

НАУЧНЫЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 550382.3+552.13+57136

**МАГНИТОПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ
ФОРМИРОВАНИЯ НЕДР КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
(на примере изучения ксенолитов из кимберлитов Якутии)**

© 1995 г. Ю. С. Геншафт¹, Д. М. Печерский², З. В. Шаронова², Н. А. Миронова¹,
В. А. Цельмович³, З. В. Специус⁴, И. П. Илупин⁵

¹Институт сейсмологии ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН

²Институт планетарной геофизики ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН

³Геофизическая обсерватория ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Борок

Якутнипромалмаз, Якутск

⁵ЦНИГРИ, Москва

Поступила в редакцию 06.07.93 г.

В геологической жизни горных пород различных глубин земной коры происходят многократные изменения их состава и структурного состояния, связанные с изменением геодинамических режимов и, как следствие этого, с изменением глубинных физико-химических условий, что, в частности выражается в изменениях теплового и флюидного режима, полей напряжений и деформационного состояния, метаморфизме, метасоматическом привносе-выносе компонентов состава и т.п. Все это должно найти отражение в физических свойствах горных пород. В ряду отмеченных изменений важное место занимают преобразования в рудных минералах - титаномагнетитах и ильменитах - основных носителях магнетизма пород. Поэтому, анализируя последовательные преобразования минерального вещества земных недр, мы можем проследить историю формирования магнитных свойств глубинного вещества.

Прямыми фрагментами вещества земных недр являются ксенолиты горных пород, выносимые на поверхность Земли базальтами, кимберлитами и другими магматическими образованиями. Именно в ксенолитах с наибольшей уверенностью можно ожидать сохранность состава и свойств, присущих глубинному веществу. В этой связи авторы ранее провели петролого-петромагнитное изучение ксенолитов из магматических пород (преимущественно базальтов) различных регионов, характеризующихся высокой тектоно-магматической активностью в позднем кайнозое [1 - 5]. Обобщение геологических и петромагнитных данных [S] показало, что возможные носители высокой намагниченности - глубинные породы, образующие низы континентальной коры, в подавляющем большинстве своем первоначально образовались как поверхностные и близповерхностные магматические породы. Новообразования магнитных минералов происходили главным

образом путем переработки первично-магнитных минералов, что приводило к незначительному изменению общей намагниченности глубинного вещества. Последнее впервые было обосновано на примере изучения исландских коровых ксенолитов [4].

Как продолжение подобных исследований предпринята настоящая работа по изучению ксенолитов коровых пород из кимберлитовых трубок Якутии. В отличие от упомянутых выше объектов ксенолиты, изученные в настоящей работе, находились не в молодых базальтах, а в достаточно древних кимберлитах. Такие породы испытали разнообразные изменения минерального состава с момента своего поверхностного (или малоглубинного) образования в виде вулканических (субвулканических, интрузивных) и/или вулканогенно-осадочных отложений, как на стадии своего погружения в низы коры, приочагового прогрева, захвата магмой и выноса обломков на поверхность, так и на стадии приповерхностного существования в жерле кимберлитовой трубки. В ходе преобразований могли произойти различные изменения первично-магматических и образование новых рудных минералов, в частности за счет железистых силикатов. Вклад последних в формирование магнитных минералов глубинных горных пород представляется незначительным [4,5]. Одной из целей настоящего исследования была проверка такого предположения.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены 127 образцов ксенолитов пород земной коры из различных кимберлитовых трубок Якутии разного возраста (от палеозойских до мезозойских). Наиболее представительна коллекция ксенолитов из трубки Удачная Далдынского поля (57 образцов). Можно полагать, что исследованные нами образцы ксенолитов характеризу-

ют в общем субстрат некоторой глубинной зоны земной коры древней Восточно-Сибирской платформы.

Все образцы изучены петромагнитным методом и 78 - петрографическим. Для представительной части образцов групп, выделенных по результатам этого изучения, определен валовый химический состав; исследовались состав и структура породообразующих и рудных минералов, их структурные взаимоотношения на электронном микроанализаторе "Camebax" при стандартных режимах: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 10 нА. При расчетах химических составов минералов по данным рентгено-спектрального микроанализа использована корректирующая программа "Пума". Расчеты P , T , fO_2 минеральных равновесий выполнены по программам GPP, GEOPATH (разработчики Л.Л. Перчук и И.И. Геря) и по другим известным минеральным геотермометрам (программа составлена С.К. Симановым).

Петромагнитные исследования проведены по стандартным методикам [6, 7]: измерены магнитная восприимчивость k и ее анизотропия, намагниченность насыщения I_s и остаточная намагниченность I_r , остаточная коэрцитивная сила H_{cr} ; выполнен термомагнитный анализ (терморазрушение разных видов намагниченности, определение точек Кюри и др.); изучено поведение различных видов остаточной намагниченности при разрушении их переменным магнитным полем; для оценки доменного состояния магнитных минералов применен термомагнитный метод Большакова-Щербаковой [8]; по величине параметра $N_i = \frac{\Delta H}{H_0}$, где ΔH – расхождение между спектрами намагничивания из естественного и нулевого состояния в прямолинейной области спектра, H_0 – поле конца прямолинейного участка спектра, определена предельная (выше или ниже точки Кюри) температура образования магнитных минералов методом Шолпо-Лузяниной [9]. Если $N_i \geq 0.25$, то ферримагнетик в течение своей истории находился при температуре выше точки Кюри.

Статистическая обработка результатов исследований выполнена с помощью программы, составленной Ф.Л. Яковлевым.

ПЕТРОГРАФИЯ КСЕНОЛИТОВ

По соотношению минеральных фаз изученные ксенолиты могут быть разделены на три группы: I - породы отчетливо магматического генезиса, II - безгранатовые породы гранулитовой фации метаморфизма, III - гранатизированные породы гранулитовой фации метаморфизма или эклога-газированные породы. Как будет показано дальше, этому разделению пород соответству-

ют и отличия в составах одноименных минералов. Принадлежность пород II и III групп к указанным фациям дана условно, так как равновесия минералов в принципе могли быть нарушены в процессах диафтореза. Во всяком случае, определенно можно утверждать, что породы III группы относятся к более высокой ступени метаморфизма по сравнению с породами II группы.

В свою очередь, каждая из указанных групп может быть подразделена на ряд подгрупп, различающихся прежде всего количественными соотношениями минералов одной парагенетической ассоциации (табл. 1). Кроме того, все породы в той или иной мере подвержены заведомо наложенным вторичным изменениям: серпентинизации, хлоритизации, карбонатизации. В целом, метаморфические породы изменены слабее магматических и минимально изменены ксенолиты трубки Удачной. Среди коровых ксенолитов, особенно из базальтоидов, широко распространены подплавленные породы [10, 11], что не характерно для рассматриваемых включений из кимберлитов.

1. Магматогенные породы

1.1. Габбро серпентинизированное и карбонатизированное. Породы с порфировой структурой, образованной крупными (до 4 мм) зернами клинопироксена на фоне мелкозернистой серпентин-карбонатной массы. В образце Ун-кс-5 клинопироксен реликтовый, зональный, идиоморфный, замещается биотитом. В образце От-кс-1 в порфировых выделениях клинопироксена мелкий идиоморфный лейстовидный плагиоклаз образует пойкилоофитовую структуру.

1.2. Пироксениты серпентинизированные, отличаются как первичным составом, так и степенью измененности: мелко-среднезернистый вебстерит Об-73-2 и амфиболовый клинопироксенит Мкн-кс-1 слабо серпентинизированы, а клинопироксенит Ун-кс-8 почти наполовину замещен серпентином. Структура пород панидиоморфнозернистая, иногда реликтовая в случае сильной серпентинизации.

1.3. Диориты слабо серпентинизированные, породы мелко-среднезернистые, слабо затронуты вторичными изменениями. Клиннопироксен обычно замещается по краям и иногда нацело амфиболом, биотитом, рудным, серпентином (хлоритом), кальцитом, бурым лучистым агрегатом. Плагиоклаз представлен андезином N 33-35. Иногда идиоморфные кристаллы плагиоклаза превращены в агрегаты зерен или частично замещены карбонатом. В образце Кмр-кс-4 присутствуют крупные агрегаты граната (до 6 мм); по контакту граната с плагиоклазом имеются тонкие

Таблица 1. Минеральный состав ксенолитов глубинных пород земной коры из кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции (объемн. %)

Образец	Ол	Опи	Кли	Амф	Акт	Эп	Би	Гр	Пл	Хл	Серп	Кб	Рудн	Ап	Кв	Сф	Кшш	Уг	Цр	Ст	Сж	Ми
Серпентинизированные и карбонатизированные габбро																						
От-кс-1	-	-	32	-	-	-	15	-	20	-	20	10	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ун-кс-5	-	-	15	-	-	-	25	-	+	-	35	20	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Серпентинизированные пироксениты																						
Мкн-кс-1	5	-	65	20	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Об-73-2	-	47	45	-	-	-	-	-	2	-	5	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ун-кс-8	-	-	45	+	-	+	5	-	-	-	47	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Серпентинизированные диориты																						
Ик-ан-66	-	-	24	+	-	-	+	-	70	-	3	+	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Нв-кс-20	-	-	15	+	-	-	-	-	85	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Р-ол-487	-	-	-	7	-	+	3	-	70	-	10	5	5	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Ун-кс-9	-	-	15	-	-	-	10	-	55	-	5	5	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Я-11	-	2	25	-	-	-	2	-	70	-	+	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кмр-кс-4	-	-	25	-	-	-	+	35	40	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Серпентинизированные и карбонатизированные породы																						
Дл-к-4	-	-	30	10	-	-	-	-	-	-	30	29	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Р-кс-66	-	-	-	-	-	-	5	25	-	-	65	-	2	-	-	3	-	-	-	-	-	-
219-4183	-	-	5	-	-	-	+	77	+	-	10	5	-	-	-	3?	-	-	-	-	-	-
Ко-кс-2	-	-	-	-	-	-	+	20	-	-	37	40	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-
Об-106	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	25	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ун-кс-6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	60	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ун-кс-7	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	18	80	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Горнблендиты																						
К84-10	-	-	-	-	100	-	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
К87-28	-	-	-	-	97	-	2	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
К87-102	-	-	-	-	97	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Пироксеновые и амфиболовые плагиогнейсы																						
Нг-74	-	-	15	-	-	-	-	-	64	-	-	-	1	-	20	-	-	-	-	-	-	-
Об-100	-	-	25	-	-	-	-	-	60	+	-	-	-	-	10	-	+	5	-	-	-	-
Нв-2/4	-	-	-	15	-	-	+	+	74	-	-	-	1	+	10	-	-	-	-	-	-	-
Биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты																						
К84-7	-	-	-	25	-	-	3	-	72	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-
К84-8	-	-	-	30	-	-	7	-	62	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-
2183	-	-	+	30	-	-	10	-	60	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2062	-	-	5	50	-	-	-	-	45	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
К84-5	-	-	-	50	-	-	3	-	47	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2184	-	-	-	-	-	-	7	-	93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2144	-	-	-	15	-	-	5	25	53	-	-	-	2	+	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 1. (Продолжение)

