x}	R	\bar{x}	R
КАНСКИЙ КОМПЛЕКС					
Гиперстеновые гнейсы	4	2,41	1,03-3,57	0,02	0,02-0,02
Глиноземистые гнейсы	5	2,08	0,97-2,58	0,04	0,02-0,12
Чарнокитоиды автохтонные	7	2,61	1,51-3,73	0,04	0,03-0,06
Чарнокитоиды аллохтонные	10	2,22	1,47-3,67	0,02	0,0-0,04
ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ КОМПЛЕКС					
Гиперстеновые гнейсы	7	2,80	1,20-3,91	0,13	0,06-0,20
Глиноземистые гнейсы	5	1,84	1,14-2,54	0,11	0,08-0,16
Чарнокитоиды автохтонные	18	2,27	1,21-3,62	0,28	0,07-0,60
Чарнокитоиды из центральной части куполов	2	2,00	1,85-2,15	1,00	0,84-1,18

П р и м е ч а н и е. Содержания F, Cl определены на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом, аналитик Л.Н.Поспелова. R - пределы содержания.

для вулканических пород океанических и островодужных ассоциаций. Максимальные концентрации F присущи вулканитам среднего и кислого состава внутриконтинентальных областей тектономагматической активизации, а также кислым, наиболее высокодифференцированным членам вулканоплутонических серий окраин материков [107].

Средний состав чарнокит-гранулитового слоя земной коры в изученном разрезе Шарыжалгайского выступа по содержанию Si, Ti, Fe, Na, K, Rb, Th соответствует валовому составу верхней архейской коры [106], но в сравнении с ним заметно обогащен такими несовместимыми элементами, как Ba, Sr, Zr, Hf, легкие TR, Sc и обеднен Ca, Mg и элементами группы железа (V, Cr, Co, Ni) (см.рис.54,д). Кроме того, гранулиты в значительной мере деплетированы U (Th:U = 10).

Следовательно, можно считать, что гранулитовый слой земной коры юго-западной части Сибирской платформы отличается общей повышенной геохимической дифференцированностью, поскольку обогащен большинством несовместимых элементов по сравнению со средним составом верхней архейской коры. При этом литосферный профиль Ангаро-Канского геоблока оказывается значительно более зрелым в сравнении с Иркутным блоком Шарыжалгая. Концентрация многих устойчивых при метаморфизме некогерентных элементов на уровне и выше средней их распространенности в верхней континентальной коре. Причина такого различия заключена в геодинамических особенностях формирования этих сегментов литосферы.

Модели и возможные обстановки образования метавулканитов

Как показано выше, кристаллосланцы (метабазиты) шарыжалгайского и канского комплексов по содержанию петрогенных и малых элементов соответствуют главным образом толеитам ТН 2, реже ТН 1 архейских зеленокаменных поясов. Считается маловероятным [48] образование толеитовых базальтов обоих типов из единого источника, либо связь их в едином процессе фракционной кристаллизации.

Для неметаморфизованных эквивалентов магнезиальных кристаллосланцев ТН 1 можно принять модель 25-процентного плавления плагиоклазового перидотита (содержание РЗЭ равно трем хондритовым) с остаточными фазами, представленными оливином и ортопироксеном. Данная модель была предложена для архейских толеитов Северо-Западной Миннесоты [127]. В качестве источника для выплавления толеитов ТН 2 рассматриваются амфиболиты, гранатовые амфиболиты или эколгиты [48]. Реститовыми фазами, вызывающими обеднение тяжелыми лантаноидами, выступают гранат и (или) амфибол. Относительно пониженные содержания Сг и Ni в железистых кристаллосланцах могут быть объяснены фракционированием оливина и клинопироксена при кристаллизации исходного расплава.

Особый интерес представляет анализ моделей образования кислых ортогнейсов, состав которых в наибольшей степени отражает пути формирования и эволюции континентальной коры рассматриваемых блоков.

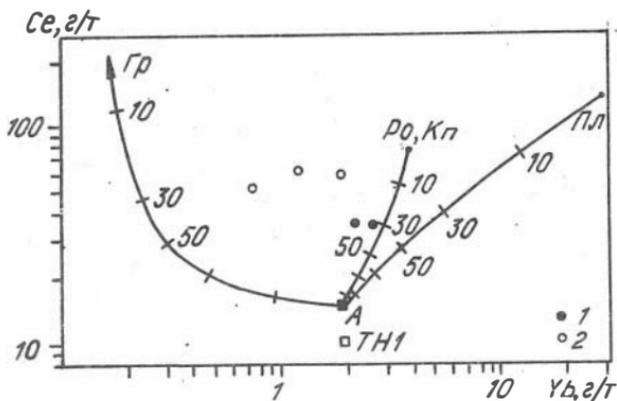


Рис.55. Диаграмма Ce-Yb для гиперстеновых гнейсов.

Гнейсы: 1 - андезитового и 2 - дацитового состава. Показаны линии состава расплава в равновесии с роговой обманкой (Ро), клинопироксеном (Кп), плагиоклазом (Пл) и гранатом (Гр). Цифры на графике отражают степень плавления в %. ТН 1 - состав архейского толеита [48], А - состав метабазитового источника для плавления, обогащенного легкими лантаноидами. Коэффициенты распределения даны по работам [126,188].

Гиперстеновые гнейсы Шарьжалгайского выступа отвечают по составу андезитам А1 и близки к относительно обогащенным лантаноидами дацитам-риодацитам F1 зеленокаменных поясов. Для формирования вулканитов среднего и кислого состава, как правило, рассматриваются модели плавления эклогита, гранатового амфиболита и амфиболита с редкоземельным составом архейского толеита ТН 1. Влияние фракционирования амфибола, клинопироксена, плагиоклаза и граната на состав жидкой фазы в процессе частичного плавления базитового источника показано на рис.55. Очевидно, особенно для гнейсов андезитового состава, что гранат не является ведущей реститовой фазой, поскольку он значительно понижает содержание Yb в расплаве. В таком случае базитовый источник с минеральным составом амфиболита может быть более приемлемым, чем эклогит. Однако обедненность гнейсов дацитового состава иттриевыми

землями требует присутствия граната (<10 %) среди реститовых фаз. Особенностью рассматриваемого субстрата для плавления является слабое (в 1,5 раза) обогащение La и Ce по сравнению со средним толеитом ТН 1, что обеспечивает необходимый уровень накопления легких лантаноидов, не привлекая весьма малые (<10 %) степени плавления.

Удовлетворительное соответствие расчетных содержаний РЗЭ в модельных расплавах их концентрациям в гнейсах получено при 10-30 % плавлении гранатосодержащего амфиболита (рис.56). Более высокое содержание Sr (160-220 г/т) в гнейсах по сравнению с расчетным (100-130 г/т) может быть объяснено неполным отделением реститового плагиоклаза.

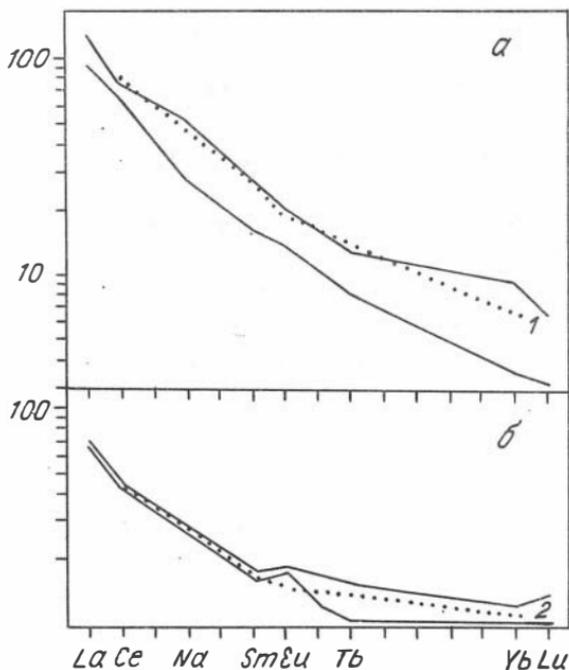


Рис.56. Сопоставление распределения РЗЭ в гиперстеновых гнейсах дацитового (а) и андезитового (б) составов и модельных расплавах:

1 - расплав, образованный при равновесном 10 % плавлении гранатового амфиболита (состав рестита Ро:Пл:Гр = 50:40:10); 2 - расплав, образованный при равновесном 30 % плавлении гранатосодержащего амфиболита (состав рестита Ро:Пл:Гр = 80:17:3). Коэффициенты распределения использованы из работ [126,188].

