

УДК 552.3823+551.242.055(5713)

ПЕТРОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 1998 г. Г. Н. Баженова, З. В. Шаронова, Ю. С. Геншафт, Д. М. Печерский

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. г. Москва

Поступила в редакцию 09.01.98 г.

Изучены петромагнитные характеристики образцов горных пород из архейских и раннепротерозойских структур Алданского щита: гранито-гнейсовых куполов, Олекминской ветви и трогов. По химическому составу образцы принадлежат "кумулятивным" и "магматическим" дифференциатам толеитовой и известково-щелочной серий и характеризуются бимодальным распределением магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения - образуют группы немагнитных и слабомагнитных пород и сильнонамагниченных образований. Высокая намагниченность связана с вторичным низкопримесным магнетитом. Образцы характеризуются заметной магнитной анизотропией, величина которой коррелирует с величиной намагниченности насыщения, или концентрацией магнетита. Породы, принадлежащие к первичным "кумулятивному" или "магматическому" типам, трудно различить по магнитным свойствам. Предполагается, что первичномагматические породы архея и раннего протерозоя Алданского щита были немагнитными или слабомагнитными.

Комплексное петролого-петромагнитное изучение образцов глубинных зон земной коры привело к заключению о важной роли в становлении магнитоактивного слоя Земли магматических пород с первичной, магматогенной кристаллизацией Fe-Ti окисных минералов [1]. Этот вывод был подкреплён немногочисленными данными, полученными на ксенолитах из наиболее древних структур Земли, в частности из кимберлитов Якутии, дренирующих архейский фундамент [2]. Представляется необходимым расширить такого рода исследования на другие регионы. В настоящей работе приводятся результаты изучения магнитных характеристик кристаллических пород из архейских-нижнепротерозойских структур, входящих в состав Алданского щита.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТ ОТБОРА ОБРАЗЦОВ

Алданский щит представляет сложную структуру с длительной историей развития. Среди архейских образований Алданского щита, метаморфизованных в гранулитовой фации метаморфизма, выделяются два комплекса: нижний инфракрустальный комплекс, сложенный эндебит-базитами, и верхний, представленный супракрустальным комплексом - гнейсами и амфиболитами иенгурской и тимптоно-джелтулинской серий. Как показано в ряде работ [3, 4], наиболее древними структурами, сложенными в различной степени гранитизированными и эндебитизированными метабазами и низкокальциевыми эндебитами, являются своеобразные купольные

структуры, составляющие инфракрустальный комплекс. Размер их достигает 50-200 км в диаметре. Возраст низкокальциевых эндебитов не моложе 3.6 млрд. лет [5]. Это позволяет относить рассматриваемые комплексы пород к катархею.

Относительно более молодыми являются линейно-вытянутые пояса гранито-гнейсов, нормально кальциевых эндебитов, метабазитов (метагаббро и ортоамфиболитов), а также глиноземистых и карбонатных пород, иногда магнетитовых кварцитов. Абсолютные датировки возраста этого комплекса 3.3-3.1 млрд. лет [5]. Породы харак-

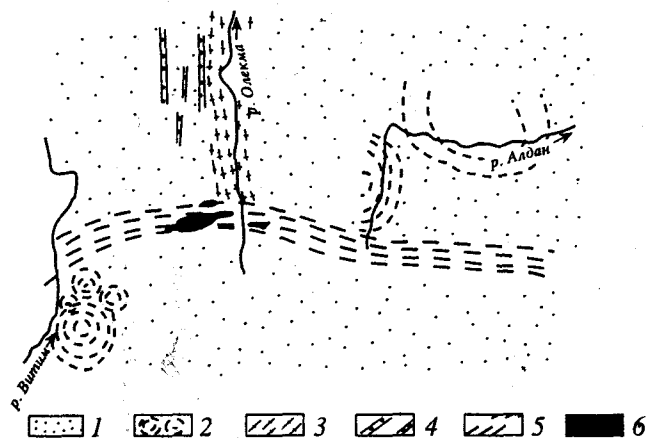


Рис. 1. Внемасштабная схема взаимного расположения основных структур Алданского щита, из которых были отобраны образцы для исследования: 1 - купольные структуры архея, 2 - Олекминская ветвь, 3 - Каларский блок, 4 - троговые структуры раннего протерозоя, 5 - зона Станового разлома, 6 - анортозиты.