Образец	Ол	Опи	Кли	Амф	Акт	Эп	Би	Гр	Пл	Хл	Серп	Кб	Рудн	Ап	Кв	Сф	Кшш	Уг	Цр	Ст	Ск	Ми
Двупироксен – амфиболовые сланцы																						
2003	-	2	+	-	-	-	-	1	10	-	-	-	2	-	10	-	75	-	-	+	-	-
2123	-	7	-	10	-	-	2	-	80	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2137	-	2	20	25	-	-	-	-	50	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2147	-	3	10	25	-	-	15	-	45	-	-	-	2	+	-	-	-	-	-	-	-	-
2154	-	+	3	3	-	-	+	40	53	-	+	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2166	-	5	20	35	-	-	-	-	40	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2168	-	3	3	3	-	-	-	3	85	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2176	-	6	6	6	-	-	-	-	80	-	-	-	2	-	-	-	-	-	+	-	-	-
К87-87	-	1	1	-	-	-	-	-	88	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
к87-106	-	7	8	-	-	-	-	10	72	-	+	-	3	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Нг-76	-	-	30	-	-	-	+	-	69	-	-	-	1	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Нг-77	-	+	30	10	-	-	10	-	47	-	-	-	3	-	-	-	+	-	-	-	-	-
К87-66	-	3	2	-	-	-	1	-	93	-	-	-	1	+	-	-	-	-	-	-	-	-
1008/1	-	5	10	15	-	-	-	-	65	-	+	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Пироксен-амфиболовые сланцы																						
Нг-73	-	-	10	20	-	-	+	-	67	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Укс-2	-	-	15	+	-	-	+	-	45	-	38	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2136	-	-	20	25	-	-	+	-	52	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2150	-	-	15	30	-	-	10	-	43	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Нвк-2-2	-	-	25	3	-	-	-	2	68	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Нг-72	-	-	30	1	-	-	3	-	63	-	-	-	3	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Плагноклазовые породы с гранатом и пироксеном																						
2001	-	-	-	-	-	-	-	30	60	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	10	-
2149	-	+	8	-	-	-	+	10	80	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2179	-	-	5	-	-	-	-	15	80	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-
2178	-	-	1	-	-	-	-	-	96	-	-	-	1	-	-	2	-	-	-	-	-	-
2182	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	7	+	90*	-	-	-	-	-
Амфибол-пироксеновые гранатизированные сланцы																						
2004	-	-	15	15	-	-	-	30	35	+	-	-	3	-	-	-	-	-	-	+	2	-
2015	-	-	30	5	-	-	-	20	37	5	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2017	-	-	15	5	-	-	-	10	65	3	-	-	2	+	-	-	-	-	-	-	-	-
2037	-	-	15	20	-	-	-	40	8	15	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2041	-	-	35	12	-	-	-	20	30	2	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2059	-	-	27	3	-	-	-	35	30	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	+	-	-
Дл-кс-165	-	-	15	15	-	-	10	30	-	-	+	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Зр-352	-	-	10	2	-	-	-	10	10	-	-	-	3	-	-	-	65*	-	-	-	-	-
2154	-	-	3	3	-	-	+	40	53	-	+	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2157	-	-	7	13	-	-	+	15	65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2159	-	-	6	7	-	-	-	50	20	-	15	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2160	-	-	5	5	-	-	+	50	-	-	15	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2161	-	-	20	20	-	-	-	29	30	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2194	-	-	10	10	-	-	-	25	53	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2214	-	-	24	+	-	-	-	24	50	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
К-87-67	-	-	10	5	-	-	-	25	57	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
К-87-161	-	-	70	+	-	-	-	20	7	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	+	-	-

Таблица 1. (Окончание)

Образец	Ол	Опи	Кпи	Амф	Акт	Эп	Би	Гр	Пл	Хл	Серп	Кб	Рудн	Ап	Кв	Сф	Кпш	Уг	Цр	Ст	Ск	Ми
Пироксен-гранатовые сланцы																						
2030а	-	-	28	-	-	-	-	29	40	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2145			15				+	25	60	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
2152			35				-	15	45	-	+	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2162			40				-	15	42	+	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	+
К-87-79			48				-	20	30	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Ол - оливин, Опи - ортопироксен, Кпи - клинопироксен, Амф - амфибол, Акт - актинолит, Эп - эпидот, Би - биотит, Гр - гранат, Пл - плагиоклаз, Хл - хлорит, Серп - серпентин (хлорит), Кб - карбонат (кальцит), Рудн - рудные, Ап - апатит, Кв - кварц, Сф - сфен, Кпш - калиевый полевой шпат, Уг - графит, Цр - циркон, Ст - стекло, Ск - скаполит, Ми - тип минерала не определен.

* пертитовые сростки щелочного полевого шпата и плагиоклаза;

+ единичные зерна.

темные реакционные каймы. Породы характеризуются призматической зернистой структурой.

1.4. Горнблендиты - средне-крупнозернистые (до 7 мм) породы, структура пород панидиоморфнозернистая.

1.5. Серпентинизированные и карбонатизированные породы неопределенного генезиса. В большинстве образцов сохранились лишь отдельные первичные минералы. В образце Ун-кс-6 сохранилась реликтовая панидиоморфнозернистая структура первичной магматической породы, в которой кристаллы таблитчатой и лейстовидной формы полностью замещены карбонатом. Иногда в результате замещения темноцветных минералов выделилось до 10 -15% рудного.

///. Безгранатовые породы гранулитовой фации метаморфизма

П.1. Пироксеновые и амфиболовые плагиогнейсы - лейкократовые мелкозернистые породы, в них преимущественно развит плагиоклаз N 33-42 и кварц. Встречаются микроклин и антипертитовые вроски калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Структура плагиогнейсов нематогранобластовая.

П.2. Биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином N 30-34. Минеральная ассоциация соответствует уровню среднетемпературной амфиболитовой фации метаморфизма, в породах отчетливо видны разновременные деформационно-метаморфические текстуры. В одном из образцов сланца и в амфиболите наблюдаются две пересекающиеся линейные ориентировки по амфиболу и биотиту, ранняя и поздняя, а также начало образования дифференцированной полосчатости, по времени связанной с поздней линейностью.

П.3. Двупироксеновые амфиболовые сланцы - мелко-среднезернистые образования. Выделяются

две разновидности высокотемпературного амфибола: желто-зелено-бурый и желто-буро-коричневый. Встречаются две разновидности граната: мелкий идиоморфный порфиروبластовый и агрегат крупных зерен - результат гранатизации породы. По составу плагиоклаз-андезин N 45-50. В некоторых образцах по плагиоклазу развивается серицит. В единичных образцах наблюдается гранитизация: появляется кварц, вроски калиевого полевого шпата в плагиоклазе и плагиоклаза в микроклин. Здесь же обнаружены признаки подплавления породы - пленки стекла между зернами. Структура сланцев нематогранобластовая. Минеральная ассоциация соответствует гранулитовой фации метаморфизма. Однако, по химическому составу минералов из этих пород, они ближе к амфиболитовой фации.

П.4. Пироксен-амфиболовые сланцы близки к породам предыдущей группы, в них только отсутствует ромбический пироксен.

III. Гранатизированные (эклогизированные) породы гранулитовой фации метаморфизма

Ш.1. Плагиоклазовые породы с гранатом и пироксеном. Гранат крупный, до 5 мм, иногда идиоморфный (образец 2149), по-видимому, самый поздний в этой ассоциации минерал. Идиоморфизм обусловлен ростом при метаморфизме (порфиروبластез). Обычно плагиоклаз-андезин N 42-47, в образце 2178 (практически мономинеральная порода) - более кислый (N 30). Образец 2182 сложен в основном зернами пертита - прорастания калиевого полевого шпата плагиоклазом. Вероятно, эта группа пород характеризует переходные условия между амфиболитовой и гранулитовой фациями метаморфизма, на что указывают особенности химического состава слагающих породы минералов.

Ш.2. Амфибол-пироксеновые гранатизированные сланцы. Амфибол (зелено-бурый, буро-коричневый) характерен для высокотемпературной амфиболитовой фации и равновесен с пироксеном. Плагноклаз-андезин N 35-40, иногда серицитизирован и калишпатизирован по краям; местами, по-видимому, подплавлен и превращен в микрозернистый или лучистый агрегат со стеклом. Вероятно, подплавлен и пироксен, замещаемый желто-бурыми пленками, состоящими из магнетита, хлорита, кальцита. Гранат поздний, часто наблюдается, как он замещает пироксен с выделением рудного в виде неправильных зерен; местами видно, что зоны гранатизации секут полосчатость и линейность сланцев. Размеры зерен граната, иногда идиоморфного, порфиробластового, намного превышают размеры первичных минералов и достигают 4-10 мм. Структура пород нематогранобластовая. Минеральная ассоциация указывает на высокотемпературный характер образования пород в амфиболитовой фации метаморфизма с наложением интенсивной гранатизации в условиях гранулитовой фации.

Ш.3. Пироксен-гранатовые сланцы. Плагноклаз-андезин N 50. Структура пород нематогранобластовая. В некоторых сланцах отмечается полосчатая текстура. Как и в предыдущем случае минеральная ассоциация соответствует уровню, амфиболитовой фации с наложенной на нее поздней гранатизацией.

МИНЕРАЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Данные изучения состава минералов ксенолитов (табл. 2, 3) позволили, с одной стороны, про-

следить за изменением состава одноименных минералов при сопоставлении выделенных групп пород, а с другой, – оценить по минералогическим термобарометрам условия образования различных минеральных парагенезисов. Так, при переходе от безгранатовых пород гранулитовой фации к гранатизированным наблюдаются закономерные изменения состава клинопироксена, плагноклаза, амфибола. В клинопироксене увеличиваются содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , MgO и снижаются концентрации FeO^* , MnO , CaO . При этом растет доля октаэдрического алюминия (рис. 1а). На диаграмме $Al(IV)-f-Ca$ (рис. 1б) клинопироксены попадают в поле двупироксен-плагноклазовых пород гранулитовой фации, а пироксены группы III сдвигаются в поле эклогитоподобных пород [12]. Плагноклаз становится более кислым, а амфибол менее железистым и более щелочным. Все сказанное однозначно указывает на более глубокий уровень (более высокую ступень) метаморфизма. Разные дискриминантные диаграммы для амфиболов [13 - 15] показывают, что минералы рассматриваемых групп принадлежат к породам гранулитовой или амфиболитовой фации (рис. 2а, б). Гранаты на диаграммах пироп-альмандин-гроссуляр [16, 17] попадают в поле гранулитовой фации вблизи границы с амфиболитовой фацией (рис. 3а, б). По соотношению TiO_2 и железистости f биотиты также относятся к полю гранулитовых пород [13] (рис. 4).

Предполагая равновесность составов минералов, приходим к важному выводу о близости $P-T$ условий существования пород обеих групп в области основного пути формирования гранулитов. P, T точка равновесия плагноклаз-амфиболовой

Таблица 2. Средние составы силикатных минералов ксенолитов пород земной коры разных ступеней метаморфизма из кимберлитов Якутии (мас. %)

Минерал	N	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO^*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Породы без граната (группа II)											
Кпи	4	51.40	0.27	2.15	0.04	12.86	0.31	11.69	21.28	0.36	–
Пл	6	58.09	–	26.77	–	0.09	–	0.01	7.66	6.98	0.27
Опи	4	50.93	0.14	1.30	0.03	30.89	0.67	17.38	0.64	–	–
Амф	3	42.26	2.19	13.13	0.02	16.06	0.28	11.46	11.32	1.45	1.76
Би	3	37.84	5.26	16.21	0.05	16.22	0.08	13.95	0.02	–	9.31
Гранатизированные породы (группа III)											
Кпи	8	50.76	0.43	4.45	0.02	10.21	0.14	12.27	20.52	1.54	–
Гр	7	38.86	0.08	22.67	0.04	27.28	0.75	7.67	6.19	–	–
Пл	7	59.78	0.05	25.49	–	0.06	0.02	–	6.10	7.98	0.44
Амф	3	40.68	2.33	13.02	0.01	14.61	0.09	12.12	11.31	1.79	2.22
Би	1	39.05	5.89	14.12	0.12	10.46	–	17.65	0.07	–	9.57

Примечание. FeO^* – суммарное содержание железа, подсчитанное в закисной форме. N – число проанализированных зерен. Остальные обозначения см. табл. 1.