Наряду с лантаноидами важным компонентом, обладающим инертным поведением при метаморфизме и, следовательно, используемым при реконструкции протолитов метаморфических пород, является Th; характер распределения Th в гнейсах накладывает существенные ограничения

на обсуждаемые петрогенетические модели. Следует признать, что расчет содержания Th в модельных расплавах затруднен малочисленностью литературных данных по коэффициентам распределения. Однако представляется возможным сделать оценку величины суммарного коэффициента распределения (D) Th для рассматриваемой модели. Известно, например, что для сосуществующих клинопироксена и базальтового расплава по экспериментальным данным [201] $K_{Th}^* = 0,008-0,036$, тогда как K_{Ce}^* составляет $0,003-0,05$ [155]. В целом Th, по-видимому, является более несовместимым элементом, чем легкие лантаноиды, для которых при условиях вышеописанной модели, например, D_{Ce} варьирует в пределах $0,15-0,18$. Исходя из этих данных, а также учитывая относительный рост D с увеличением кремнекислотности расплава, нами принята величина суммарного коэффициента распределения Th для обсуждаемых моделей порядка $0,05-0,1$. Принимая исходное содержание Th в метабазальтовом источнике равным 1 г/т, концентрации Th в модельном дацитовом и андезитовом расплавах будут составлять $5,2-7,0$ г/т ($F = 10\%$) и $2,7-3,1$ г/т ($F = 30\%$) (первое значение соответствует $D = 0,1$, второе - $D = 0,05$). Очевидно, что при $D = 0,05$ рассчитанные содержания Th в модельных расплавах близки к реальным средним концентрациям в гнейсах андезитового состава ($Th = 3,2$ г/т) и несколько ниже, чем в метадацитах ($Th = 10$ г/т). Необходимый уровень содержания Th в кислых гнейсах может быть достигнут при дальнейшей фракционной кристаллизации первичного расплава.

Возможно, как и в случае легких лантаноидов, предположить и слабую обогащенность торием исходного метабазальтового субстрата. Исходное содержание Th = $1,5$ г/т в субстрате обеспечивает получение кислого расплава с концентрацией Th равной 10 г/т.

В отличие от гиперстеновых гнейсов шарьжалгайского комплекса метариодациты канского обладают высокой степенью геохимической дифференцированности, выражающейся в повышенных концентрациях прежде всего Th и легких лантаноидов. По характеру распределения петрогенных и редкоземельных элементов рассматриваемые плагиогнейсы близки к кислым вулканитам (риодацитам) типа FII архейских зеленокаменных поясов. Для их образования привлекаются главным образом модели плавления андезитовых гранулитов и граувакков, результаты геохимических исследований свидетельствуют в пользу корового источника таких расплавов [48].

Рассмотрим возможность получения модельных расплавов с содержаниями РЗЭ и Th, соответствующими гиперстеновым гнейсам (плагио-

* Коэффициенты распределения Th и Ce между минералом и расплавом.

риодацитам) канского комплекса из андезитового источника. В качестве исходного субстрата используем гранатосодержащие пироксеновые гранулиты и амфиболовые гнейсы, близкие по содержанию главных компонентов среднему андезиту А1. По имеющимся оценкам степень частичного плавления в такого рода моделях составляет 20-50 %. При $F = 30-40\%$ рестины могут быть представлены плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом (49:35:5:1) или роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем (64:31:5). Состав минералов, использованный при расчете количественного их содержания в реститах, заимствован из работы Э.Мартэна [172]. В табл.55 сведены данные о содержаниях Се, Yb и Th в модельных расплавах, а также принятые исходные содержания микроэлементов в андезитовом субстрате. Исходные концентрации Се и Yb близки андезитам А1, что касается Th, то уровень его микропримеси (5 г/т) выбран, исходя из того, чтобы, как и в предыдущей модели, при $D_{Th} = 0,05$ обеспечить необходимое содержание Th в модельном расплаве, отвечающее реальным его концентрациям (Th = 12-17 г/т) в гнейсах канского комплекса. Очевидно, что принятый уровень ториеносности субстрата соответствует верхнему пределу для среднего андезита (Th = 1,0-4,7 г/т) по С.Тейлору [105] или андезитам активных континентальных окраин и заметно превышает соответствующий параметр для андезитов островных дуг. Как следует из табл.55, рассмотренная модель плавления андезитового источника позволяет получить риодацитовые расплавы с содержаниями Се, Yb и Th, приближающимися к плагиогнейсам канского комплекса.

Т а б л и ц а 55

Содержание микроэлементов в модельных расплавах

Элемент	Со	С	C_L^1		C_L^2	
			F = 30 %	F = 40 %	F = 30 %	F = 40 %
Се	37	72-91	98	79	90	74
Yb	1,8	3,0	3,3	2,9	3,5	3,05
Th	5,0	12-17	15	11,6	15	11,6

П р и м е ч а н и е. Со - концентрация в исходном субстрате, С - то же в гнейсах канского комплекса, C_L^1 и C_L^2 - концентрации в модельных расплавах, равновесных с плагиоклаз-двупироксеновыми и плагиоклаз-амфиболовым реститами соответственно, F - степень плавления.

Таким образом, протолиты гнейсов шарьжалгайского и канского комплексов, отчетливо различающиеся по уровню содержания микроэлементов, прежде всего Th и редких земель, должны были иметь различные источники расплавов: метабазитовый и метаандезитовый (с повышенным содержанием Th) соответственно, что несомненно свидетельствует о различном характере первичной коры этих блоков и должно служить отправной точкой в рассуждениях о возможных по аналогии с современными геодинамических обстановках формирования исходных осадочно-вулканогенных отложений.

Возможность реконструкции тектонических условий образования раннедокембрийских комплексов, а также их подобия фанерозойским и современным геодинамическим обстановкам остается дискуссионной. По одним представлениям действие тектоники плит, возможно в несколько отличном от современного варианте, начинается уже в раннем архее [8, 137], по другим - считается, что для архея был характерен иной тектонический режим, смена которого на плейттектонический произошла в верхнем протерозое в связи с остыванием мантии, изменением масштабов конвекции и формированием достаточно жестких литосферных плит [186]. Этому же времени как-будто отвечает и возраст известных наиболее древних офиолитовых комплексов.

Воссоздание тектонических обстановок формирования конкретных раннедокембрийских провинций базируется главным образом на анализе структурно-вещественных ассоциаций пород и их редкоэлементного состава [39]. Более детально в этом плане проанализированы гранит-зеленокаменные области, при этом предпочтение отдается рифтовой модели и модели сопряженной островной дуги и задугового бассейна [96,112,137]. Для высокометаморфизованных (гранулитогнейсовых) комплексов, как правило, подчеркивается отличие тектонического режима формирования от гранит-зеленокаменных. При этом главным образом обращается внимание на условия метаморфизма и деформаций, но не на обстановки образования протолитов - осадочно-вулканогенных отложений. В отличие от гранит-зеленокаменных раннедокембрийские высокометаморфизованные области, как правило, представляют собой блоки существенно сиалической коры, имеющие более длительную историю развития, включающую отчасти и переработку еще более древнего континентального основания [137].

Модели формирования первичного сиалического вещества дискуссионны [32,96,123,137,186 и др.], однако и в случае его образования путем

плавления более ранних базальтов в основании вулканических куполов на мафической коре, и при плавлении погружающейся базальтовой плиты в палеосубдукционных зонах, и даже при кристаллизации первичного магматического океана не вызывает сомнения тоналит-гранодиоритовый или андезитовый состав древнейшей сиалической коры. Сохранившимися фрагментами такого рода наиболее ранней континентальной коры являются, главным образом, "серогнейсовы" комплексы [111], древнейшие из которых имеют изотопные датировки в пределах 3,8-3,96 млрд лет [131,132,160,165,173]. Основная же масса континентальной коры (до 85 %) сформировалась к концу архея [32,141,186]. Главными механизмами роста и эволюции сиалической коры в архее считаются: дополнительное поступление материала из мантии, эрозия его и отложение осадков, а также внутрикоровое плавление. Интенсивный рост коры завершается формированием в позднем архее (2,8-2,6 млрд лет) калиевых гранитов - продуктов кристаллизации внутрикоровых расплавов. На южных материках такие граниты известны и с возрастом 3,3-3,1 млрд лет.

Очевидно, что гранулитогнейсовые комплексы, развитые на всех шитах мира, наряду с фрагментами высокометаморфизованных "серогнейсовых" образований, представлены и блоками в той или иной мере эволюционировавшей континентальной коры, сложенной супракрустальными осадочно-вулканогенными и плутоническими комплексами, испытавшими высокоградный метаморфизм главным образом в позднеархейское время, а по границам плит, как теперь выясняется, еще и в нижнепротерозойскую эпоху. Примерами такого рода эволюционировавшей докембрийской континентальной коры, как нам представляется, являются канский и шарыжалгайский гранулитовые комплексы.