Таблица 1. Характеристика образцов Алданского щита и их петромагнитные свойства

№№ пп	№ образца	Название породы	Характер выделения магнитных минералов	$K, 10^{-6}$ СГС/г	I_s гс см/г	A_k
Породы купольных структур						
Суннагинский купол						
		ядро купола				
1	Г-2/1	пироксенит	единичные зерна до 0.01 мм, на границах Пи и Амф	313	0.782	1.04
2	Г-2/2	»	»	23	0.115	1.14
		обрамление купола				
3	Г-1/2	амфиболит сз, рассланцованный	единичные зерна до 0.1 мм, ассоциируют с Амф и Би	615	1.230	1.15
Талакитский купол						
		обрамление купола				
4	П-142/1	эндербит с Ап, слаборассланцованный	единичные зерна, размер до 0.1 мм	2145	3.090	1.18
5	П-300/10	амфиболит кз	»	68	0.228	—
6	ПГ-382/2	эндербит	»	789	0.772	1.19
Октокитский купол						
		ядро купола				
7	П-332/2	амфиболит кз, слаборассланцованный	3–5%, крупные агрегаты, до 1 мм	1535	2.306	1.13
		обрамление купола				
8	П-83/1	амфиболовый кристаллический сланец с Ап, сз, слаболопастчатый	до 1%, размер до 0.1 мм	1176	1.312	1.25
9	П-120/1	амфиболовый сланец	<1%, размер до 0.1 мм	119	0.291	1.30
10	П-122/1	»	»	21	0.153	1.23
11	П-125/1	»	»	16	0.120	1.10
12	314	»	»	17	0.142	1.19
13	Г-444	амфиболит с Ап, слабосланцеватый	до 5%, размер 0.5–0.7 мм	2929	4.51	1.20
Биромиянский купол						
		обрамление купола				
14	П-203/6а	амфиболовый кристаллический сланец, катаклазированный	до 1%, мелкие зерна	978	1.40	1.42
15	П-203/7	амфиболовый кристаллический сланец сз	»	1442	1.905	1.48
Олекминская ветвь						
16	Г-92	катаклазит	до 1%, мелкие зерна	14	0.045	1.21
17	Г-93/6а	амфиболит с Ап, Эп, сосюртитизированный	до 20%	4999	8.921	1.18
18	Г-96/1	амфиболит сз	единичные зерна, размер до 0.1 мм	6	0.049	—
19	Г-96/2	амфиболит кз, полосчатый	»	6	0.045	—
20	Г-125/1	амфиболит сз	до 5%, мелкие скопления	11	0.132	1.19
21	Г-125/3	»	»	19	0.114	1.25
22	Г-125/5	амфиболит кз, рассланцованный	< 1%, мелкие зерна	4	0.051	—
23	Г-125/11	амфиболит с Ап	»	19	0.095	1.38
24	Г-138	сланец Би-Муск	до 10%, скопления зерен	2	0.041	—
25	Кар 9	амфиболит Пи с рудным минералом	до 5%, размер до 0.1 мм, приурочен к трещинам сдвига	99	0.374	—
26	Кар 13	святоносит, полосчатый	единичные зерна	18	0.150	—