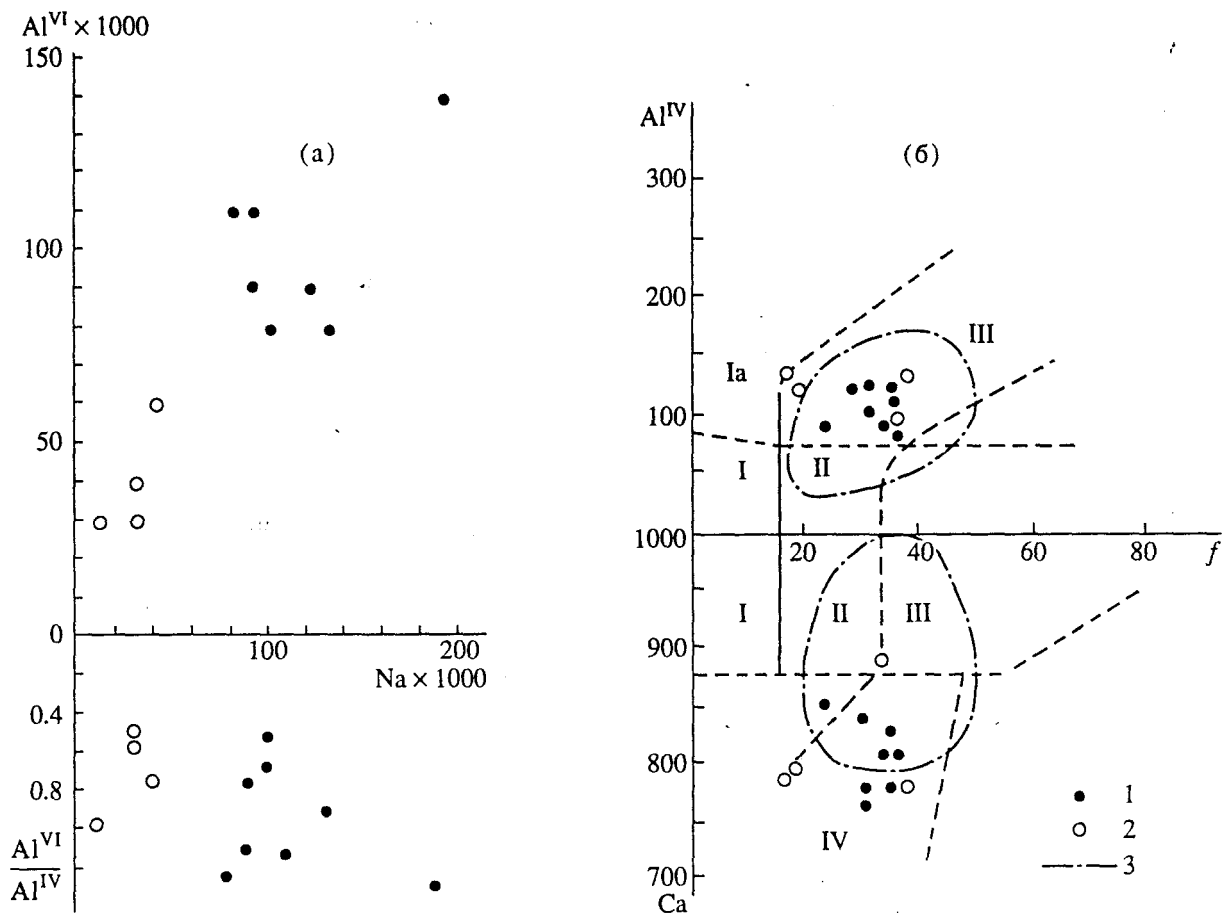


Рис. 1. Особенности составов клинопироксенов из двупироксеновых (1) и гранатизированных (2) сланцев: соотношение октаэдрического и тетраэдрического алюминия (Al^{VI}/Al^{IV}), содержания октаэдрического алюминия и натрия (атомные количества) (а) и соотношения содержаний тетраэдрического алюминия, кальция и железистости ($f = Fe/(Fe + Mg)$) (б). Показаны поля клинопироксенов из глубинных скарнов (I - III), эклогитоподобных пород (IV), двупироксен-плаггиоклазовых пород (3), по [12].

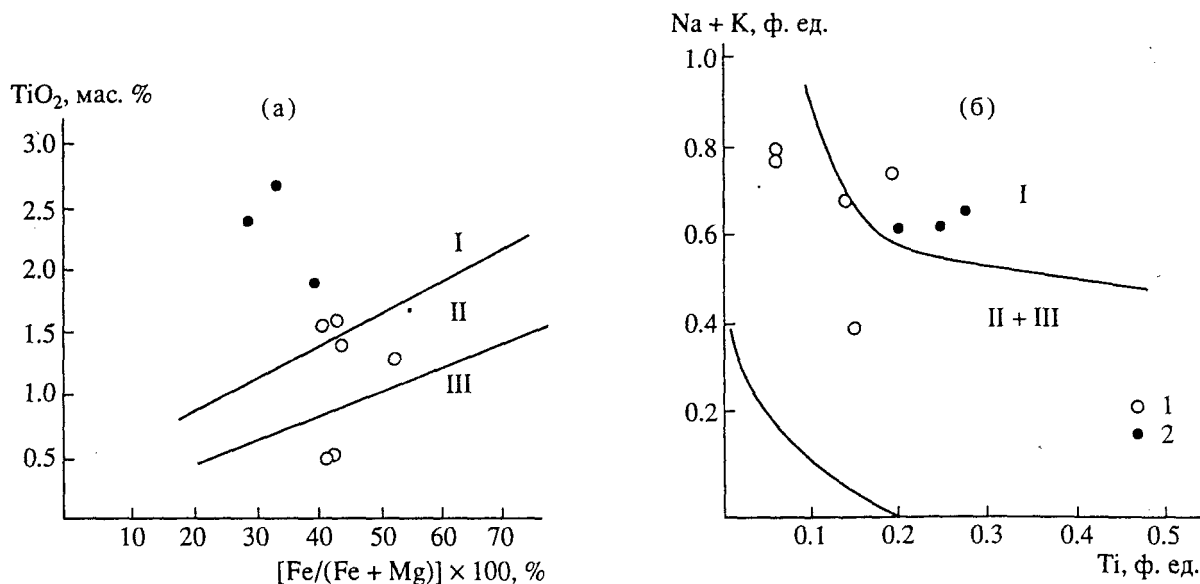


Рис. 2. Особенности состава амфибола из безгранатовых (1) и гранатизированных (2) метаморфических пород: соотношение содержания TiO_2 (мас. %) и железистости ($Fe/(Fe + Mg)$) (а) и суммарного содержания щелочей ($Na + K$) и титана (формульные единицы) (б). Показаны поля гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой фации (III), по [14, 15].

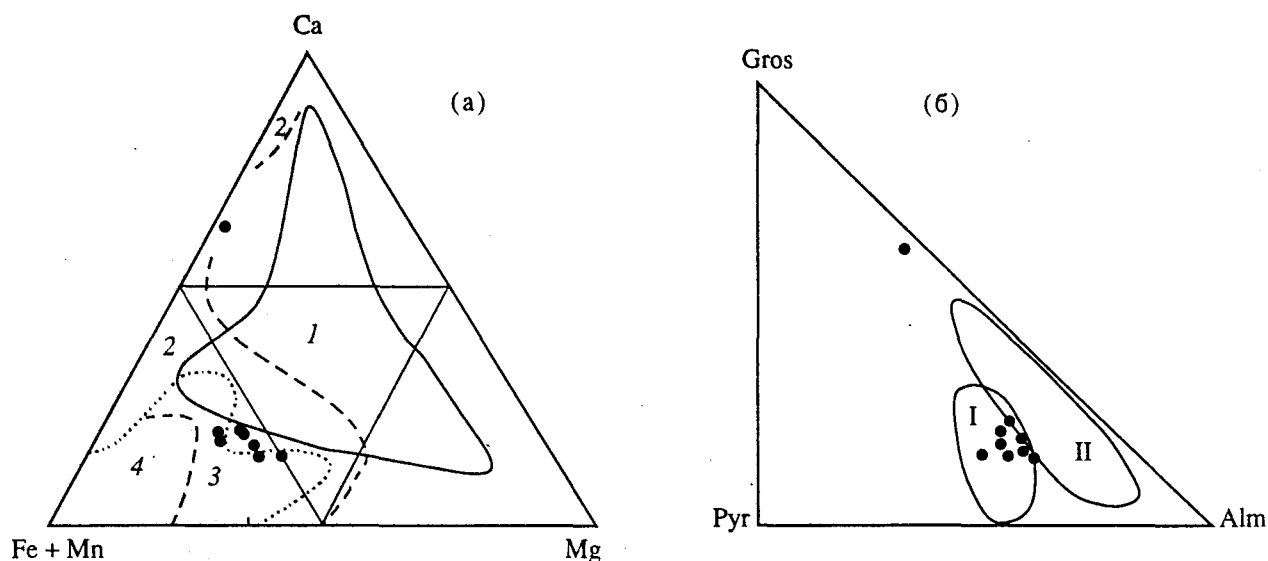


Рис. 3. Особенности состава гранатов из пород III группы (см. текст) на диаграмме альмандин (Alm) – гроссуляр (Gros) – пироп (Pyr) с полями, по [16] (а) и по [17] (б). Показаны поля гранатов из эклогитов (I), гранулитов (2), амфиболитов (3), роговиков (4) [16], архейских пород гранулитовой фации юга Алданского щита (I), нижнепротерозойских пород амфиболитовой фации Станового комплекса (II) [17].

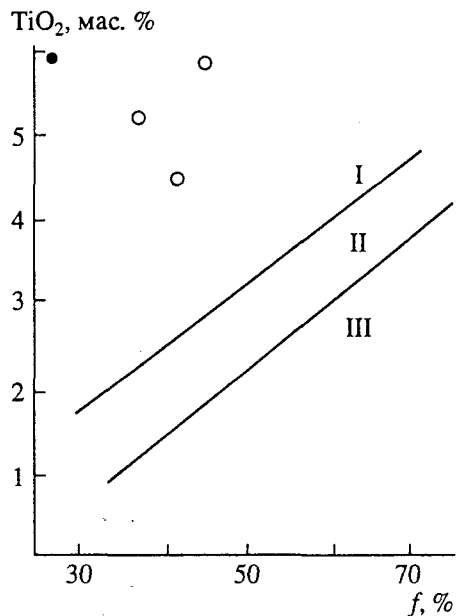


Рис. 4. Соотношение содержания TiO_2 (мас. %) и железистости f (%) для биотитов из ксенолитов Якутии. Показаны поля биотитов из пород гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой фации (III), по [13].

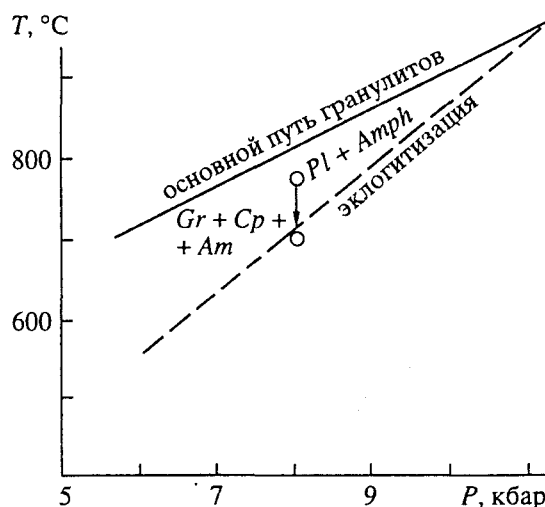


Рис. 5. PT диаграмма существования ксенолитов. Стрелкой показано изменение условий равновесия амфибола с плагиоклазом при гранатизации пород (равновесие амфибола с гранатом). Показаны "основной путь гранулитов" – PT равновесие типичных пород гранулитовой фации метаморфизма и граница начала эклогитизации, по [18].