Геохимические свидетельства высокой дифференцированности гранулитового слоя Шарыжалгайского и особенно Ангаро-Канского выступов изложены выше. На зрелость коры рассматриваемых блоков указывает также наличие и редкоземельный состав парагранулитов (глиноземистых и гранат-биотитовых гнейсов), развивавшихся по высокодифференцированным пелитовым и псаммитовым осадкам. Судя по ториеенности и редкоземельному составу последних, в источнике сноса преобладали породы диорит-гранодиоритового состава, сопоставимые по редкоземельным характеристикам с богатыми Са гранитоидами. Следовательно можно заключить, что к моменту формирования осадочно-вулканогенных протолитов гранулитовых комплексов существовала более ранняя сиалическая кора либо в виде удаленного источника сноса, либо

служащая основанием супракрустальных отложений. О наличии более ранней сиалической (во всяком случае андезитовой) коры в основании гранулитов Ангаро-Канского блока свидетельствуют и результаты геохимического моделирования петрогенезиса гиперстенowych гнейсов (метариодацитов). На первый взгляд в качестве аналога такого рода коры с определенной долей условности может рассматриваться нижняя часть гранулитового слоя, представленная в Шилкинском блоке и имеющая в среднем диоритовый состав. Однако и в пределах Шилкинского блока наряду с гнейсами андезитового состава развиты и более кислые разновидности, что особенно важно, двуполевошпатовые гнейсы (15-20 % объема). Уровень содержания Th в гнейсах кислого состава (9-17 г/т), как следует из вышеприведенных оценок, достигим лишь при плавлении андезитового субстрата. Если представления о гранулитах Шилкинского блока, как аналогах нижней и наиболее древней раннеархейской коры, справедливы [83, 114], то и ее формирование могло произойти только за счет протокры андезитового состава. Супракрустальные вулканогенно-осадочные толщи Кузеевского и Таракского блоков могут являться продуктами дальнейшей переработки и дифференциации вещества, аналогичного шилкинскому субстрату. Следовательно существование сиалической протокры, в процессе наращивания и эволюции которой могло происходить формирование геохимически дифференцированной (зрелой) архейской коры Ангаро-Канского выступа, как будто не вызывает сомнения. Для Шарыжальгайского блока вполне допустимо накопление супракрустальных осадочно-вулканогенных отложений на мафическом основании.

Возвращаясь к возможным тектоническим моделям формирования и развития сиалической коры в архее, следует признать, что наиболее непротиворечивыми и обоснованными в настоящее время все-таки являются модели, базирующиеся на действии тектоники плит. Несмотря на известную долю скептицизма всех исследователей докембрия по поводу проведения прямых аналогий между древними и современными геодинамическими обстановками, вслед за Б.Уиндли [112, с.119], "...скорее необходимо допустить примитивные формы микроконтинентальных столкновений и образования островных дуг для понимания эволюции в архее, чем привлекать из ряда вон выходящие формы тектоники".

Гранулитогнейсовые области по характеру породных ассоциаций кажутся более разнообразными, чем гранит-зеленокаменные, и включают как метавулканические, так и метаосадочные породы в различных соотношениях. Комплексы с широким развитием парагнейсов, кварцитов, мрам-

моров сопоставляются с протерозойскими отложениями окраинных бассейнов кратонов [137]. Ортометаморфические породы представлены в них главным образом интрузивными и дайковыми телами.

В отличие от такого рода существенно метаосадочных супракrustальных отложений, другие гранулитогнейсовые комплексы в качестве основного компонента содержат, судя по петрохимическим реконструкциям, метавулканиты бимодальной (от базальтов до риодацитов) и (или) непрерывной ассоциаций, относимых к низкокальциевой и известково-щелочной, реже высококальциевой сериям. Для таких комплексов рядом исследователей отмечается подобие режима формирования протолитов высокометаморфизованных образований островодужным обстановкам [1, 44, 63, 145 и др.]. Не являются в этом смысле исключением и гранулиты канского и шарьжалгайского комплексов. Основные метавулканиты рассматриваемых блоков обладают высоким $Va:Ta$ (≥ 500) и $Va:La$ (≥ 17) отношениями, которые считаются [65] диагностическими признаками магматических пород конвергентных границ плит. Редкоэлементные спектры метабазитов характеризуются обогащенностью крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами относительно MORB (см. рис. 57, 58). Типичная для субдукционно-связанных вулканических обедненность Ta отчетливо проявлена для шарьжалгайского комплекса, метабазиты которого обнаруживают наибольшее сходство по характеру спектров с известково-щелочными базальтами островных дуг, тогда как метатолиты канского комплекса, обладающие более высоким уровнем накопления литофильных и редкоземельных элементов близки к вулканическим только энсиалических дуг или скорее активных континентальных окраин. Более отчетливо различие между метабазитами шарьжалгайского и канского комплексов проявлено на диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ (см. рис. 59), где они располагаются в полях вулканических островных дуг и активных континентальных окраин соответственно. В островодужной энсиалической обстановке, судя по расположению фигуративных точек на диаграммах $Th-La-Sc$ и $Th-Sc-Zr/10$, могло происходить и формирование граувакков - реконструируемых дометаморфических эквивалентов гранат-биотитовых гнейсов.

Большая вероятность формирования канских протолитов в палеотектонической обстановке, аналогичной активным континентальным окраинам, согласуется с бимодальным характером магматитов, резким преобладанием среди них кислых составов, обогащенных редкими некогерентными, в том числе редкоземельными и радиоактивными элементами,

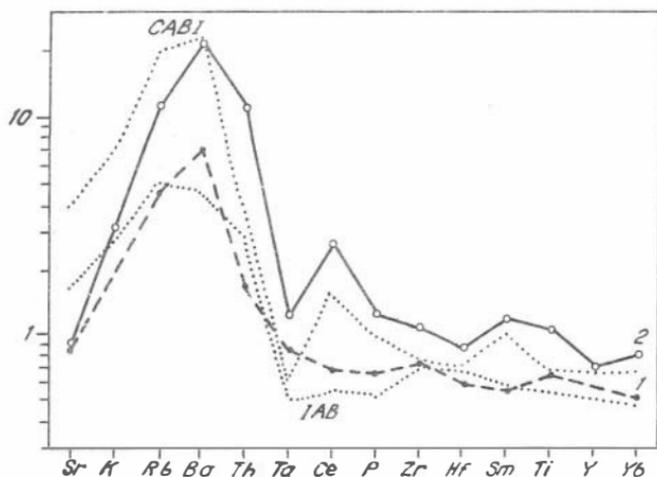


Рис.57. Редкоэлементные спектры, нормированные по содержаниям в базальтах срединно-океанических хребтов, для кристаллосланцев шарыжалгайского комплекса.

Кристаллосланцы: 1 - магнезиальные, 2 - железистые. Для сравнения показаны спектры типичных толеитовых (IAB) и известково-щелочных базальтов (CAB) островных дуг [137].

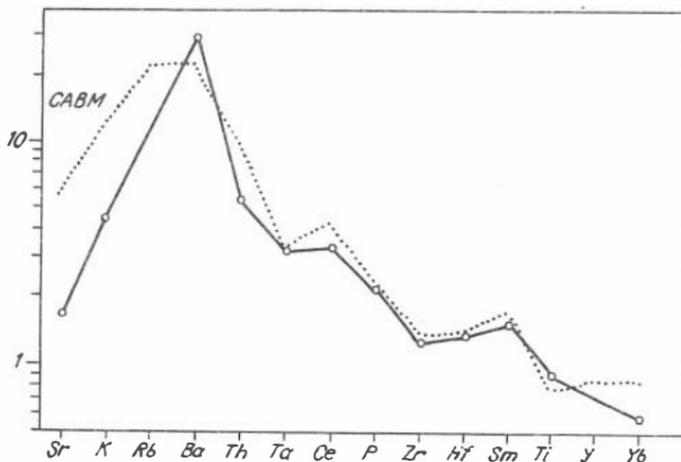


Рис.58. Редкоэлементный спектр для кристаллосланцев канского комплекса.

Для сравнения показан типичный спектр известково-щелочных базальтов (CABM) островных дуг на континентальном основании.

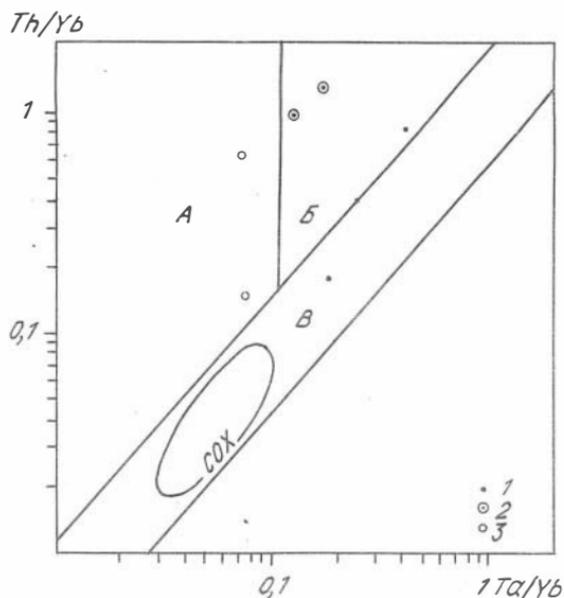


Рис.59. Соотношение Th и Ta в metabазальтах канского и шарьжалгайского комплексов.

Кристаллосланцы канского комплекса: 1 - базальтового и 2 - андезито-базальтового состава; 3 - шарьжалгайского комплекса. Поля базальтов: А - островных дуг, Б - активных континентальных окраин, В - внутриплитных [181]. СОХ - поле толеитов срединно-океанических хребтов.

появлением в верхах серии горизонтов субщелочных базальтов и широким развитием глиноземистых пелитов - возможных продуктов переотложения зрелых кор выветривания, с формированием на заключительном этапе гнейсогранитных куполов Na-K уклона и связанных с ними пегматитов с редкометалльно-гориевой минерализацией с возрастом около 2,6-2,65 млрд лет.