Таблица 1. Окончание

№№ пп	№ образца	Название породы	Характер выделения магнитных минералов	K, 10 ⁻⁶ СГС/г	I _с , гс см/г	A _k
Породы трогов						
Тургурчинский трог						
27	МЗП-1	амфиболит сз, рассланцованный	< 0.1%, пылевидные выделения	21	0.184	1.11
28	МЗП-2	»	до 0.1%, размер до 0.1 мм	26	0.187	1.22
29	Г-144/2	»	»	17	0.055	1.03
Тас-Мислинский трог						
30	Б-350/20	амфиболит порфировидный	до 1%, мелкие зерна	16	0.129	1.21
31	Б-353	амфиболит мз, рассланцованный	»	21	0.17	1.25
32	Б-358/8	амфиболит порфировидный	до 5%, размер 0.2–0.3 мм	561	1.255	1.11
33	Б-359/14	амфиболит	1–2%, мелкие зерна	22	0.178	1.10
Породы разных трогов						
34	Г-64/1	серпентинит эпидотизированный	до 20%, крупные скопления	7076	10.213	–
35	Г-79/10	амфиболит кз	единичные зерна	29	0.198	1.10
36	Г-234	амфиболовый сланец, полосчатый	до 1–2%, мелкие зерна	52	0.153	–
37	Г-234/1	амфиболит, слаборассланцованный	»	45	0.143	1.09
38	Г-234/3а	амфиболит эпидотизированный	единичные крупные зерна	20	0.164	1.05
39	Г-234/8	амфиболит сз	единичные зерна	21	0.161	1.24
40	Г-234/15	амфиболовый пироксенит сильно хлоритизированный	до 10%, крупные выделения и в виде сыпи	3294	4.404	1.37
41	Г-234/16	амфиболит Пи	единичные зерна, очень мелкие	15	0.128	1.15
42	Г-234/17	катаклазит	единичные зерна	<1	0.003	–
43	Г-234/19а	амфиболит рудный	до 40%, крупные выделения	2870	5.787	1.79
44	Г-234/21	амфиболит рудный с Ап	до 20–25%, размер зерен до 1 мм	2854	4.981	–
45	Г-235/а	амфиболит рудный мз, рассланцованный	до 15%	21	0.162	1.20
46	Г-235/1	амфиболит рудный, рассланцованный	до 50%	21834	–	2.73
47	Г-236/5	амфиболит сильнохлоритизированный	1–5%, тяготеет к зернам граната	74	0.381	1.24
48	Г-239/6	амфиболит полосчатый	до 0.1%, мелкие зерна	14	0.121	1.06
49	Г-132/2а	амфиболит эпидотизированный кз	до 1–3%, мелкие зерна	209	0.54	1.20

Пи-пироксен, Амф-амфибол, Би-биотит, Муск-мусковит*, Ап-апатит, Эпи-эпидот, мз - мелкозернистый, сз - среднезернистый, кз - крупнозернистый.

теризуются мелкозернистой структурой, имеют серовато-розоватый цвет, обычно разгнейсованы.

Следующей страницей становления Алданского щита является образование пород Олекминской ветви, обрамляющей с запада Алданский щит. Породы Олекминской серии имеют субмеридиональное простираие, представлены гранито-гнейсами, метаморфизованными и гранитизированными амфиболитами. Не вдаваясь в полемику о возрасте пород Олекминской серии, мы принимаем его архейским и считаем, что Олекминская ветвь образовалась вместе с Алданским щитом, но не прошла нижнепротерозойской переработки.

Относительно более молодые, верхнеархейские-нижнепротерозойские породы слагают наложенные на архейский фундамент троговые структуры/Они представлены в основном амфи-

болитами и метабазитами, а на участках, разделяющих эти трого, - гранито-гнейсами. Возраст троговых структур 3.1-2.9 млрд. лет. Схема взаимного расположения основных структур, из которых были отобраны образцы для настоящей работы, показана на рис. 1.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения магнитных свойств пород архейского и нижнепротерозойского возраста были отобраны образцы в основном метабазитов из фрагментов Суннагинского купола (Центральная часть Алданского щита), а также из Талакитского, Октокитского и Бирояхского куполов (западная часть Алданского щита). Кроме того, небольшая коллекция образцов отобрана из метабазитов Олекминской ветви и пород наложенных трогов

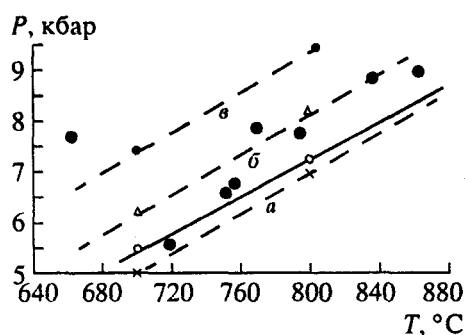


Рис. 2. Условия метаморфизма алданских образцов на P - T диаграмме по данным амфибол-плаггиоклазового термобарометра [7]. Сплошной линией показан основной путь гранулитов, пунктиром – пути формирования канских гранулитов: относительно низкогобарических (а), умеренных давлений (б) и высокобарических (в), по [7].