пары минералов для пород II и III групп располагается между основным путем гранулитов (расчет по программе GEOPATH) и границей начала эклогитизации пород [18], в высокотемпературной области амфиболитовой фации В1 (рис. 5). Этим условиям соответствует глиноземистость ортопироксена [12]. Образование биотита произошло при некотором снижении температуры. Для по-

род группы II равновесие биотита с ортопироксеном указывает на температуру 585°C . В гранатизированных породах температура равновесия биотита с гранатом зависит от давления и в интервале 1 - 10 кбар меняется от 614 до 639°C . Температура равновесия клинопироксена с гранатом близка к таковой для пары плагиоклаз-амфибол (795°C) и составляет $740 \pm 10^\circ\text{C}$. В общем,

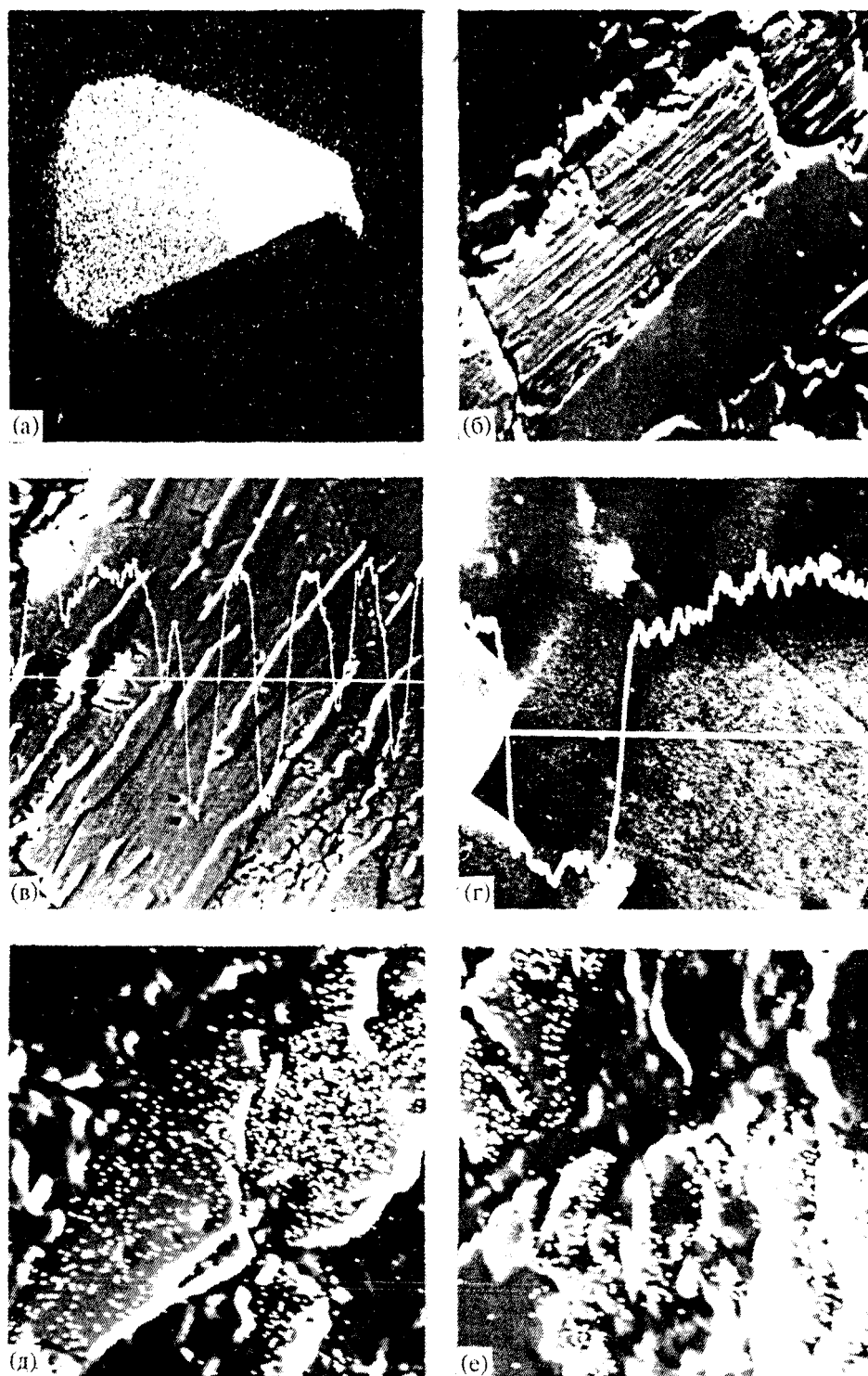


Рис. 6. Микрофотографии некоторых форм выделения рудных минералов в ксенолитах и продуктов их изменения (изображение в поглощенных электронах). а – обр. Зк – 12, сросток титаномагнетита и ильменита, распределение Тi, ув. 400; б – обр. Нв-ка-21, распад гемоильменита с выделением пластинчатого титаномагнетита, ув. 400; в – то же, распределение Тi, ув. 600; г – обр. 2030, вросток титаномагнетита в гемоильмените, распределение Тi, ув. 800; д – обр. Об-105, развитие титаномагнетита по гемоильмениту, распределение Тi, ув. 400; е – то же, другое зерно.

Таблица 3. Средние составы рудных минералов из различных групп, выделенных авторами (мас. %)

Группа	Мин	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	X	Tc*
ГИ	ГИ	15	0.66	38.4/27 - 40.8	0.11	60.2	0.16	1.46	0.31	0.68	110
	Ил	40	0.05	43.4/42.6 - 48.2	0.21	52.6	0.21	1.20	0.17	0.90	-125
	ТМ1	16	1.16	21.2/18.5 - 23.8	0.97	71.6	0.21	0.84	0.18	0.68	115
	ТМ2	9	0.45	16.0/13.5 - 17.5	0.22	76.2	0.20	0.55	0.26	0.47	270
	Мт	4	0.20	0.52/0.1 - 0.7	0.15	88.9	0.14	1.03	0.23	0.0	570
ТМ + Ил	ТМ1	25	0.26	20.1/17 - 22	1.21	74.3	0.88	1.42	0.35	0.60	170
	ТМ2	29	0.16	12.9/9.8 - 14.2	1.16	79.7	0.36	1.50	0.39	0.41	310
	Ил	44	0.05	49.1/44.7 - 50.8	0.25	49.6	0.75	0.84	0.14	0.94	-155
Ил (+М)	Ил	33	0.05	48.1/44 - 51.3	0.18	49.3	0.62	1.38	0.13	0.93	-95
	Мт	25	0.12	1.12/0.5 - 5.5	1.02	89.4	0.06	0.76	1.14	0.04	560

Примечание: группа ГИ - гемоильменитовая; ТМ + Ил - титаномагнетит + ильменит; Ил - ильменитовая (+ магнетит); не приведены в таблице группа магнетитовая и первично-немагнитная, не содержащие по данным микрозондирования рудных Fe-Ti минералов. ГИ - гемоильменит, ТМ1 и ТМ2 - титаномагнетиты разного состава, Ил - ильменит, Мт - магнетит. Зерна ГИ и ТМ большей частью распавшиеся, определен их средний состав большим зондом. N - число измеренных зерен. На примере TiO₂, кроме среднего, даны пределы изменений содержания от зерна к зерну. X - атомная доля Ti в минерале, определена по TiO₂/FeO*. Tc* - точка Кюри, рассчитанная по X.

оцененные параметры указывают на глубинные условия метаморфизма в пределах нижней коры.

Приведенные данные позволяют предположить переход от безгранатовых пород к гранатизированным в условиях охлаждения. Ранее [19] была показана гранатизация пород разных уровней глубинности не столько за счет повышения давления, а преимущественно при их охлаждении. Наличие в породах III группы титаномагнетита с высоким содержанием TiO₂ указывает на то, что при этом фугитивность кислорода понижалась, оставаясь в пределах буферных реакций QMF и NNO.

Важной минеральной составляющей большинства образцов ксенолитов являются "хлориты". Так названы все минералы, по химическому составу отвечающие группе хлорита, специальные структурные исследования не проводились. Эти минералы могут быть подразделены на две группы, различающиеся содержаниями кремнезема [20]. Высокожелезистые разновидности содержат субмикронные зерна магнетита.

Рудные фазы представлены в первую очередь ильменитами и реже титаномагнетитами «временного состава». Различны структурные взаимоотношения выделенных типов рудных фаз, их размеры и формы (крупные зерна нередко имеют сглаженные, округлые, амёбовидные формы заведомо немагматического происхождения). Как отмечено выше, низкопримесные фазы характерны для пород более низкой степени метаморфизма, тогда как высокотитановые титаномагнетиты и ильмениты распространены в породах более высокой степени метаморфизма и часто являются продуктами распада первичного гемоильменита, образуя в зернах последнего ориентированные ламеллярные выделения, вроски, кай-

мы (рис. 6). Это означает, что переход к более высокой степени метаморфизма сопровождается либо понижением летучести кислорода в изотермических условиях, либо повышением температуры при сохранении окислительного потенциала. Низкотитанистый титаномагнетит и магнетит иногда формируют обособленные зерна. Нередко наблюдается замещение гемоильменита и титаномагнетита агрегатом сфен + ильменит + магнетит. Встречаются образцы вообще не содержащие рудных минералов, даже их реликтов.

Обобщая данные о составе рудных минералов и их ассоциациях, все изученные образцы можно распределить в 4 группы (табл. 3):

1 - гемоильменитовая, средний X = 0.68, часто зерна, распавшиеся на ильменит + высокотитановый титаномагнетит + магнетит, но есть сохранившиеся гомогенные зерна; практически везде есть гранат. Судя по средним составам сосуществующих гемоильменита и титаномагнетита (табл. 3, ГИ + ТМ1), температура их образования по геотермометру Линдсли (21) близка 1400°C, летучесть кислорода близка буферу QMF, что вероятно отвечает режиму в магме перед ее кристаллизацией. Температура образования продуктов распада "первичных" гемоильменита и титаномагнетита - 800 - 1200°C;

2 - титаномагнетит + ильменит, состав титаномагнетитов различен, ильменит более однороден - средний X = 0.94; в большинстве случаев эта ассоциация - продукты распада и перекристаллизации гемоильменитов первой группы; явный гемоильменит отсутствует; температура образования ассоциации зерен титаномагнетита и ильменита 700 - 1000°C;

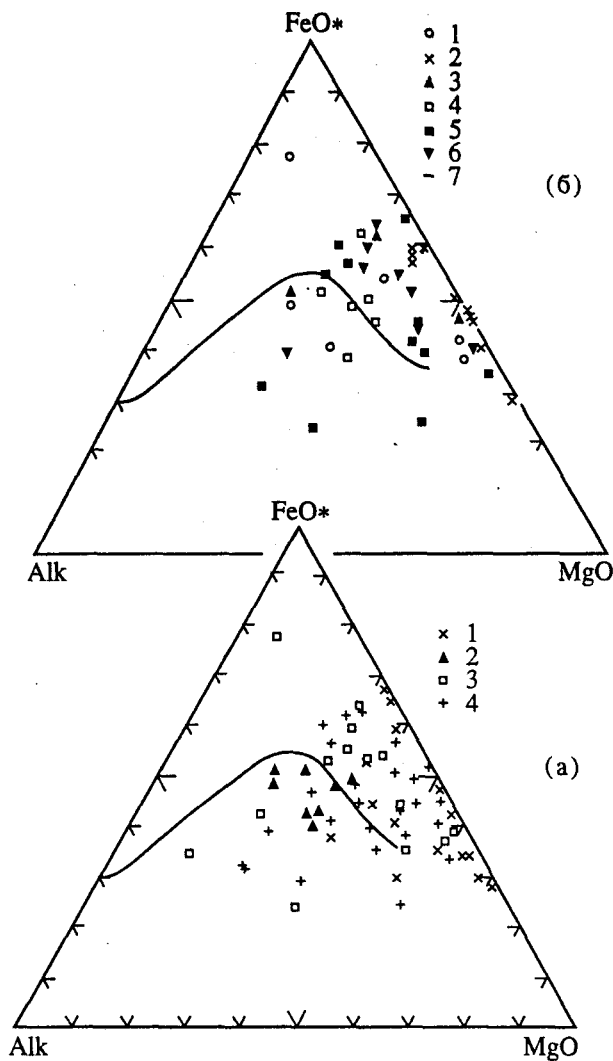


Рис. 7. Диаграмма “щелочи–окись магния–окись железа” (AFM) для ксенолитов Якутии. Показана разница полей толейитовых (наверху) и известково-щелочных (внизу) пород. а – 1 – магматические породы, 2 – двупироксеновые сланцы, 3 – гранатизированные сланцы, 4 – породы неуставленного минерального состава. б – 1 – первично-немагнитные породы, содержащие вторичный магнетит; 2 – 6 – породы, содержащие магнетит (2), гематит (3), гематит + магнетит (4), гематит + титаномagnetит (5), гематит + титаномagnetит + магнетит (6); 7 – породы неуставленного минерального состава.