Наряду с отмеченным сходством основных метавулканитов с магматическими породами островных дуг и активных континентальных окраин следует указать и на специфические черты их химического и особенно редкоэлементного состава. Это прежде всего развитие в обоих регионах metabазитов толеитовой серии с повышенным содержанием элементов группы железа (Cr, Ni, Co), коррелирующим с высокой общей железистостью. По уровню накопления этих микроэлементов они сопоставимы с базальтами океанических островов и срединно-океанических хребтов, однако резко отличаются, как показано выше, по содержанию и соотношению редких несовместимых элементов. Данная особенность состава в той

канского и шарыжалгайского комплексов редкими щелочными и щелочно-земельными элементами, особенно Ba и Rb, а также K, по уровню содержания которых они приближаются к основным вулканитам известково-щелочных серий, что наиболее характерно для метабазитов канского комплекса.

Подводя итог сопоставлению редкоэлементного состава метавулканитов с магматическими породами, типичными для различных геодинамических обстановок, следует признать наибольшее сходство с современными вулканитами островных дуг и активных континентальных окраин. Это может являться свидетельством некоторого подобия палеотектонического режима современным условиям конвергентных границ плит; и во всяком случае предполагает аналогию в их петрогенезисе, в том числе участие более ранней сиалической коры в магмообразующих процессах. В то же время микроэлементные характеристики метабазитов позволяют говорить об особенностях состава мантийных источников в архее, их неистощенности, обогащенности некогерентными элементами, Fe и другими переходными металлами.

Сопоставление и поиск аналогий между механизмами формирования континентальной коры в архее и фанерозое отражает наши попытки формализовать геолого-геохимическую информацию о древнейших комплексах, подчинить их линейным законам. Однако процессы и обстановки массового роста и дифференциации коры в архее остаются во многом непознанными. Дифференциация и созревание сиалической коры в архее многими исследователями понимается по-разному. Существующие представления о перераспределении вещества в вертикальном разрезе коры при гранулитовом метаморфизме с обеднением нижнекоровых уровней литофильными элементами, удаляющимися с парциальными расплавами, подразумевают повсеместное наличие истощенного гранулит-базитового слоя в основании континентальных блоков. Однако таким представлениям, на наш взгляд, противоречат два обстоятельства. Первое заключается в том, что многие, в том числе и изученные авторами, гранулитовые комплексы не являются реститами, от которых был бы экстрагирован сиалический материал; напротив, ассоциирующие породы по составу вполне отвечают осадочно-вулканогенным протолитам, отличающимся от неметаморфизованных эквивалентов только обедненностью подвижными крупноионными литофильными элементами (U, Rb, Cs), но сохраняющими нормальные соотношения петрогенных и большинства редких элементов. Единственный достоверно известный пример кислых

гранулитов с низким содержанием Th - гнейсы Льюис, Шотландия, являются скорее исключением, но даже и для них предполагается [103] удаление Th с водными флюидами, а не парциальными расплавами. Как было показано нашими исследованиями, даже формирование чарнокитов приводит главным образом к перераспределению вещества в пределах области чарнокитообразования, но не к базификации гранулитового слоя, сопряженной с перемещением сиалических расплавов, концентрирующих несовместимые элементы. К тому же массовое гранитообразование - мигматизация, развитие мигматит-гранитных куполов, которые можно воспринимать по образному выражению Ю.А.Кузнецова как законсервированные магматические очаги, происходит не в гранулитовой, а в низзах амфиболитовой фации [33,53,122]. И именно эти мигматиты и мигматит-граниты наиболее истощены U и Th [79].

Второе противоречащее обстоятельство - это наличие по существу на всех щитах блоков высокодифференцированной архейской континентальной коры, метаморфизованной в гранулитовой фации, но обогащенной устойчивыми при метаморфизме несовместимыми элементами, особенно Th. Примеры такой коры приведены выше, где в частности показано, что только плавление приводит к полному вскрытию минерального вещества, в том числе и акцессориев, к миграции Th, TR, возможно концентрации их в верхних уровнях коры.

Не ставя под сомнение факт деплетирования гранулитов крупноионными литофильными элементами и допуская существование гранулитов, имеющих реститовую природу, хотелось бы подчеркнуть, что дифференциация сиалической коры, ее неоднородность является, по нашему мнению, первичной, складывающейся уже на стадии формирования протолитов [78], а последующие метаморфизм и гранитизация могут лишь в той или иной степени сnivelировать картину исходной гетерогенности коры.

Вопрос о причинах разной степени геохимической дифференцированности архейской континентальной коры, тесно связанный с проблемой механизмов и обстановок ее наращивания и созревания, может рассматриваться в двух аспектах. Неоднородность коры может быть неоднородностью во времени и (или) в пространстве.

В первом случае подразумевается, что отдельные блоки представляют собой различные стадии формирования и "созревания" сиалической коры и имеет место принцип унаследования в развитии. В пользу такого объяснения, в частности, свидетельствуют наиболее "примитивный" сос-

тав древнейших фрагментов сиалической коры, существенное проявление калиевых гранитов - продуктов парциального плавления более ранних тоналитов лишь на рубеже 3,3-3,1 или 2,8-2,6 млрд лет. Правда не исключено, что по мере усовершенствования физических методов в аналитике рубежи выявления калиевого магматизма могут удревняться, поскольку именно такие субстраты в первую очередь подвержены реоморфизму. Представляется, что и увеличение геохимической дифференцированности в вертикальном разрезе от Шилкинского к Кузеевскому и Таракскому блокам с ростом относительного количества кислых ортогнейсов и их двуполевошпатовых разностей, а также уровня накопления в них редких литофильных элементов, прежде всего Th, может рассматриваться в качестве примера наращивания и эволюции коры этой области. Тем не менее хорошо геохронологически документированных примеров последовательного превращения "серогнейсовой" коры в зрелую континентальную в пределах гранулитогнейсовых областей практически не известно. Датированный объект наращивания сиалической коры Западной Гренландии свидетельствует о наличии двух эпох формирования примитивного сиалического корового вещества: 3,8-3,7 млрд лет - гнейсы Амитсок и 2,95-2,8 млрд лет - гнейсы Нук. Любопытно, что в процессе наращивания коры не происходит увеличения геохимической дифференцированности, а следовательно и общего уровня зрелости континентальной коры. Возможно это две совмещенные, ранее дискретно и последовательно развивавшиеся континентальные плиты?

Не исключено, что одним из лучших объектов в этом плане может быть центральная часть Алданской гранулитовой области, где наряду с тоналитовыми плагиогнейсами выделяется ряд ассоциаций более поздних архейских двуполевошпатовых гнейсов и гранитоидов, эволюционировавших с накоплением K и Th (неопубликованные результаты наших исследований и А.Б.Котова).

Таким образом, на наш взгляд, остается открытым пока вопрос о том, все ли блоки архейской континентальной коры проходили "примитивную" стадию и каким образом происходило их созревание?

Альтернативой временной неоднородности предположительно является изначальная гетерогенность возникающей сиалической коры в пространстве, что впрочем не исключает усиления или напротив сглаживания различий в ходе дальнейшей эволюции. Такая первичная гетерогенность может быть следствием различного (базальтового или андезитового) состава протокоры, который в свою очередь обусловлен неоднород-

ностью протомантийного вещества, складывающейся уже на ранних стадиях формирования Земли и ее оболочек. Об изначальной неоднородности верхней оболочки планеты по крайней мере свидетельствуют: ее глобальная асимметрия, деление на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты [95], некоторые различия в составе и развитии северных и южных материков [15,124], существенные радиогеохимические различия крупных сегментов архейской литосферы, обоснованные массовым количественным определением радиоактивных элементов на кристаллических выступах юго-западной окраины Сибирской платформы, Воронежском массиве, Украинском, Алданском, Анабарском щитах [78,79,84 и др.].

Не останавливаясь более подробно на этих дискуссионных вопросах, заметим, что после известных идей лауреата Нобелевской премии И.Пригожина* о неравновесности и нелинейности природных явлений естествоиспытатели очевидно постепенно отойдут от механистического детерминированного видения картины поразительно разнообразного мироздания.

В заключение заметим, что в проблеме гранулитов остается ряд неясных и нерешенных вопросов, которых мы здесь не касались: геодинамические условия формирования гранулитовых комплексов, природа неоднократного проявления высокоградного метаморфизма, особенно на окраинах древних кратонов, минералого-геохимические, геологические критерии выделения таких наложенных процессов, механизм выведения гранулитового слоя на поверхность, взаимоотношения с комплексами амфиболитовой фации и многие другие.

* Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. - М.: Прогресс, 1986. - 432 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли/Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др.** - М.:Наука,1988. - 253 с.
2. **Балацгов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов.- М.: Наука, 1976. - 264 с.
3. **Баркер Ф.** Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. - М.: Мир, 1983. - С.9 -19.
4. **Белевцев Я.Н., Жукова А.М.** Особенности распределения урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма//Геол. журн. - 1976. - Т. 36, вып.5. - С.68-79.
5. **Белевцев Я.Н., Комаров А.И.** Уран в метаморфических породах и прсцессах//Тр. ИГиГ СО АН СССР. - Вып.286.- Новосибирск: Наука, 1975. - С.133-140.
6. **Бердников Н.В., Томиленко А.А., Геря Т.В.** и др. Флюидный режим эволюции гранулитов Ангаро-Канского выступа: включения и химизм флюидной фазы//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. - 1990.- N 4.-С.27-40.
7. **Берзина И.Г., Лутц Б.Г., Акимов А.П.** Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии//Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1971. - N 1. - С.14-23.
8. **Берк К., Дьюн Дж.Ф., Кидд У.С.Ф.** Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа//Ранняя история Земли. - М.: Мир, 1980. - С.123-143.
9. **Бибикова Е.В.** Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. - М.: Наука, 1989. - 166 с.
10. **Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.** Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа//Изв. РАН. Стратиграфия, геологическая корреляция. - 1993. - Т. 1, N 1. - С.35-40.
11. **Бобров В.А., Гофман А.М.** Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. - Новосибирск: Наука, 1971. - 66 с.
12. **Бобров В.А., Кренделев Ф.П., Гофман А.М.** Гамма-спектрометрический анализ в камере низкого фона. - Новосибирск: Наука, 1975.- 59с.
13. **Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.** Средние химические составы магматических горных пород: Справочник.- М.: Недра, 1987. - 150 с.

14. **Бородин Л.С.** Петрохимия магматических серий. - М.: Наука, 1987. - 261 с.
15. **Борукаев Ч.Б.** Структура докембрия и тектоника плит. - Новосибирск: Наука, 1985. - 190 с.
16. **Бушляков И.Н., Холодов В.В.** Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. - М.: Наука, 1986. - 191 с.
17. **Вертман Е.Г., Мещеряков Р.П., Столбов Ю.П.** Экспрессный неразрушающий метод определения кларковых содержаний урана и тория в геологических объектах по запаздывающим нейтронам//Ядерно-физические методы в геологии. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975. - С.54-67.
18. **Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры//Геохимия. - 1962. - N 7. - С.555-571.
19. **Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробьев И.В.** Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы//Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1980. - С.14-30.
20. **Гавшин В.М., Бобров В.А., Вертман Е.Г.** Определение радиоактивных элементов в стандартных образцах СТ-1А, СГ-1А, СГД-1А//Физические методы анализа в геохимии. - Новосибирск: Изд.ИГиГ СО АН СССР, 1978. - С.38-45.
21. **Геологическая карта СССР.** Масштаб 1:1 000 000. Лист О-46: Объясн. зап. /Под ред. Е.К.Ковригиной, Н.С.Подгорной. - Л.: ВСЕГЕИ, 1978. - 166 с.
22. **Геология гранулитов/** Под ред Ф.А.Летникова. - Иркутск, 1981. - 97 с.
23. **Геохронология СССР.** Т.1. Докембрий. - Л.: Недра, 1973. - 348 с.
24. **Герлинг Э.К., Артемов Ю.М.** Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа//Геохимия. - 1964. N7. - С.610-622.
25. **Геря Т.В.** Фазовое соответствие в шпинельсодержащих гранулитах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - М.: МГУ, 1989. - 15 с.
26. **Геря Т.В., Ножкин А.Д.** Поведение редких земель, тория и урана при чарнокитизации//Редкоземельные элементы в магматических породах. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. - С.16-32.

27. **Горлицкий Б.А.** Химический состав главных структурных блоков Украинского щита//Геохимия. - 1983. - N7. - С.1066-1070.

28. **Грабкин О.В., Мельников А.И.** Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. - Новосибирск: Наука, 1980. - 95 с.

29. **Гранулитовые комплексы** нижней коры континентов/Под ред. О.М.Розена. - М.: ИЛСАН СССР, 1991. - 92 с.

30. **Даценко В.М.** Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1984.- 120 с.

31. **Джан Б.-М., Чжан З.-К.** Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай//Геохимия архея. - М.: Мир, 1987.- С.250-284.

32. **Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. - Новосибирск: Наука, 1980. - 268 с.

33. **Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.** Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. - М.: Недра, 1972-286 с.

34. **Докембрийские кристаллические комплексы** Енисейского кряжа: Путеводитель Енисейской экскурсии 7 Всесоюз. петрограф. совещ./Геря Т.В., Даценко В.М., Заблоцкий К.А. и др. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. - 118 с.

35. **Ермолаев Н.П.** Поведение радиоэлементов при метаморфизме горных пород//Проблемы радиогеологии. - М.: Наука, 1983. - С.122-140.

36. **Ермолаев Н.П., Жидикова А.П.** Поведение урана в процессе прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита//Геохимия. - 1966. - N 8. - С.900-917.

37. **Забродни В.И., Скорodelов Б.А.** Эклогитоподобные породы из южной части Енисейского кряжа//Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1971. - Вып.4. - С.106-111.

38. **Зацепина Е.Ф.** Некоторые особенности литологии и метаморфизма канской серии архея Енисейского кряжа//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. - 1974. - N 2. - С.103-106.

39. **Зонеишайи Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика.- М.: Наука, 1992. - 190 с.

40. **Карсаков Л.П.** Глубинные гранулиты. - М.: Наука, 1978. - 150 с.

41. **Классификация и номенклатура** магматических горных пород. - М.: Недра, 1981. - 159 с.

42. **Ковригина Е.К.** Петрология метаморфических толщ раннего докембрия ангаро-канской части Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Л.:ВСЕГЕИ, 1973. - 27 с.

43. **Ковригина Е.К.** Тектоника ангаро-канской части Енисейского кряжа//Материалы по тектонике и магматизму Сибири. - Л.: ВСЕГЕИ, 1977. - С.24-40.

44. **Козлов Н.Е., Иванов А.А., Неврович Л.И.** Лапландский гранулитовый пояс - первичная природа и развитие. - Апатиты, 1990. - 137 с.

45. **Коллерсон Н.Д., Бриджуотер Д.** Метаморфическая эволюция раннеархейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы.- М.: Мир, 1983. - С.158-203.

46. **Комаров А.Н., Берман И.Б., Кольцова Т.В.** Радиографическое изучение распределения урана и тория в некоторых гранулитах//Геохимия. 1985. - N 7. - С.979-987.

47. **Комаров А.Н., Кольцова Т.В., Другова Г.М.** Форма нахождения урана в породах и его перераспределение в процессе регионального метаморфизма // Геохронология и геохимия изотопов. - Л.: Наука, 1987. - С.43-54.

48. **Конди К.** Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир, 1983. - 390 с.

49. **Конди К., Аллен П.** Происхождение архейских чарнокитов Южной Индии//Геохимия архея. - М.: Мир, 1987. - С.224-249.

50. **Корнев Т.Я.** Габбро-норитовая интрузия южной части Енисейского кряжа//Геология и геофизика. - 1962. - N 5. - С.34-43.

51. **Кравченко С.М.** Уран и торий в магматических породах океанических областей //Проблемы радиогеологии. - М.:Наука, 1983. - С.76-98.

52. **Кузнецов Ю.А.** Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.- Томск: Изд. ЗСГУ, 1941. - 250 с. (Материалы по геологии Западной Сибири; Вып. 15 (57)).

53. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 387 с.

54. **Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.** Систематика магматических формаций по составу//Геология и геофизика. - 1976. - N 5. - С.3-19.

55. **Кузнецова Ф.В.** Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья.- Новосибирск: Наука, 1987. - 182 с.

56. **Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука, 1985. - 199 с.

57. **Ламберт Р. Ст.Дж., Чемберлен В.Е., Холланд Дж.Г.** Геохимия архейских пород//Ранняя история Земли.- М.: Мир, 1980. - С.380-391.

58. **Лепезин Г.Г., Корольюк В.Н.** Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах//Геология и геофизика. - 1984. - N 12. - С.116-126.

59. **Лепезин Г.Г., Ножкин А.Д., Геря Т.В.** Термодинамические параметры метаморфизма канской серии (Енисейский кряж)//Геология и геофизика. - 1986. - N 9. - С.11-19.

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

61. **Лутков В.С.** Геохимические особенности чарнокитов//Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 249, N 6. - С.1450-1453.

62. **Лутков В.С., Шарапов Н.В., Владимиров А.Г.** Петрология и геохимия чарнокитов и чарнокитоподобных гранитоидов Памира и Гиссаро-Алая//Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск: Наука, 1985.- С.41-88.

63. **Лутц Б.Г.** Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами//Геотектоника. - 1978. - N 4. - С.23-34.

64. **Магматические горные породы.** Т.1. Классификация. Номенклатура. Петрография/Под ред. О.А. Богатикова. - М.: Наука, 1983. - 768 с.

65. **Магматические горные породы.** Т.6. Эволюция магматизма в истории Земли. - М.: Наука, 1987. - 438 с.

66. **Магматические формации** раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. Магматизм древнейшего докембрия. - М.: Недра, 1980. - 286с.

67. **Мак-Грегор В.Р.** Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы.- М.: Мир, 1983. - С.132-156.

68. **Мак-Леннан С.М., Тейлор С.Р.** Архейские осадочные породы и их соотношение с составом архейской континентальной коры//Геохимия архея. - М.: Мир, 1987. - С.68-97.