(табл. 1). Изучались химический состав пород, петромагнитные характеристики – магнитная восприимчивость K , намагниченность насыщения I_s , остаточная намагниченность насыщения I_r , коэффициент магнитной анизотропии A_k , состав и структура минералов методом рентгеноспектрального микроанализа на микроанализаторе "Camebax", использовались обычные методы оптической петрографии и сканирующей электронной микроскопии. Всего было изучено около 50 образцов.

Как показано М.З. Глуховским, В.М. Моралевым и др. [6], среди метабазитов по форме залегания различают три типа пород:

1 - метабазиты инфракрустального комплекса. Они залегают в ядрах купольных структур в виде схиалитов, обычно сильно гранитизированы;

2 - метабазиты супракрустального комплекса, представлены отдельными разобщенными схиалитами среди гранитизированных пород или относительно мощными (десятки метров) слоями среди метаморфогенно-осадочных образований;

3 - метабазиты достоверных мафических даек.

Инфракрустальные и супракрустальные метабазиты и метабазиты достоверных мафических даек различаются содержаниями Ti и Mg : в инфракрустальных метабазитах этих компонентов состава больше, чем в супракрустальных. Все три группы метабазитов отвечают базальтам толейтовой и известково-щелочной серий пород, аналогичных окраинно-континентальным или близким к островодужным современным геодинамическим обстановкам.

М.З. Глуховский показал, что родоначальная магма инфракрустального и супракрустального комплексов выплавлялась из одного очага, но при различной степени частичного плавления

мантии [6]. При этом более высокая степень частичного плавления характерна для более древних базитов инфракрустального комплекса, а менее высокая – для супракрустального.

Метабазиты инфракрустального комплекса включают в себя в разной степени амфиболизированные пироксениты, среднезернистые, несколько рассланцованные, слабо катаклазированные, по краям крупные зерна пироксена несколько резорбированы; содержат до 10-15% (иногда до 20%) высокотитанистого амфибола. Рудный минерал обычно выделяется по краям пироксена и амфибола, а также по спайности в этих минералах.

Изученные метабазиты супракрустального комплекса представлены амфиболитами, амфиболовыми кристаллическими сланцами и эндебитами. Породы в целом среднезернистые, иногда слабополосчатые, часто содержат небольшое количество апатита, который приурочен к выделениям амфибола. Апатит представлен хорошо ограниченными призмами размером до 0.5 мм с высоким рельефом, прямым угасанием и серыми интерференционными окрасками. В некоторых амфиболитах наблюдались метагаббровые структуры. Состав их колеблется в пределах до 60-65% амфибола, 30-35% плаггиоклаза, апатита до 1%.

Амфиболовые кристаллические сланцы содержат обычно немного биотита (до 20-25%), иногда – реликтовые зерна пироксена, доля плаггиоклаза достигает 60-65%, амфибола – 30-35%. Иногда эти породы бывают полосчатыми, всегда рассланцованы, структура среднезернистая. Рудный минерал содержится в виде единичных отдельных зерен, иногда замещает амфибол и пироксен. Выделяются рудные амфиболиты с содержанием рудного минерала до 20%. В этих породах повышено содержание апатита – до 10%.

Амфиболиты даек носят следы габброидных структур. Среди различных амфиболитов троговых структур преобладают крупнозернистые амфиболиты, габбро-амфиболиты, иногда эпидотизированные, содержащие до 20% рудного, чередуются с тонкозернистыми, полосчатыми рассланцованными амфиболитами, переходящими в кристаллические сланцы. Последние содержат иногда пироксен, биотит, до 20% рудной фазы, мусковит. Порфировидные амфиболиты относятся к рртпородам. То же можно сказать о некоторых кристаллических сланцах. Все породы трогов не проходили стадию позднеархейской-нижнепротерозойской гранитизации. По амфибол-плаггиоклазовой геотермобарометрии [7] наиболее высокие T и p отмечены для пироксенитов супракрустального комплекса: 863°C при $p = 9$ кбар. Обычно T_{up} варьируют от 660°C до 840°C при давлениях 7.8-7.6 кбар, для остальных образцов до 9; кбар (рис. 2). Представительная выборка хи-