3 – ильменит + магнетит; основной рудный – ильменит, его $X = 0.93$; титаномagnetит практически отсутствует, появляются обособленные крупные зерна вторичного магнетита; температура образования сростков магнетита и ильменита $500 - 600^\circ\text{C}$; эта группа среди всех остальных выделяется высокой магнитной анизотропией (см. ниже), т.е. образование магнетита этой группы происходило в основном на стадии стресса;

4 – первично-немагнитная, сюда попали образцы, в которых отсутствуют феррошпинели и ильменит, даже их реликты, встречается только

заведомо вторичный магнетит, чаще мелкозернистый (зерна менее 1 мкм). В последних двух группах отсутствует гранат.

ПЕТРОХИМИЯ КСЕНОЛИТОВ

Петрохимические данные получены для 62 образцов ксенолитов. Из них интенсивно изменено 17 образцов (содержание $\text{SiO}_2 < 40$ мас. %, ппп $> 8\%$), в том числе существенно карбонатизированы 8 образцов. Это необходимо иметь в виду при рассмотрении петрохимических диаграмм, т.к. подобные изменения нарушают первичные тренды. В целом по петрохимическим данным изученные породы принадлежат к толейитовой и субщелочной сериям магматических пород: на диаграммах AFM (рис. 7), $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 8), SiO_2 – щелочи (рис. 9) точки составов располагаются в полях дифференциации пород указанных серий, при этом на тектонической диаграмме (рис. 8) значительная часть образцов попадает в поля, относящиеся к островодужным (или орогенным) режимам магматизма. За исключением 5 образцов, в которых содержание $\text{SiO}_2 > 60$ мас. %, породы относятся к базитам. На диаграммах SiO_2 – щелочи, $\text{MgO}-\text{FeO}^*$, $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (рис. 9 - 11) прослеживается тренд дифференциации от магнезиального толейита через высокожелезистые и титанистые разности к субщелочным низкожелезистым и низкомагнезиальным базальтам подобно тренду дифференциации магмы вулкана Тингмули [22] и, судя по экспериментальным данным [23], отражает режим магматической дифференциации в малоглубинных камерах, сопровождающийся ростом летучести кислорода на поздних стадиях (открытая система), что вызывает обильную кристаллизацию рудных фаз, обеднение расплава железом и накопление щелочей и кремнезема.

Выделенные по петрографическим признакам три генетические группы образцов ксенолитов отчетливо различаются по ряду петрогенных компонентов. Так гранатизированные породы по сравнению с безгранатовыми содержат меньше кремнезема, щелочей, глинозема и больше – магния и кальция. В то же время, по содержаниям окислов железа и титана породы обеих групп практически не различимы, отражая “память” об их первично-магматическом происхождении (рис. 7, 10, 11).

ПОЛОЖЕНИЕ КСЕНОЛИТОВ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кристаллические сланцы рассматриваемой коллекции ксенолитов по минеральному составу сходны со сланцами далдынской и верхнеанабарской серий Анабарского щита [24 - 26]. Установлен дометаморфический возраст пород далдынской серии: не моложе 3.32 млрд. лет [27, 28]; возраст

гранулитового метаморфизма: 2.9 млрд. лет [27], 2.7 млрд. лет [28]. Имеются Sm-Nd изотопно-геохронологические данные для двух ксенолитов эцлогитоподобных пород трубки Удачная [22]: около 2.5 млрд. лет, что близко возрасту метасадков хапчанской серии Анабарского щита (2.28 - 2.44 млрд. лет).

Детальное исследование метабазит-эндербитовой ассоциации Анабарского щита привело авторов [28] к выводу, что она сформировалась по вулканогенным породам известково-щелочного типа. Б.Г. Лутц считает, что древние разрезы Анабарского щита выполнены главным образом первично-вулканическими породами, переслаивающимися с осадочными образованиями. Низы разреза выполнены известковой вулканической серией с толейитовыми базальтами, андезитами и дацитами. Вверх по разрезу эти комплексы сменяются щелочно-известковистой непрерывной вулканической серией, в которой преобладают вулканы среднего состава. Выше появляется контрастная вулканическая серия того же щелочно-известкового типа с повышенным содержанием кислых вулканических дацитового и риолитового состава, переслаивающаяся с пестрыми осадками. По Б.Г. Лутцу [26, 27] далдынская серия сформирована первично-магматическими породами основного состава.

Рассматриваемые породы Анабарского щита метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, P - T параметры которой укладываются в диапазон 6.75 - 11.6 кбар, 700 - 900°C [28]. На этом фоне зоны глубинных разломов выделяются как зоны наложенного метаморфизма, главным образом амфиболитовой фации, а также гранитизации и мигматизации [27].

Таким образом, исследованные в настоящей работе ксенолиты соответствуют архейским породам эродированных зон нижних этажей земной коры древней континентальной платформы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Термомангнитный анализ показал, что магнетит является основной магнитной фазой большинства изученных ксенолитов, что видно на гистограмме встречаемости фаз с разными T_c (рис. 12) и особенно на гистограмме вклада этих фаз в намагниченность насыщения, где на долю магнетита приходится примерно 70% величины I_s . Кроме магнетита, на упомянутых гистограммах выделяются моды $T_c = 100 - 200^\circ\text{C}$ и $350 - 400^\circ\text{C}$. Максимальное содержание фазы с $T_c = 100 - 200^\circ\text{C}$ - в наименее измененных ксенолитах трубки Удачная, где ее вклад в I_s достигает 60%. Эта фаза стабильна к нагревам, она сохраняется на кривой $I_s(t)$ после нагрева образца до 600°C. На фоне магнетита

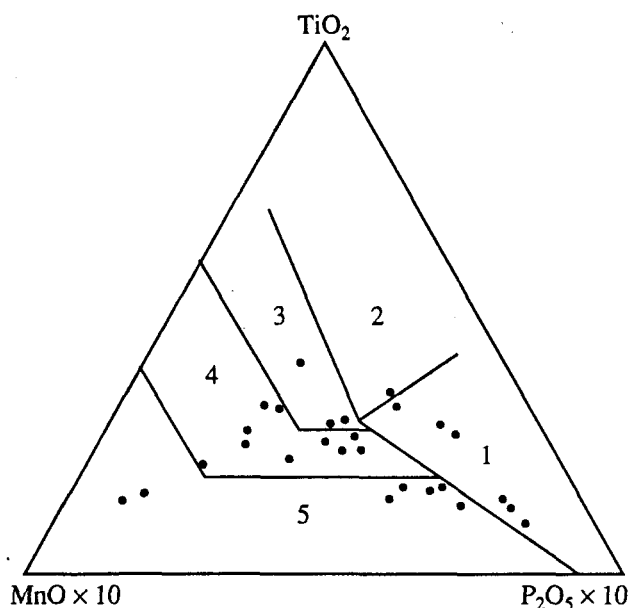


Рис. 8. Соотношение P_2O_5 - MnO - TiO_2 (мас. %) в ксенолитах Якутии. Показаны поля толейитов (1) и щелочных базальтов (2) океанических островов, базальтов MORB (3), толейиты островных дуг (4), известково-щелочные базальты (5), по [30].

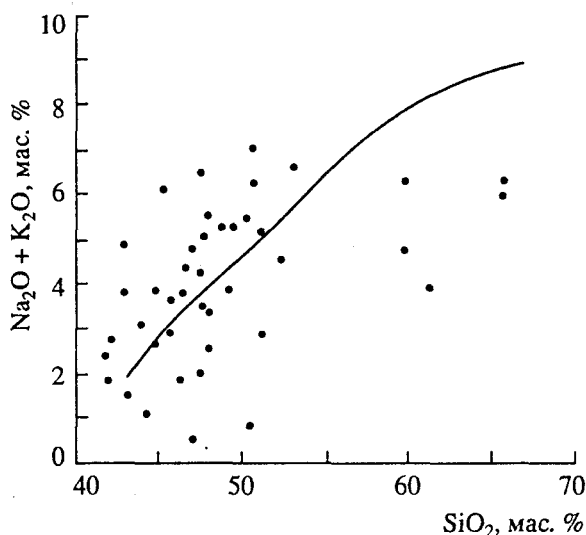


Рис. 9. Положение ксенолитов Якутии на дискриминантной диаграмме "щелочи-кремнезем", показывающей поля вулканических пород толейитовой и щелочно-базальтовой серий, по [31].

обе фазы с низкими T_c более четко выделяются на кривых $I_{rs}(t)$ и термонамагниченностей, созданных в интервале температур выше их T_c . Судя по сопоставлению с расчетными точками Кюри по данным микрозондирования (рис. 12, табл. 3) $T_c = 100 - 200^\circ\text{C}$ относится к гемойльмениту, $T_c = 350 - 400^\circ\text{C}$ - к титаномангнетиту - продукту ге-

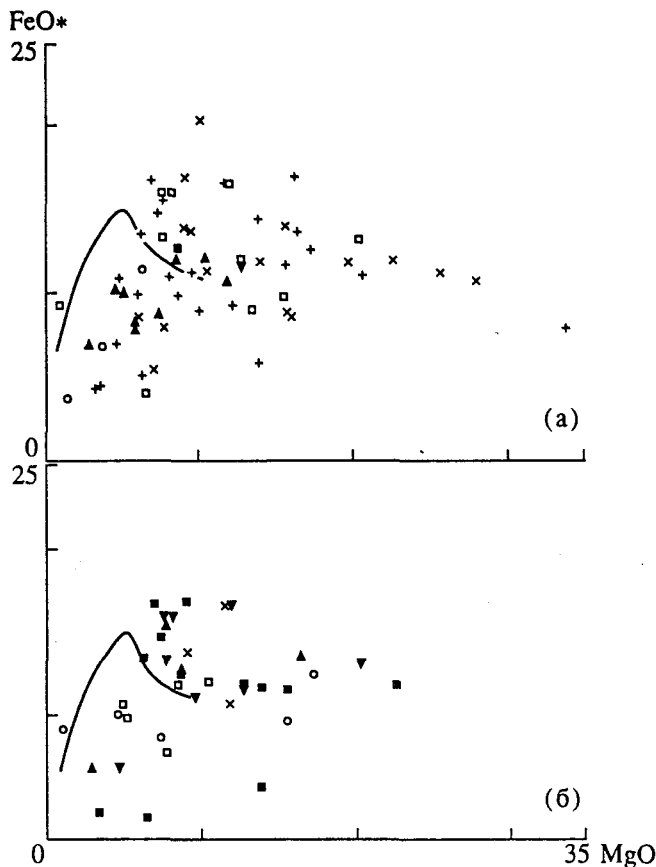


Рис. 10. Соотношение содержания MgO и FeO (мас. %) в ксенолитах Якутии. Показан тренд изменения состава пород вулканического комплекса Тингмули (Исландия), по [22]. Обозначения см. рис. 7.

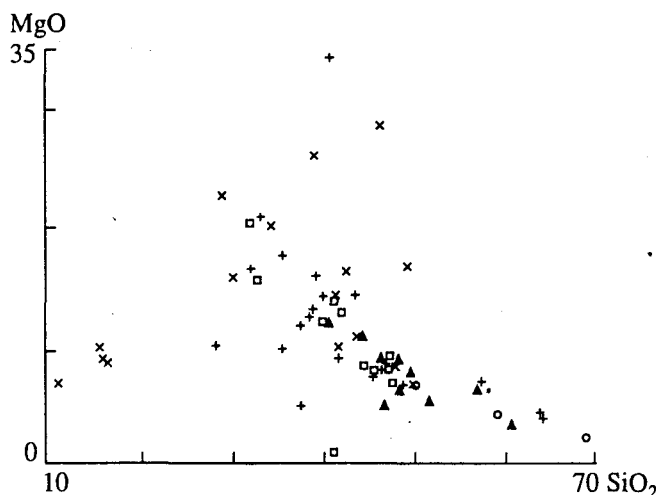


Рис. 11. Соотношение содержаний MgO и SiO₂ (мас. %) в ксенолитах Якутии. Обозначения см. рис. 7а.