69. **Маракушев А.А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.- М.: Наука, 1965. - 327 с.

70. **Маракушев А.А.** Проблема генезиса расслоенных интрузивов//Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах. - М.: Наука, 1979. - С.5-29.

71. Мельгунов С.В., Митропольский А.С., Кулик Н.А. Уран и торий в процессе формирования пород зональных метаморфических комплексов//Радиоактивные элементы в горных породах. - Новосибирск: Наука, 1975. - С.146-151.

72. Митропольский А.С. Уран и торий в эволюции земной коры южной части Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Недра, 1979.- 220с.

73. Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М. и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии//Докл. РАН. - 1992. - Т. 327, N 6. - С.374-378.

74. Ножкин А.Д. Геохимические тенденции в поведении радиоактивных элементов в процессах метаморфизма пород гранулитовой фации и ультраметамофизма//Радиоактивные элементы в геологических процессах. - Душанбе, 1975. - С.56-58.

75. Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы - индикаторы зрелости архейской континентальной коры//Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 270, N 1. - С.216-219.

76. Ножкин А.Д. Геолого-геохимические признаки зрелости архейских комплексов и причины рудоносности континентальных блоков земной коры//Геология и геофизика. - 1983. -N 8. - С.41-48.

77. Ножкин А.Д. Раннедокембрийские гнейсовые комплексы Енисейского кряжа и их геохимические особенности//Геология и геофизика. - 1983. - N 9. - С.3-10.

78. Ножкин А.Д. Геохимическая неоднородность архейской литосферы и ее значение для металлогении//Геология и геофизика. - 1985. - N 6. - С.3-12.

79. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА).- М.: Наука, 1984. - 126 с.

80. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Малясова З.В. Геология и радиогеохимия Тейского гранитогнейсового купола//Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. - Новосибирск: Наука, 1983. - С.5-66.

81. Ножкин А.Д., Мальшев В.И., Сумин Л.В. и др. Геохронологическое исследование метаморфических комплексов юго-западной части Сибирской платформы//Геология и геофизика. - 1989. - N 1. - С.26-33.

82. Ножкин А.Д., Томиленко А.А. Канский чарнокит-гранулитовый комплекс - пример геохимически дифференцированной архейской протоконтинентальной коры на юго-западе Сибирской платформы//Эволюция докембрийской литосферы. - Л.: ИГГД, 1991. -С.170-173.

83. **Ножкин А.Д., Туркина О.М., Томиленко А.А., Пашков Ю.П.** Канская структурная зона юго-запада Сибирской платформы (Енисейский край)//Гранулитовые комплексы нижней коры континентов. - М.: ИЛСАН СССР, 1991. - С.47-70.

84. **Ножкин А.Д., Туркина О.М., Наумкин А.А. и др.** Радиогеохимическое и авторадиографическое исследование гранулитовых комплексов//Радиографические методы исследования в радиогеохимии и смежных областях.- Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1991.-С.23-25.

85. **Пархоменко В.С.** Определение микроэлементов в стандартах горных пород//Физические методы анализа в геохимии. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. - С.23-27.

86. **Перчук Л.Л.** Эволюция метаморфизма//Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука, 1986. - С.151-174.

87. **Перчук Л.Л., Геря Т.В., Ножкин А.Д.** Гранулиты канского комплекса в Енисейском крае: петрология и минералогия//Вестн.МГУ. Сер.4. Геология.- 1989.- N 3. - С.3-15.

88. **Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлеский К.К.** Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. - М.: Наука, 1983. - 197 с.

89. **Петрова З.И.** Геохимия гранулитогнейсовых комплексов докембрия: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук.- Иркутск: ГЕОХИ СО АН СССР, 1989. - 59 с.

90. **Петрова З.И., Левницкий В.И.** Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1984. - 201 с.

91. **Петрова З.И., Левницкий В.И.** Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа//Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. - Новосибирск: Наука, 1986. - С.18-34.

92. **Поляков А.И.** Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. - М.: Наука, 1970. - 162 с.

93. **Пузанков Ю.М., Дучков А.Д., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д.** Радиоактивные элементы и генерация радиогенного тепла в структурно-вещественных комплексах Алтае-Саянской области. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. - 158 с.

94. **Пузанков Ю.М., Кривенко А.П.** Уран и торий в габброидах Алтае-Саянской области//Геология и радиогеохимия Средней Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - С.157-173.

95. **Пуцаровский Ю.М.** Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии//Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 241, N 4. - С.903-905.
96. **Ранняя история Земли.** - М.: Мир, 1980. - 690 с.
97. **Ревердатто В.В.** Гранатовые друзиты в архейских габбро Енисейского кряжа//Докл. АН СССР.- 1988. - Т. 302, N 5. - С.1196-1200.
98. **Розен О.М.** Два типа земной коры Анабарского щита//Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1990.- N 5. - С.3-16.
99. **Розен О.М.** Метаморфические комплексы Анабарского щита/Под ред. А.Н.Богданова, К.Конди. - М.:ИЛСАН СССР, 1990. - 128 с.
100. **Серенко В.П.** Новые данные о метаморфизме пород юга Енисейского кряжа//Геология и геофизика. - 1969. - N 7. - С.136-141.
101. **Смыслов А.А.** Уран и торий в земной коре. - Л.: Недра, 1974. - 231 с.
102. **Тарни Дж.** Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской Земли//Ранняя история Земли. - М.: Мир, 1980. - С.407-420.
103. **Тарни Дж., Уивер Б., Друри С.А.** Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и Восточной Гренландии//Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. - М.: Мир, 1983. - С.204-222.
104. **Таусон Л.В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 231 с.
105. **Тейлор С.Р.** Геохимия андезитов//Распространенность элементов в земной коре. - М.: Мир, 1972. - С.16-39.
106. **Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. - 379 с.
107. **Термодинамическое моделирование** в геологии (минералы, флюиды и расплавы). - М.: Мир, 1992. - 530 с.
108. **Титов В.К.** Распределение радиоактивных элементов в супра-крупных толщах Алданского щита//Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. - Л.: ВСЕГЕИ, 1963. - С.155-160.
109. **Томиленко А.А.** Физико-химические условия метаморфизма и анатексиса пород некоторых районов Советского Союза (по включениям в минералах): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. - 27 с.
110. **Томиленко А.А., Чупин В.П.** Термобарогеохимия метаморфических комплексов. - Новосибирск: Наука, 1983. - 200 с.

111. **Трондьемиты**, дациты и связанные с ними породы. - М.: Мир, 1983. - 713 с.
112. **Уиндли Б.Ф.** Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов//Ранняя история Земли. - М.: Мир, 1980. - С.115-122.
113. **Уэйджер Л.П., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970.- 552 с.
114. **Хаин В.Е., Божко Н.А.** Историческая геотектоника. - М.: Недра, 1988. - 382 с.
115. **Хейер К.С.** Химический состав и происхождение архейских гранулитов и чарнокитов //Ранняя история Земли. - М.: Мир, 1980. - С.170-176.
116. **Хенсен Э.Н., Ньютон Р.К., Джанардхан А.С.** Давления, температуры и метаморфические флюиды в зоне непрерывного перехода от амфиболитовой фации к гранулитовой в южной части шт. Карнатака, Индия//Геохимия архея. - М.: Мир, 1987. - С.200-225.
117. **Шарков Е.В.** Петрология расслоенных интрузий. -Л.: Наука, 1980. - 183 с.
118. **Шарапов В.Н., Черепанов А.Н.** Динамика дифференциации магм. - Новосибирск: Наука, 1986. -186 с.
119. **Шафеев А.А.** Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. - М.: Наука, 1970. - 179 с.
120. **Шемякин В.М.** Чарнокитоиды раннего докембрия. - Л.: Наука, 1976. - 179 с.
121. **Шемякин В.М.** Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. - Л.: Наука, 1988. - 232 с.
122. **Шкодзинский В.С.** Фазовая эволюция магм и петрогенезис. - М.: Наука, 1985. - 232 с.
123. **Шоу Д.М.** Развитие ранней континентальной земной коры. Доархейская, протоархейская и более поздние эры//Ранняя история Земли.- М.: Мир, 1980.- С.40-63.
124. **Штрейс Н.А.** О происхождении Гондваны//Гондвана. - М.: Наука, 1964. - С.7-47.
125. **Щербаков Ю.Г.** Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов//Геология и геофизика. - 1982. - N 1. - С.77-84.
126. **Arth J.G.** Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications//J. Res. U.S. Geol. Surv. - 1971. - Vol.4, N 1. - P.41-47.

127. **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.

128. **Barbey P., Cuney M. K.** Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia): LILE fractionation controlling factors//*Contribs. Mineral. and Petrol.*- 1982. - Vol.81. - P.304-316.

129. **Barbey P., Bernard-Griffiths J., Convert J.** The Lapland charnockitic complex: REE geochemistry and petrogenesis//*Lithos.*- 1986. - Vol.19, N2.- P.95-111.

130. **Barker F., Arth J.G.** Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites//*Geology.* - 1976. - Vol.4, N10.- P.596-600.

131. **Black L.P., Williams I.S., Compston W.** Four zircon ages from one rock; the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica//*Contribs. Mineral. and Petrol.* - 1986.- Vol.94.- P.427-437.