Таблица 2. Химические составы образцов пород, изученных петромагнитными методами

Образец	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	H ₂ O*
Породы купольных структур												
Г-2/1-88	0.27	0.75	12.04	11.34*		0.16	8.26	16.46	2.02	0.48	0.2	0
Г-2/2-88	43.24	0.87	11.93	12.05*		0.22	12.04	15.85	1.99	0.88	0.1	0
Г-1/2	48.85	1.46	18.74	11.66*		0.15	4.23	8.12	3.74	2.04	0.73	0
П-142/1	51.16	1.32	17.9	4.81	5.26	0.15	5.13	7.61	3.75	1.72	0.56	0.16
П-300/10	47.66	0.71	9.6	3.02	7.4	0.19	15.04	14.2	1.38	0.61	0.02	0.1
П-83/1	43.64	1.99	15.97	6.24	8.87	0.18	4.9	10.23	2.64	1.85	1.68	0.1
П-120/1	52.49	1.02	18.45	3.15	5.96	0.15	5.21	7.32	3.7	1.53	0.36	0.1
П-122/1	55.04	0.87	19.05	2.68	5.03	0.14	3.86	6.44	3.52	2.35	0.32	0.1
П-125/1	50.27	0.99	12.72	3.77	6.97	0.25	9.89	9.45	2.96	1.41	0.27	0.1
Породы Олекминской ветви												
Г-92	71.2	0.21	15.8	0.57	0.94	0.05	0.68	3.15	5.05	0.98	0.07	0
Г-93/6а	48.9	1.9	14.3	13.8	4.98	0.1	2.84	1.88	2.9	4.24	0.29	0.04
Г-96/1	56.8	0.22	16.7	1.26	3.3	0.09	5.6	9.78	3.12	1	0.06	0.04
Г-96/2	56.45	0.22	10.95	0.92	2.99	0.08	5.89	7.74	3.95	1.82	0.04	0.05
Г-125/1	48.25	1.26	16.7	1.46	9.34	0.15	7.68	9.1	2.25	0.97	0.18	0.03
Г-125/3	48.5	1.3	16.7	2.09	8.58	0.14	6.95	8.83	2.75	1.18	0.18	0
Г-125/5	52.65	0.24	17.1	1.36	3.33	0.11	8.49	8.56	2.6	1.91	0.025	0
Г-125/11	52.15	0.66	15.6	2.11	5.76	0.13	7.5	8.97	2.95	1.23	0.32	0.03
Породы трогов												
Б-360/20	56.86	1.22	15.72	2.25	7.48	0.13	3.88	8.08	3.03	0.39	0.2	0
Б-353	49.07	1.26	14.46	1.9	11.78	0.2	6.53	9.88	2.03	0.36	0.14	0
Б-358/8	50.7	1.48	14.58	3.01	10.45	0.18	6.17	9.83	1.87	0.63	0.14	0
Б-359/14	50.58	1.45	13.39	2.61	11.74	0.2	5.91	9.24	2.07	0.41	0.09	0
Г-64/1а	32.55	7.82	2.05	13.92	11.81	0.22	23.45	3.55	0.15	0.62	0.69	0.12
Г-79/10	50.8	0.69	15.8	3.04	7.26	0.19	6.47	10.41	2.9	0.86	0.05	0
Г-243/1	62.5	0.56	15.95	2.22	3.4	0.12	3.25	6.38	4.33	0.62	0.15	0.07
Г-234/3	49.5	1.38	14.85	3.19	11.11	0.22	6.01	10.34	1.13	0.3	0.4	0.07
Г-234/8	48.55	1.03	14.45	3.03	9.91	0.24	7.31	10.5	1.96	0.52	0.1	0.09
Г-234/15	38.7	0.18	2.95	8.66	3.68	0.12	32.41	1.43	0.04	0.08	0.08	0.26
Г-236/5	44	0.7	10	4.16	16.89	0.92	3.3	15.88	0.67	0.3	0.15	0.07

* Все железо в виде Fe₂O₃

мических составов образцов из упомянутых структур Алданского щита, которые изучались петромагнитными методами, приведена в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Терромагнитный анализ и изучение образцов на микроанализаторе показали, что основной ферромагнитной фазой является магнетит с точкой Кюри около 580°C. Значительно реже и в меньшей концентрации встречается пирротин с точкой Кюри около 350°C. Между величинами K и I_s установлена тесная связь, коэффициент линейной корреляции составляет 0,987. Это означает, что оба магнитных параметра характеризуют в первую очередь концентрацию ферромагнитных фаз.