терофазного окисления гомоильменита и высокотитанового титаномagnetита.

В некоторых образцах ксенолитов трубки Удачная, содержащих магнетит и большое количество фаз с $T_c < 400^\circ\text{C}$, на кривых нагрева термо-

намагниченности I_n , созданной в лабораторном поле 50 мкТ, наблюдается эффект самообращения, который проявляется, во-первых, пиком на кривой $I_n(t)$ в области температур 150 - 200 и 350 - 400 $^\circ\text{C}$, соответственно близких T_c первой и второй фаз, и, во-вторых, выделением антипараллельных компонент I_n на диаграмме Зийдervельда. Очевидно, он вызван магнитостатическим взаимодействием этих фаз с магнетитом, что возможно при непосредственном их соприкосновении (взаимопрорастание). Магнетит при охлаждении в магнитном поле от температуры, превышающей его точку Кюри, термонамагничивается, проходя через T_c , и в поле его I_n фазы с точками Кюри 150 - 200 и 350 - 400 $^\circ\text{C}$ приобретают свою I_n , обратную внешнему магнитному полю. Наличие магнетита и фазы с $T_c < 400^\circ\text{C}$ – необходимое условие появления самообращения в данных опытах. В ксенолитах, где присутствует большое количество обособленных зерен магнетита, либо магнетит отсутствует вообще, эффект самообращения не наблюдается. Механизм магнитостатического взаимодействия рассмотрен в [32].

Величины намагниченности насыщения I_s и магнитной восприимчивости k отражают в первую очередь концентрацию главных носителей намагниченности ксенолитов, в нашем случае магнетита. I_s имеет распределение, близкое к логнормальному (совокупность однородна по происхождению), максимум приходится на интервал 0.1 - 1 Ам²/кг, т.е. концентрация магнетита в большинстве образцов менее 1%, гомоильменита с $T_c = 100 - 200^\circ\text{C}$ – еще меньше (рис. 13, 14). I_s возрастает до 7 - 15 Ам²/кг у пород, содержащих вторичный магнетит как результат распада и/или низкотемпературной перекристаллизации рудных минералов, в первую очередь гомоильменита и самая низкая $I_s < 0.5$ Ам²/кг у образцов первично-немагнитных пород, в которых рудные не обнаружены или представлены исключительно вторичным мелкозернистым магнетитом (рис. 14). Из сопоставления с петрографическими данными следует, что магнетита больше в анизотропных амфиболсодержащих гнейсах и сланцах (рис. 14а, б). Несмотря на широкий диапазон значений, в среднем метаморфические породы более магнитны, чем породы, сохранившие магматические структуры: их средняя $I_s = 1.16$ Ам²/кг (0.05 - 15.0) и 0.59 Ам²/кг (0.06 - 5.3), средняя $k = 1.94$ миллиед. СИ (0.02 - 5.8) и 1.42 миллиед. СИ (0.03 - 4.7) соответственно. Наложённые процессы карбонатизации и серпентинизации мало меняют исходную намагниченность, их средняя $I_s = 1.4$ Ам²/кг (0.06 - 7.1), средняя $k = 1.1$ миллиед. СИ (0.03 - 3.4). В гранатизированных породах намагниченность заметно падает: средняя $k = 0.66$ миллиед. СИ и $I_s = 0.5$ Ам²/кг (рис. 13, 14).

Магнитные структурно-чувствительные характеристики имеют широкий диапазон значений:

$I_{rs}/I_s = 0.01 - 0.2$, $H_{cr} = 10 - 90$ мТ. Эти вариации отражают широкий спектр размеров зерен магнитных минералов от долей мкм до сотен мкм, их различное напряженное состояние. Наибольший диапазон значений H_{cr} у образцов с явно наложенными вторичными изменениями (серпентинизация и карбонатизация), в остальных случаях пределы изменения H_{cr} более узкие – от 10 до 40 мТ. В общем H_{cr} растет с появлением вторичного титаномагнетита с $T_c > 300^\circ\text{C}$ – продукта гетерофазного изменения гемоилльменитов и титаномагнетитов. Значительная неоднородность размеров и состояния зерен магнитных минералов в породах демонстрируется кривыми размагничивания образцов переменным магнитным полем: у большинства образцов 70% I_{rs} разрушается переменным полем 20 мТ, 20% I_{rs} остается после воздействия $H = 40$ мТ. Сделана попытка оценить магнитную жесткость фаз разного состава, для чего выбраны образцы содержащие примерно равные по I_s количества магнетита и фазы с $T_c = 150 - 200^\circ\text{C}$. На образце, с которого снята кривая $I_{rs}(H)$, вновь создавалась I_{rs} и образец нагревался до 200°C , что уничтожало намагниченность первой фазы. На кривой разрушения переменным полем остатка I_{rs} , принадлежащего магнетиту, отсутствует низкокоэрцитивная часть. Выше $H = 20$ мТ обе кривые практически совпадают. Этот эксперимент показывает, что зерна гемоилльменита с $T_c = 150 - 200^\circ\text{C}$ магнитно-мягкие, относительно крупные, тогда как преобладающая часть зерен магнетита относительно магнитно-жесткие, отчасти за счет малого размера, отчасти за счет напряженного состояния продуктов гетерофазного окисления. Тест Большакова–Щербаковой [8] указывает на многодоменность магнетита.

По данным намагничивания образцов в постоянном магнитном поле из естественного и нулевого состояния и в том и другом случае видны по крайней мере две группы магнитных зерен (состояний), коэрцитивные спектры которых заметно перекрываются (рис. 15). Причем ярче коэрцитивный спектр относительно мягких зерен проступает в образцах, где по данным термомагнитного анализа фиксируется заметная доля магнитных минералов с $T_c < 400^\circ\text{C}$ и $H_{cr} < 25$ мТ, что согласуется с выводом, полученным в опыте размагничивания образцов переменным полем в сочетании с нагревом (см. выше), о меньшей магнитной жесткости фаз с $T_c < 400^\circ\text{C}$ по сравнению с магнетитом. Более того, в ряде таких образцов (например, Об-105; 2136; 2155) жесткая часть спектра практически отсутствует.

По двум группам коэрцитивных спектров определены параметры N_{im} (мягкая часть) и N_{ih} (более жесткая часть) Шолпо–Лузяниной [9].

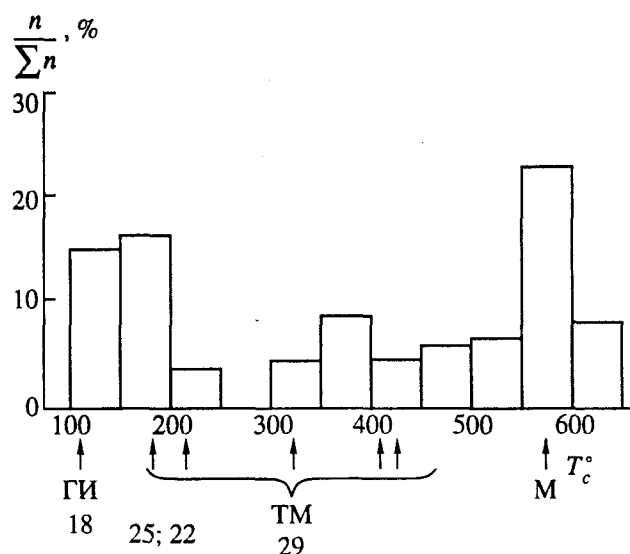


Рис. 12. Гистограмма встречаемости измеренных точек Кюри T_c . Стрелками показаны рассчитанные значения T_c по данным рентгено-спектрального микроанализа для гемоилльменитов (ГИ) и титаномагнетитов (ТМ). М – магнетит. Цифры обозначают массовую долю каждой из указанных фаз в общем содержании магнитных минералов.

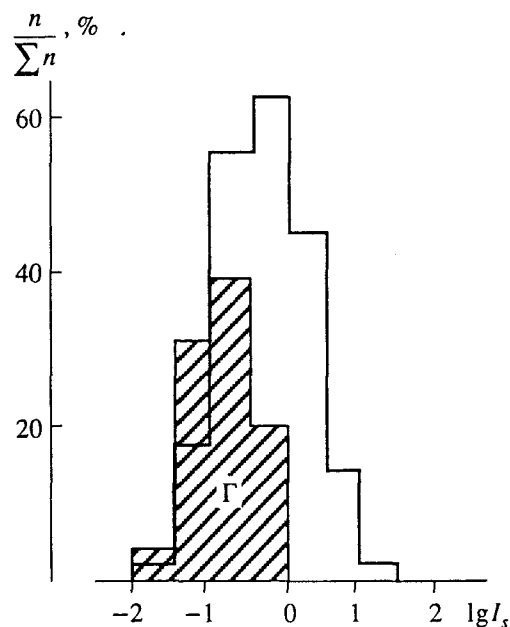


Рис. 13. Гистограмма распределения удельной намагниченности насыщения I_s (в логарифмическом масштабе) ксенолитов Якутии. Заштриховано распределение для гранатосодержащих пород.

1 группа (гемоилльменитовая): 4 образца, $N_{im} = 0.23 - 0.30$; средний 0.27; $N_{ih} = 0.24 - 0.30$; средний 0.27, т.е., в гемоилльменитовой группе подавляющая часть магнитных минералов образована выше их точек Кюри, т.е. не ниже 600°C .

2 группа (титаномагнетит + ильменит): 7 образцов, $N_{im} = 0.01 - 0.28$; средний 0.14; по наиболее