132. **Bowring S.A., Williams I.S., Compston W.** 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada//*Geology.* - 1989.- Vol.17, N11.- P.971-975.

133. **Boynton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies//*Rare earth element geochemistry.* - Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. - P.63-114.

134. **Brimhall G.N.** Preliminary fractionation patterns of ore metals through earth history//*Chem. Geol.*- 1987.- Vol.64. - P.1-16.

135. **Carrou J.P., Lagache M.** Etude experimentale du fractionnement des elements Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicates dans le systeme Q-Ab-Or-H₂O a 2 kbar entre 700 et 800 °C//*Bull. Mineral.*- 1980. - Vol.103. - P.571-578.

136. **Collerson K.D., Fryer B.J.** The role of fluids in the formation of crust//*Contribs. Mineral. and Petrol.*- 1978. - Vol.67, N 2. - P.151-167.

137. **Condie K.** Plate tectonics and crustal evolution. - N.Y.: Pergamon Press. Inc., 1989. - 288 p.

138. **Condie K., Wronkiewicz D.J.** The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution//*Earth and Planet. Sci. Lett.*- 1990.-Vol.97, N 3-4.- P.256-267.

139. **Condie K., Macke J.E., Reimer T.O.** Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa//*Geol. Soc. Amer. Bull.*- 1970.- Vol.81.- P.2759-2776.

140. **Constable I.L., Hubbard F.H.** U, Th and K in differentiated charnokite-granite intrusion and associated rocks from south-western Sweden//Mineral. Mag. - 1981.- Vol.44, N 336.- P.409-415.

141. **Dewey J.F., Windley B.F.** Growth and differentiation of the continental crust // Phil. Trans. Roy. Soc. London. - 1981.- Vol.A301, N 1461.- P.189-206.

142. **Drury S.A.** Lewisian pyroxene gneisses from Barra and the geochemistry of the Archaean lower crust // Scot. J. Geol.- 1980.- Vol.16, N 2-3.- P.199-207.

143. **Eade K.E., Fahrig W.F.** Geochemical evolutionary trends of continental plates - a preliminary study of the Canadian Shield//Geol. Surv. Canad. Bull. - 1971.- Vol.179. - 160 p.

144. **Evensen N.M., Hamilton P.G., O'Nions R.K.** Rare earth abundances in chondritic meteorites//Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1978. - Vol.42. - P.1199-1212.

145. **Figueiredo B.J.S., Fontelles M.** Caracterizaco dos protolitos de regio granulitica do Sul da Bahia - Brazil//Rev. Bras. Geocienc. - 1989. - Vol.19, N 1. - P.3-16.

146. **Fyfe W.S.** The granulite facies, partial melting and the Archaean crust//Phil. Trans. Roy. Soc. London. - 1973.- Vol.A273.- P.457-461.

147. **Gill J.** Orogenic andesites and plate tectonics.- Berlin: Springer-Verlag, 1981.- 390 p.

148. **Glikson A.Y.** Primitive Archaean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance//Earth and Planet. Sci. Lett.- 1971.- Vol.12.- P.309-320.

149. **Gray C.M.** The geochemistry of central Australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism//Contribs. Mineral. and Petrol.- 1977.- Vol.65, N 1.- P.79-89.

150. **Griffin W.L., McGregor V.R., Nutman F. et al.** Early Archaean granulite-facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland//Earth and Planet. Sci. Lett.- 1980.- Vol.50, N 11.- P.59-74.

151. **Heier K.S.** Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin//Phil. Trans. Roy. Soc. London.- 1973.- Vol.A 273.- P.429-442.

152. **Heier K.S.** The movement of uranium during higher grade metamorphic processes//Phil. Trans. Roy. Soc. London.- 1979.-Vol. A 291, N 1381.- P.413-421.

153. **Heier K.S., Adams J.A.S.** Concentration of radioactive elements in deep crustal material//Geochim. et Cosmochim. Acta.- 1965.- Vol.29.- P.53-61.

154. **Heier K.S., Thoresen K.** Geochemistry of high grade metamorphic rocks, Lofoten-Vesteralen, North Norway//*Ibid.*- 1971.- Vol.35.- P.89-99.
155. **Henderson P.** Inorganic geochemistry.- Oxford: Pergamon Press, 1982.- 353 p.
156. **Holland J.G., Lambert R.S.J.** Comparative major element geochemistry of the Lewisian of the mainland of Scotland//The early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland.- Keele: Univ. press, 1973. - P.51-62.
157. **Irvine T.N., Baragar W.R.A.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks //*Canad. J. Earth Sci.*- 1971.- Vol.8.- P.523-548.
158. **Iyer S.S., Choudhuri A., Vasconcellos M.B.A., Cordani U.G.** Radioactive element distribution in the Archaean granulite terrane of Jequie - Bahia, Brazil//*Contribs. Mineral. and Petrol.*- 1984.- Vol.85, N 1.- P.95-101
159. **Jackson E.D.** Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana//*Geol.Surv. Prof. Paper.*- 1961. - 358 p.
160. **Jacobsen S.B., Dymek R.F.** Nd and Sr isotope systematics of clastic metasediments from Isua, West Greenland: identification of pre - 3.8 Ga differentiated crustal components//*J. Geophys. Res.*- 1988.- Vol.B93, N 1. - P.338-354.
161. **Jahn B.M., Shih Chi-Yu, Murthy V.R., Bor-Ming V.R.** Trace element geochemistry of Archaean volcanic rocks//*Geochim. et Cosmochim. Acta.*- 1974.- Vol.38, N 4.- P.611-627.
162. **Jakes P., Gill J.B.** Rare-earth elements and the island arc tholeiitic series//*Earth and Planet. Sci. Lett.*- 1970. - Vol.9.- P.17-18.
163. **Jochum K.P., Hofmann A.W., Ito E. et al.** K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle//*Nature.*- 1983.- Vol.306.- P.431-436.
164. **Kalsbeek Feiko.** U, Th and K contents and metamorphism of Archaean rocks from South-West Greenland//*Bull.Geol. Soc. Denm.*- 1974.- Vol.23, N 1-2.- P.124-129.
165. **Kinny P.D.** 3820 Ma zircons from a tonalitic Amitsoq gneiss in the Godthab district of southern West Greenland//*Earth and Planet. Sci. Lett.*- 1986.- Vol.79. - P.337-347.
166. **Kuno H.** Differentiation of basaltic magmas//*Basalts*/Ed. H.H.Hess.- N.Y.: Interscience, 1968. - Vol.2.- P.623-688.
167. **Kutty T.R.N., Iyer G.V., De Poli E.** REE geochemistry of pink granulites from north Arcot District, Tamil Nadu//*J. Geol. Soc. India.*- 1983.- Vol.24, N 3.- P.113-133.

168. **Lambert I.B., Heier K.S.** The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust//*Geochim. et Cosmochim. Acta.*- 1967.- Vol.31, N 3.- P.377-390.

169. **Lambert I.B., Heier K.S.** Chemical investigations of deep-seated rocks in Australian shield//*Lithos.*- 1968.- Vol.1.- P.30-53.

170. **La Roche H.** Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques//*C. r. Acad. Sci.*- 1968.- Vol.267.- P.39-42.

171. **Long P.E.** Experimental determination of partition coefficients for Rb, Sr and Ba between alkali feldspar and silicate liquid//*Geochim. et Cosmochim. Acta.*- 1978.- Vol.42.- P.833-846.

172. **Martin H.** Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element composition//*J. Petrol.*- 1987.- Vol.28, N 5.- P.921-954.

173. **McGregor V.R.** The early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland//*Phil.Trans. Roy. Soc. London.*- 1973.- Vol.A273.- P.343-358.

174. **McLennan S.M., Taylor S.R.** Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary recycling//*Nature.*- 1980.- Vol.285.- P.621-624.

175. **McLennan S.M., Taylor S.R., McGregor V.R.** Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland//*Geochim. et Cosmochim. Acta.*- 1984.- Vol.48, N 1.- P.1-13.

176. **McLennan S.M., Nance W.B., Taylor S.R.** Rare earth element - thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust//*Geochim. et Cosmochim. Acta.*- 1980. - Vol.44. - P.1833-1839.

177. **Mittlefehldt D.W., Miller C.F.** Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas//*Geochim. et Cosmochim. Acta.*- 1983.- Vol.47, N 1.- P.109-124.

178. **Miyashiro A.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins//*Amer. J. Sci.* - 1974.- Vol.174.- P.321-355.

179. **Newton R.C., Hansen E.C.** The origin of Proterozoic and late Archean charnockite - evidence from field relations and experimental petrology//*Proterozoic Geol.:Select. Pap. Int. Proterozoic Symp.*- 1983.- P.167-178.

180. **Newton R.C., Smith J.V., Windley B.F.** Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth//*Nature.*- 1980.- Vol.288.- P.45-49.

181. **Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins//Continental basalts and mantle xenoliths.- Amsterdam: Shiva Publications, 1983.- P.230-232.

182. **Pearce J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis//Earth and Planet. Sci. Lett.- 1973.- Vol.19.- P.290-300.