Измеренные магнитные характеристики образцов приведены в табл. 1 и на рис. 3. Их рассмо-

трение показывает, что породы из разных структурных областей Алданского щита заметно различаются по величинам намагниченности (или концентрации ферромагнитных зерен). Практически немагнитна группа образцов Олекминской ветви, концентрация магнетита в них не превышает 0.05%. Только в одном образце Г-93/6а содержание магнетита аномальное – 9%. Две другие группы пород бимодальны по концентрации магнетита: в немагнитных разностях, как в олекминской группе, содержание зерен менее 0.05%, в магнитных – от 1.5 до 10%. Более отчетливо бимодальность видна для образцов амфиболитов из купольных структур: в них же количество немагнитных образцов минимальное.

Структурно-чувствительные характеристики I_{rs}/I_s и $Q_n = I_n/0.5K$ варьируют в пределах 0.002–0.2 и 0.08–2.7 соответственно. В немагнитных разностях малые величины $I_n/I_s < 0.1$ свидетельствуют о большом влиянии парамагнитных минералов.

Таблица 3. Химические составы титаномагнетитовой матрицы и ламелл ильменита в структуре распада титаномагнетитов (мас. %)

Образец	Г-2/1		Г-1/2	
фаза оксид	Ti-Mt	Ил	Ti-Mt	Ил
SiO ₂	—	0.11	—	—
TiO ₂	3.63	51.03	0.87	52.03
Al ₂ O ₃	2.59	1.15	—	1.07
FeO	79.11	47.23	91.51	47.19
MnO	0.37	0.60	0.01	2.06
MgO	—	0.63	—	—
Cr ₂ O ₃	7.90	0.12	—	—
Сумма	93.60	100.87	92.39	102.35

Ti-Mt - титаномагнетит, Ил - ильменит, FeO* - все железо определено как FeO

В слабомагнитных и магнитных разновидностях значения $I_{rs}/I_s < 1$ указывают на преобладание многодоменных зерен во всех изученных породах. Об этом же говорит и преобладающая малая величина $Q_n < 1$. $Q_n > 1$ (и даже > 10) относится, как правило, к немагнитным образцам и, очевидно, связано с присутствием в них очень мелких зерен магнетита, концентрация которых менее 0.05 вес. %. Судя по составам сосуществующих магнетитов и ильменитов в образцах, температура их образования не превышает 500°C.

Микроструктурные исследования показывают, что магнетит не является, как правило, продуктом распада возможной первичной магматической ферритшпинели. Признаки распада и присутствие хромистых шпинелей (табл. 3) относятся к слабомагнитным образцам. В высокомагнитных образцах магнетит и ильменит присутствуют в сростках. Магнетит стабилен к нагревам: I_{st}/I_{so} за редким исключением близко к 1, следовательно, магнетит не магнетитизирован и не находится в заметно напряженном состоянии.

Все изученные образцы оказались магнитно анизотропными, средняя величина A_k при этом

одинакова во всех группах (табл. 4) и составляет 1.22–1.27. Величина A_k несколько возрастает от немагнитных к магнитным породам (рис. 3). Коэффициент корреляции между I_s и A_k составляет 0.883.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические диаграммы изученных образцов показывают их преимущественную принадлежность к ортопородам. На рис. 4 приведено соотношение в породах SiO₂-MgO. Отчетливо видны два тренда в области составов 40–75 мас. % SiO₂: крутое нарастание содержания MgO при низких концентрациях кремнезема и пологий тренд уменьшения MgO при росте SiO₂. Первый принадлежит породам кумулятивной серии, в которых накапливаются ранние продукты кристаллизации магнезиальных силикатных фаз, второй – остаточным магматическим дериватам. Подобные соотношения в ряду магматических пород четко прослежены для молодой тектонической структуры Исландии [7]. На рис. 4 область составов вулканитов Исландии показана контуром. Данные, приведенные на рис. 4, показывают, что наиболее полно магматическая дифференциация проявлена в образцах из трогов, тогда как среди пород Олекминской ветви, видимо, отсутствуют породы кумулятивного типа. Среди образцов из купольных структур нет кислых разновидностей. Диагностические петрохимические диаграммы (рис. 5, рис. 6) свидетельствуют о принадлежности отобранных для исследования образцов толеитовой серии. Тройная диаграмма Al₂O₃-(FeO* + TiO₂)-MgO (рис. 6) ясно показывает различную петрохимическую специализацию образцов из трех структурных областей алданского щита: породы Олекминской ветви принадлежат известково-щелочной серии, породы трогов – наиболее продвинутой дифференцированной толеитовой серии, породы купольных структур близки железистым дериватам пород трогов.