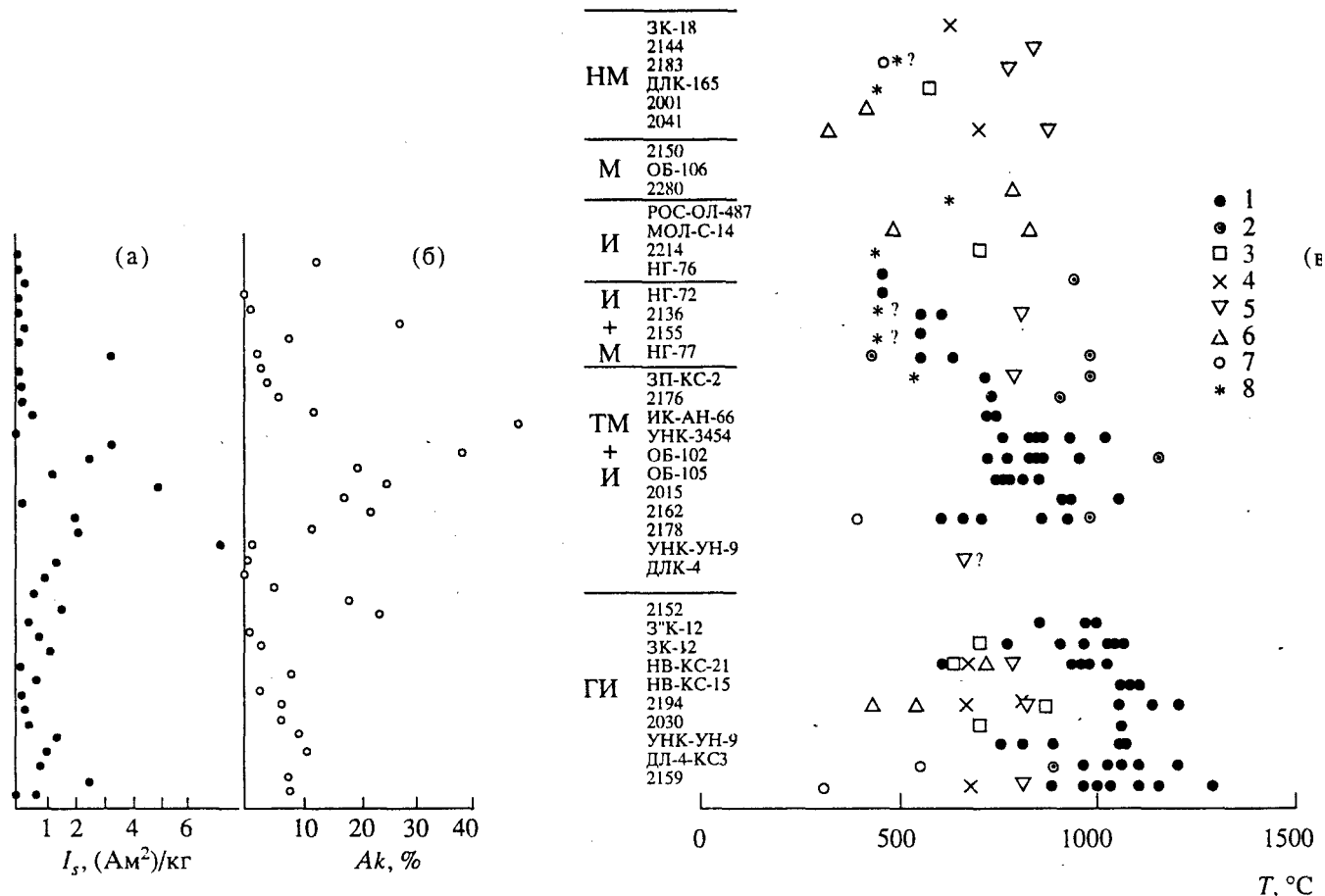


Рис. 14. Значения удельной намагниченности насыщения I_s (а), анизотропии магнитной восприимчивости A_k (%) (б) и температур равновесия различных минеральных пар (в) для ксенолитов Якутии (показаны номера и символьные обозначения образцов), сгруппированные по типам рудных минералов: НМ – первично-немагнитные с низкотемпературным вторичным магнетитом, М – вторичный магнетит, И – ильменит, ГИ – гемоильмениты, ТМ – титаномagnetиты. Показаны температуры равновесий для пар: титаномagnetит (магнетит) – гемоильменит – 1, клинопироксен-ортопироксен – 2, клинопироксен-гранат – 3, амфибол-гранат – 4, амфибол-плаггиоклаз – 5, хлорит-гранат – 6, плаггиоклазщелочной полевой шпат – 7, данные магнитного термометра Шолпо-Лузяниной – 8.

надежным 5 образцам $N_m = 0.05 - 0.22$ и средний 0.15; $N_h = 0.21 - 0.30$, средний 0.26; следовательно зерна мягкой части спектра образовались ниже точки Кюри магнетита, более жесткой – выше точки Кюри магнетита.

3 группа (ильменит + магнетит) и 4 группа (первично-немагнитная, содержащая мелкие зерна вторичного магнетита): 6 образцов, за исключением одного образца Р-ОЛ-487, в котором магнетит образовался выше его точки Кюри ($N_m = 0.36$ и $N_h = 0.29$), в остальных случаях магнитные минералы и мягкой и жесткой частей спектра образованы ниже точки Кюри магнетита – $N_m = 0.01 - 0.17$; средний 0.11; $N_h = 0.19 - 0.21$; средний 0.19.

Наиболее тесную связь с петрографическими особенностями пород обнаруживает магнитная анизотропия A_k (рис. 16, 17), которая явно связана со стрессовыми процессами, приводящими к расщеплению пород. У последних средняя $A_k = 1.22$, тогда как у изотропных пород – 1.08. Среди рас-

сланцованных пород встречаются такие, у которых магнитная анизотропия слабо выражена (рис. 16, 17), что можно объяснить более поздним образованием магнетита, которое не подчинялось слоистости. Наиболее ярко это видно на примере серпентинизированных и карбонатизированных пород (рис. 16), средняя A_k которых 1.07. Выше отмечено, что при наложенных поверхностных изменениях в основном не происходит новообразования магнетита, концентрация его падает, судя же по тому, что эти породы преимущественно изотропны, сохранившийся от стадии стресса магнетит при наложенных изменениях был существенно переработан, что привело к исчезновению магнитной текстуры.

Если рассмотреть поведение магнитной анизотропии по группам рудных минералов, то получается, что наиболее анизотропные породы сосредоточены в 3 группе, ильменит-магнетитовой ($A_k = 1.0 - 1.55$ и средняя 1.24), тогда как образо-

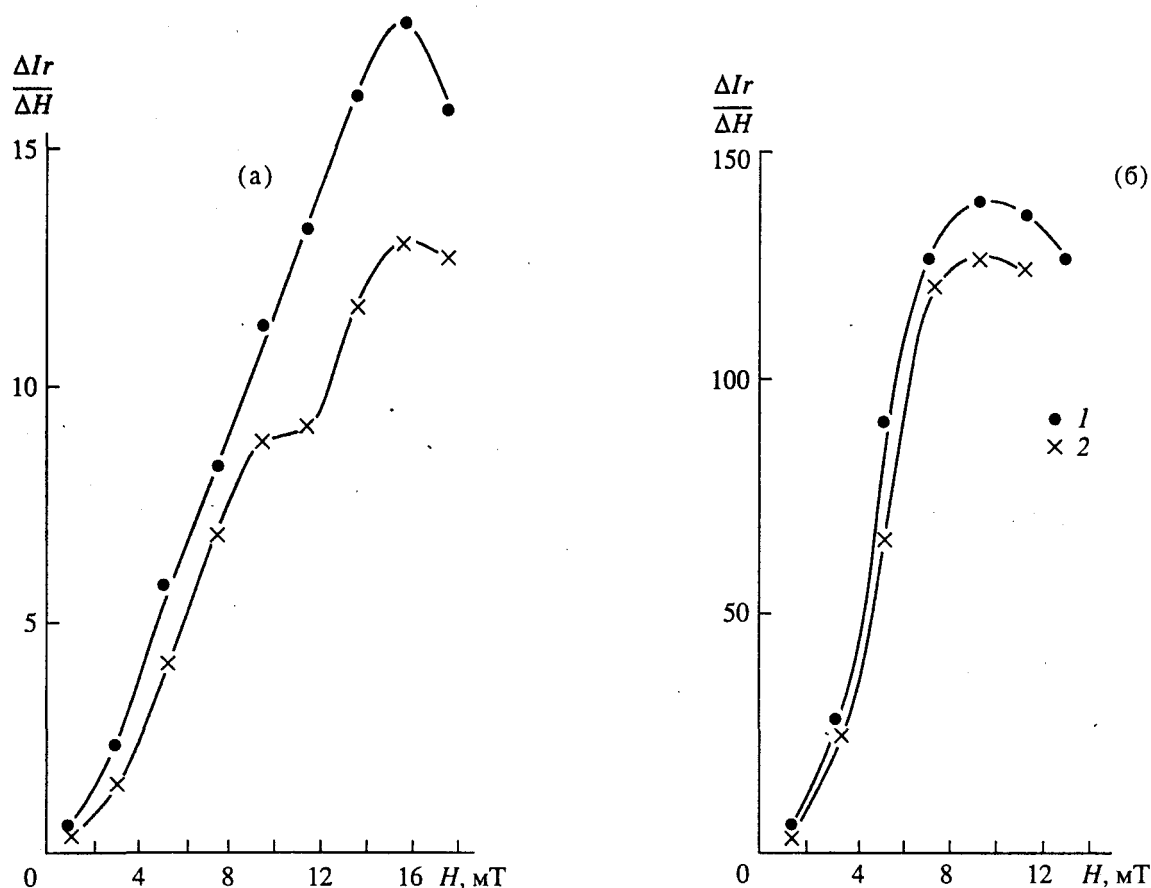


Рис. 15. Коэрцитивные спектры намагничивания образцов Длк-4 (а) и Об-105 (б) из естественного (1) и нулевого (2) состояния (метод Шолпо-Лузяниной).

вавшиеся раньше (до стресса) минералы 1 и 2 групп близки изотропным, появляются анизотропные образцы за счет более поздних процессов (в большей степени это сказалось на 2 группе); и в большинстве своем изотропны образцы 4 группы, где преобладает поздний (послестрессовый) магнетит.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА И СВОЙСТВ КСЕНОЛИТОВ

Проведен анализ парной корреляции 69 переменных, включающих данные химического состава пород (ксенолитов), составляющих их минералов, модального минерального состава и петромагнитных свойств. В контексте данной работы наибольший интерес представляют соотношения рудных фаз и петромагнитных характеристик.

Доля магнитных фаз с $T_c < 200^\circ\text{C}$ положительно коррелирует с содержаниями FeO^* и MnO в породах, количеством граната, содержанием Al в клинопироксене, Mg в гомоильмените с $\text{TiO}_2 < 40\%$. Отрицательная значимая корреляция установлена с содержанием Fe и Mn в клинопироксене. Такая ситуация указывает на лучшую сохранность пер-

вично-магматического гомоильменита (пикроильменита) в более глубинных условиях метаморфизма.

Доля ферримagnetиков с $T_c = 300 - 400^\circ\text{C}$ положительно коррелирует с содержаниями FeO^* и TiO_2 в породах. Это отражает взаимосвязь содержаний фаз с $T_c < 200^\circ\text{C}$ и $T_c = 300 - 400^\circ\text{C}$ через их концентрации, которые, в свою очередь, определяются содержаниями в породах FeO^* и TiO_2 . Такой вывод подтверждается прямым наблюдением взаимоотношений рудных фаз с помощью электронной микроскопии и микроанализа.

Доля низкопримесного магнетита ($T_c > 500^\circ\text{C}$) отрицательно коррелирует с содержанием Al в хлорите. Так как содержание Al в хлорите в свою очередь отрицательно коррелирует с содержанием железа, это значит, что существенная часть магнетита выделилась из высокожелезистого хлорита (или они совместно образованы) с низким содержанием алюминия.

В ильменитах с $\text{TiO}_2 > 40\%$ содержание TiO_2 отрицательно коррелирует с содержаниями граната в породах, натрия в клинопироксене; содержание Mg в ильмените отрицательно коррелирует

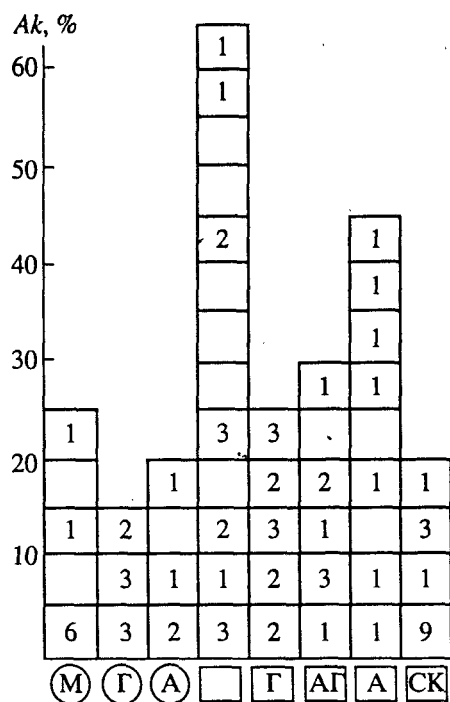


Рис. 16. Гистограмма распределения анизотропии магнитной восприимчивости A_k в зависимости от петрографических особенностей пород. М – магматические породы, А – амфиболсодержащие породы, Г – гранатсодержащие породы, СК – серпентинизация, карбонатизация и хлоритизация. Круги – изотропные породы, прямоугольники – рассланцованные породы (кристаллические сланцы, гнейсы).