183. **Perchuk L., Gerja T., Nozhkin A.** Petrology and retrograde P-T path in granulites of the Kanskaya formation, Yenisey range, Eastern Siberia//J. Metamorphic Geol.- 1989.- N 7.- P.599-617.

184. **Petersen J.S.** Rare-earth element fractionation and petrogenetic modeling in charnokitic rocks, Southwest Norway//Contribs. Mineral and Petrol.- 1980.- Vol.73, N 1.- P.116-172.

185. **Philpotts I.A., Schnetzler C.C.** Phenocryst - matrix coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis//Geochim. et Cosmochim. Acta.- 1978.- Vol.34.- P.307-322.

186. **Precambrian plate tectonics**/Ed. Kroner A. - Amsterdam et al.: Elsevier, 1981.- 781 p.

187. **Raju R.D., Satynarayana B., Rao J.S.R.K.** Radioactive elemental content in high grade metamorphic rocks of the Narsipatham area in the Eastern Ghats and its bearing on the nature of Archaean crust of the Indian Shield//Indian J. Earth Sci.- 1984.- Vol.11, N 3/4.- P.225-232.

188. **Rare earth element geochemistry**/Ed. Henderson P.- Amsterdam et al.: Elsevier, 1984.- 510 p.

189. **Rogers I.I.W., Adams I.A.S.** Th: abundance in common igneous rocks//Handbook of Geochemistry/ Ed. Wedepohl K.H. - Berlin: Springer-Verlag, 1978.- P.90-E-1 - 90-E-12.

190. **Rollinson H.R., Windley B.F.** Selective elemental depletion during metamorphism of Archaean granulites, Scourie, N.W.Scotland//Contribs. Mineral. and Petrol. - 1980. - Vol.72, N 3.- P.257-263.

191. **Rosen O.M., Nozhkin A.D., Zlobin V.L., Rachkov V.S.** Distribution of radioactive elements in the metamorphic rocks of the Anabar Shield: origin of the rocks and evolution of the crust//Inter. Geol. Rev.- 1989.- Vol.31, N 8.- P.780-791.

192. **Rudnick R.L., McLennan S.M., Taylor S.R.** Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terranes//Geochim. et Cosmochim. Acta.- 1985.- Vol.49, N 7.- P.1645-1655.

193. **Shaw D.M.** A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis//Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1968.- Vol.32.- P.573-602.

194. **Shaw D.M.** The origin of the Apsley gneiss, Ontario//Canad. J. Earth Sci.- 1972.- Vol.9.- P.18-35.
195. **Sighinolfi G.P.** Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism//Geochim. et Cosmochim. Acta.- 1971.- Vol.35, N 10.- P.1005-1021.
196. **Sighinolfi G.P., Figueredo M.C.H., Fyfe W.S. et al.** Geochemistry and petrology of the Jequie granulite complex (Brazil): an Archaean basement complex//Contribs. Mineral. and Petrol. - 1981.- Vol.78.- P.263-271.
197. **Speer J.A.** Zircon//Orthosilicates/Ed. Ribbe P.H. Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy.- 1980.- Vol.5.-P.67-112.
198. **Stalile H.J., Raith M., Hoernes S., Delf A.** Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, Southern India//J. Petrol. - 1987.- Vol.28, N 5.- P.803-834.
199. **Sung Yong.** Archean metasedimentary rocks with REE patterns of granodiorite in central China//Geol. Rev. - 1988. - Vol.34, N 3. - P.268-271.
200. **Tarney J., Windley B.F.** Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower crust//J. Geol. Soc. London. - 1977.- Vol.134. - P.153-172.
201. **Tourrette T.Z., Burnett D.S.** Experimental determination of U and Th partitioning between clinopyroxene and natural and synthetic basaltic liquid//Earth and Planet. Sci. Lett. - 1992. - Vol.110, N 1/4. - P.227-244.
202. **Turekian K.K., Wedepohl K.H.** Distribution of the elements in some major units of the earth's crust//Geol. Soc. Amer. Bull. - 1961. - Vol.72, N 2. - P.175-190.
203. **Weaver B.L.** Rare-earth element geochemistry of Madras granulites//Contribs. Mineral. and Petrol. - 1980. - Vol.71.- P.271-279.
204. **Weaver B.L., Tarney J.** Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust//Earth and Planet. Sci. Lett. - 1980. - Vol.51, N2. - P.279-296.
205. **Weaver B.L., Tarney J.** Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models//Earth. and Planet. Sci. - 1981.- Vol.55, N 1.- P.171-180.
206. **Werner C.D.** Saxonian granulites - a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes//Gerlands Beitr. Geophys. - 1987.- Vol.96, N 3-4. - P.271-290.
207. **Winchester I.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements//Chem. Geol. - 1977.- Vol.20, N 4.- P.325-343.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ABSTRACT	5
ПРЕДИСЛОВИЕ (А.Д.Ножкин, О.М.Туркина).	7
КАНСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (А.Д.Ножкин)	13
Строение, основные типы пород и возраст	-
Особенности состава минералов и метаморфизм	19
Химический состав метаморфических пород и природа исходного вещества по данным о распределении петрогенных, редких и редкоземельных элементов	26
Гнейсы	-
Основные кристаллосланцы	56
Метаморфизованная анортозит-пироксенит-габбро-норитовая ассоциация	68
Чарнокиты	75
Граниты ортоклазовые	89
Закономерности распределения радиоактивных элементов и поведение их при метаморфизме	94
Радиоактивные элементы в породах чарнокит-гранулитового комплекса	95
Уран и торий в минералах	105
Поведение урана и тория при метаморфизме	115
О вариации калий-рубидиевых отношений	123
Основные выводы по геохимии гранулитов	125
ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ГРАНУЛИТ-ЧАРНОКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (О.М.Туркина)	129
Метаморфические породы	-
Химический состав	130
Протолиты метаморфических пород	145
Поведение микроэлементов при гранулитовом метаморфизме (А.Д.Ножкин, О.М.Туркина)	148

Чарнокиты	150
Химический состав	151
Петрогенезис чарнокитов	163
Поведение микроэлементов при чарнокитообразовании	167
РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ, ВАЛОВОЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ (А.Д.Ножкин, О.М.Туркина)	173
Радиоактивные элементы как индикаторы степени дифференциро- ванности вещества	-
Радиогеохимическая неоднородность гранулитовых комплексов . . .	175
Сравнительная оценка валового химического и микроэлементного состава гранулитового слоя коры Ангаро-Канского и Шарыжал- гайского выступов	179
Модели и возможные обстановки образования метавулканитов . . .	190
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	205

CONTENTS

ABSTRACT	5
PREFACE (A.D.Nozhkin, O.M.Turkina)	7
KANSK GRANULITIC COMPLEX (A.D.Nozhkin)	13
Structure, main types of rocks and age	-
Composition of minerals and metamorphism	19
Bulk chemical composition of metamorphic rocks and nature of primary matter based on distribution of major, trace and rare earth elements	26
Gneisses	-
Basic crystalline schists	56
Metaanorthosite - pyroxenite - gabbro - noritic association	68
Charnockites	75
Orthoclastic granites	89
Characteristic features of radioactive elements distribution and their behaviour during metamorphism	94
Radioactive elements in the rocks of charnockite-granulitic complex	95
Uranium and thorium in minerals	105
Behaviour uranium and thorium during metamorphism	115
Variations of K/Rb ratio	123
Basic conclusions about granulite geochemistry	125
SHARYZHALGAY GRANULITE-CHARNOCKITIC COMPLEX (O.M.Turkina)	129
Metamorphic rocks	-
Chemical composition	130
Protoliths of metamorphic rocks	145
Behaviour of trace elements during granulitic metamorphism (A.D.Nozhkin, O.M.Turkina)	148
Charnockites	150
Chemical composition	151
Petrogenesis of charnockites	163
Behaviour of trace elements during charnockite formation	167

RADIOGEOCHEMICAL HETEROGENEITY, BULK CHEMICAL COMPOSITION OF GRANULITIC COMPLEXES AND NATURE OF PROTOLITHS	
(A.D.Nozhkin, O.M.Turkina)	173
Radioactive elements as indicators of differentiation	-
Radiogeochemical heterogeneity of granulitic complexes	175
Comparative estimation of bulk chemical composition of crustal granulite layer for Angara-Kansk and Sharyzhgaysk blocks	179
Models and possible geodynamic environments of metavolcanics formation	190
REFERENCES	205

Доп. темат. план выпуска самост. изданий СО РАН
на 1992 г. (монографии), N 13

Научное издание

Ножкин Александр Дмитриевич

Туркина Ольга Михайловна

ГЕОХИМИЯ ГРАНУЛИТОВ
КАНСКОГО И ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Научный редактор
академик Н.Л.Добрецов

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии СО РАН

Редактор Р.Н.Ильина
Оператор компьютерного набора Л.В.Лысенко
Художественный редактор М.И.Ляшенко
Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 11.02.94.
Формат 60x84/16. Бумага тип. N 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать.
Печ.л. 13,0. Уч.-изд.л.12,95. Тираж 400 экз. Заказ N 28.

Новосибирск, 90, Университетский просп., 3,
ОИГГМ СО РАН, УОП