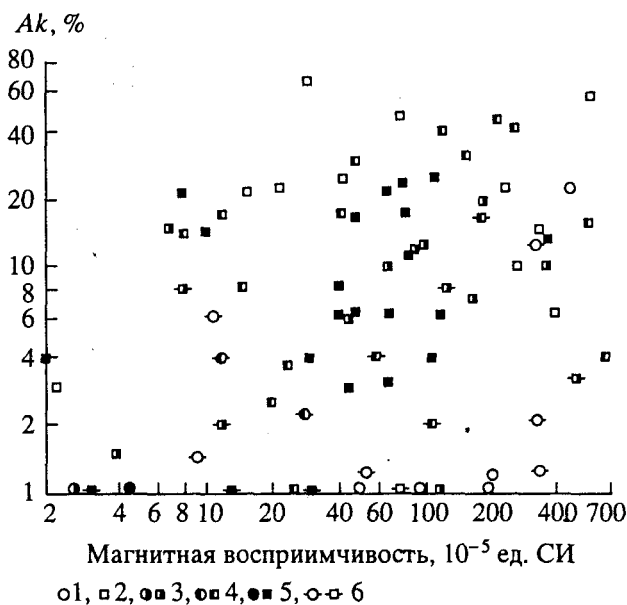


Рис. 17. Связь магнитной восприимчивости k и ее анизотропии A_k в зависимости от петрографических особенностей пород. 1 – магматические породы, мало измененные глубинным метаморфизмом; 2 – метаморфические породы (безгранатовые и гранатизированные); в породе присутствуют: 3 – гранат, 4 – амфибол, 5 – гранат и амфибол; 6 – вторичная серпентинизация, карбонатизация и хлоритизация пород.

с железистостью пород и положительно с содержаниями Al и Na в клинопироксене, магния в гранатах. Такие взаимосвязи однозначно указывают на приуроченность пикроильменитов и первичных гомоильменитов к более глубинным типам пород. С другой стороны, более железистые гомоильмениты приурочены к дифференцированным, более железистым типам пород. При распаде исходных пикроильменитов магния меньше в том анализируемом зерне, где его было меньше в исходном. Отсюда можно заключить, что особенности состава рудных фаз наследуют особенности состава пород и исходных рудных, а также глубинные условия метаморфизма.

Величина магнитной анизотропии коррелирует с содержанием глинозема в рудных. Возможно, это отражает различие в окислительных условиях метаморфизма двух уровней, для которых различна и текстурная неоднородность пород: более анизотропны породы более низкой ступени метаморфизма.

Компоненты химического состава пород и силикатных-фаз характеризуются определенными корреляционными соотношениями: положительная корреляция между содержанием в породах SiO_2 и Al_2O_3 , Na_2O , K_2O ; отрицательная – между SiO_2 и FeO , MnO , MgO , CaO , H_2O . Для клинопироксенов характерна положительная корреляция Al с Na, Fe с Mg; отрицательная – Ti и Fe с Ca, Mg с Na. Отмечается положительная корреляция содержания Ti в минерале и породе, Fe в минерале с железистостью породы; отрицательная корреляция Mg в пироксене с железистостью породы. Скоррелированы содержания Ca в клинопироксене и амфиболе, что свидетельствует о выдержанности баланса Ca при амфиболизации пород. Выявленные связи показывают также, что в низкоокислительных условиях глубинного метаморфизма значительная часть Ti уходит в силикатные фазы (клинопироксен).

Отчетливые корреляционные соотношения установлены между компонентами состава гранатов: положительная корреляция Fe с Mg, отрицательная – Fe, Mg и Mg с Ca. Положительная корреляция содержания Mg в гранате и амфиболе. Корреляционные соотношения между составами амфиболов позволяют противопоставить две группы компонентов: (Ti, Al, Ca, Na, Mg) – (Fe, Mn).

Показательна для хлоритов обратная корреляция содержаний SiO_2 и Al_2O_3 . Содержания FeO^* в хлоритах положительно коррелируют с FeO^* в клинопироксене и отрицательно – с MgO в клинопироксене.

При рассмотрении матрицы коэффициентов парных корреляций видно, что высокие значения коэффициентов характерны для компонентов состава отдельных минеральных групп и между не-

которыми компонентами состава различных минералов. Последние указывают на равновесность минеральных ассоциаций пород и, таким образом, на правомочность использования соответствующих минеральных геотермобарометров для оценок глубинных P , T , fO_2 условий.

Группирование изученных образцов по типам рудных фаз показало, что породы, содержащие низкопримесные ильменит и магнетит (3 группа), характеризуются низкими концентрациями MgO , FeO , повышенными – SiO_2 и щелочей, повышенные содержания в них магнетита коррелируют также с повышенной калиестью. Гемоильмениты и продукты их изменения титаномагнетит + ильменит + магнетит (1 и 2 группы) сосредоточены, главным образом, в наиболее железистых породах с низкими содержаниями щелочей и низкой калиестью. В первично-немагнитных породах (4 группа) относительно низкие содержания железа и титана. Учитывая эти данные, приходим к заключению, что на характер содержания и вид рудных фаз большое влияние оказывают как особенности химического состава пород, в первую очередь связанного с ходом первичной магматической дифференциации, так и условия дальнейшего их существования.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГЛУБИННЫХ ПОРОДАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ЗАКЛЮЧЕНИЕ)

Минералого-петрологическое изучение ксенолитов глубинных пород из кимберлитов Якутии показало, что в истории их существования можно выделить несколько этапов (рис. 14в). Первоначально они образовались как магматические породы при малоглубинной кристаллизационной дифференциации в условиях летучести кислорода вблизи буфера QMF (рис. 18). При снижении температуры, начиная уже с $1300^\circ C$ и до $950^\circ C$, происходит гетерофазное окисление первичных гемоильменита и титаномагнетита при возрастающей летучести кислорода до буфера NNO и выше (рис. 18). Этим температурам соответствует двупироксеновое равновесие (рис. 14в).

В дальнейшем магматические породы претерпели метаморфическое преобразование в условиях давлений около 8 кбар при температурах около $800^\circ C$. Этим параметрам соответствует высокотемпературная область амфиболитовой фации метаморфизма или область перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма. Характерны широкие колебания летучести кислорода от буфера MW до NNO и выше (рис. 14в, 18). В этих условиях происходил дальнейший распад гемоильменита и высокотитанового титаномагнетита с образованием ассоциации титаномагнетита разного состава и ильменита. Понижение температуры привело к пересечению

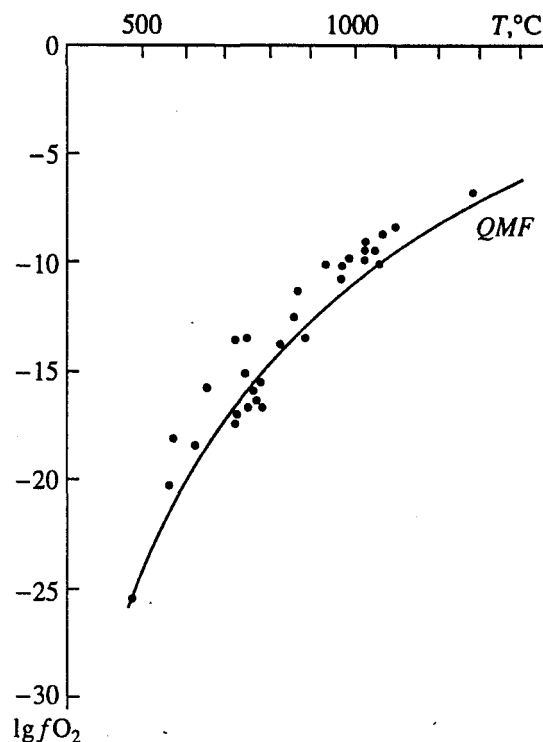


Рис. 18. Диаграмма T - fO_2 для ксенолитов пород земной коры Якутии, полученная по оценкам равновесия титаномагнетит-гемоильменит [21]. Нанесена кривая буфера QMF.

линии начала эклогитизации пород и образованию гранатовых парагенезисов гранулитовой фации метаморфизма.

Охлаждение пород, не претерпевших гранатизации, в условиях повышения летучести кислорода привело к образованию низкопримесного магнетита в ассоциации с ильменитом. По-видимому с этим процессом тесно связана наложенная фельдшпатизация пород и хлоритизация (серпентинизация). Образование вторичного магнетита наблюдается во всех выделенных группах пород, но наиболее ярко в процессе стресса и на более низкой ступени метаморфизма (группы 3 и 4, рис. 14в). Причем, по данным магнитного геотермометра Шолпо-Лузяниной, подавляющая часть такого вторичного магнетита образовалась при температуре не ниже $600^\circ C$ в гранатизированных породах и ниже $500^\circ C$ в случае групп 3 и 4 (рис. 14в). Ассоциация сфен-магнетит, образующаяся по ильмениту и титаномагнетиту и отмеченная во многих образцах, появляется ниже $500 - 450^\circ C$ [21].

Следует обратить внимание (рис. 14в) на определенную независимость поведения рудных относительно минеральных преобразований в силикатной части пород. Так, в первично-немагнитных и содержащих высокотемпературные рудные фазы магматических породах метаморфические ми-

неральные преобразования в субсолидусной области не привели к формированию новых рудных минералов. С другой стороны, в широком температурном интервале происходило образование рудных разного состава в породах, не испытавших наиболее глубокий метаморфизм - гранатизацию.

Анализ выявленных особенностей формирования магнитных минералов в ксенолитах показал, что их кристаллизация и устойчивость определены зависят как от физико-химических условий на разных этапах существования рассматриваемых пород, начиная от магматической стадии, где главную роль играла летучесть кислорода, так и от валового химического состава пород. Относительно низкая летучесть кислорода привела к кристаллизации первично-магматического гемогемениита или образованию первично-немагнитных пород. (Ситуация необычна для подобных магматических образований фанерозоя, где в базальтоидах преимущественно кристаллизуются высокотитановые титаномagnetиты и гемогеменииты, близкие ильмениту). Последующие глубинные преобразования силикатных минералов в процессах субсолидусных метаморфогенных реакций не приводили к заметному образованию новых магнитных минералов, а главным образом обусловили преобразование первичных гемогемениитов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Настоящая работа выполнена благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Проект 93-05-9426).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лыков А.В., Печерский Д.М., Шаронова З.В. Магнитные свойства плиоцен-четвертичных базальтов и, ксенолитов Монголии // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР. 1981. С. 101 -116.
2. Геншафт Ю.С., Лыков А.В., Печерский Д.М. Петромагнитная характеристика ксенолитов и вмещающих их пород Малого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1985. № 1. С. 53- 65.
3. Ермаков В.А., Печерский Д.М. Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 45 - 55.
4. Лыков А.В., Шолпо А.В., Геншафт Ю.С. Петромагнитные исследования глубинных пород Исландии // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 12. С. 27 - 48.
5. Печерский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №9. С. 66-78.
6. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами / Под ред. Ю.И. Кузнецова, Д.М. Печерского. Тверь: ИФЗ РАН. 1992. 86 с.

7. Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука. 1985. 128 с.
8. Большаков А.С., Щербакова В.В. Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 8. С. 78 - 83.
9. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра. 1977. 179 с.
10. Соколова Ю.Ф., Миронова Н.А. Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коревых ксенолитов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 17 - 26.
- И. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: ГИН Кольского НЦРАН. 1992. 108 с.
12. Породообразующие пироксены / Н.Л. Добрецов и др. М.: Наука, 1971. 454 с.
13. Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.-Л.: Наука, 1965. С. 33 - 46.
14. Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всес. Мин. Об-ва. 1968. Ч. 94. Вып. 1.
15. Шульдинер В.И. Равновесная пара роговая обманка-плагиоклаз в богатых кальцием породах гранулитовой фации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 10. С. 66 - 74.
16. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
17. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука. 1967. 298 с.
18. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Ред. В.С. Соболев. М.: Недра, 1974. 328 с.
19. Копылова М.Г., Геншафт Ю.С. Петрология гранат-шпинелевых ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №5. С. 36-58.
20. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир. 1966. Т. 3. 317 с.
21. Spencer K.J., Lindsley D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // Amer. Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1189-1201.
22. Carmichael I.S.E. The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in eastern Iceland // J. Petrol. 1964. V. 5. № 3. P. 435 - 460.
23. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
24. Спеццус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука. 1990. 272 с.