Сопоставление магнитных характеристик образцов с их петрохимическими особенностями по-

Таблица 4. Средние петромагнитные характеристики пород различных структурных областей Алданского щита

Структурная область	K, 10 ⁻³ СГС/г	I _s , Гс*см ³ /г	A _k
Купола	0.81(15)/0.02–2.9 0.17(7)/0.02–0.62	1.23(15)/0.12–3.09 0.42(7)/0.12–1.2	1.22(11)/1.04–1.48
Олекминская ветвь	0.47(11)/0.001–5.0 0.02(10)/0.001–0.1	1.18(11)/0.04–8.9 0.11(10)/0.04–0.37	1.24(5)/1.16–1.38
Троги	0.92(20)/0.015–7.08 0.08(15)/0.015–0.56	1.09(20)/0.003–10.2 0.28(15)/0.015–1.26	1.27(20)/1.04–2.73

K – магнитная восприимчивость, /, – намагниченность насыщения, A_k – коэффициент магнитной анизотропии.

В скобках – количество образцов, в знаменателе – минимальное и максимальное значения, вторая строчка в каждой группе – то же, что и в числителе, за исключением аномальных по магнитным характеристикам образцов

казывает, что намагниченность и концентрация ферромагнитных зерен в породах не зависит от принадлежности "кумулятивному" или "магматическому" трендам (рис. 7), как это было показано для пород земной коры Исландии [7]. Магнетит как основной носитель ферромагнетизма в изученных породах не характерен для магматических процессов кристаллизации и во всех случаях является вторичным относительно минералов магматической стадии кристаллизации. Как отмечалось выше, минеральная термооксметрия приводит к температурам формирования магнетита ниже 500°C. Наличие магнитной анизотропии в образцах также однозначно свидетельствует об образовании магнетита в твердофазовых условиях при стрессовых напряжениях. Об этом же свидетельствует и сильная положительная корреляция между намагниченностью насыщения (или магнитной восприимчивостью) и коэффициентом магнитной анизотропии A_k .

Следует подчеркнуть, что если вторичный магнетит образовывался по первичномагматическим ферромагнетикам, всегда можно выявить следы такого преобразования: в ассоциации с магнетитом находится гемогилленит, сохраняются реликты распавшихся и окисленных первичных зерен минералов, примесный состав магнетитов наследует особенности состава магматогенных минералов. В случае алданских образцов практически отсутствуют признаки образования магнетита за счет таких магматических ферромагнетиков.

В целом выявленные особенности формирования ферромагнитных фаз и магнитных свойств пород Алданского щита напоминают те закономерности, которые были выявлены при изучении ксенолитов пород земной коры из кимберлитов Якутии (то есть для пород фундамента Анабарского щита) [2]. Там также наблюдалось образование вторичного магнетита, причем наиболее магнитными оказывались и наиболее анизотропные породы. Можно допустить, что процессы магматической дифференциации, прослеживаемые на всех этапах геологической жизни Земли, существенно различались по окислительно-восстановительным условиям. В послепархейское время в процессе кристаллизационного фракционирования магм в остаточных расплавах накапливался кислород, в результате чего поздние магматические дифференциаты содержали ферромагнитные минералы. В архее режим фракционирования проходил в более восстановительных условиях, что приводило к вхождению закисного железа и титана в силикаты, и как кумуляты, так и магматические дериваты не содержали заметных количеств ферромагнетиков. Для алданских образцов наблюдается высокая степень корреляции содержания оксидов титана и суммарного железа независимо от характера намагниченности пород. Та-

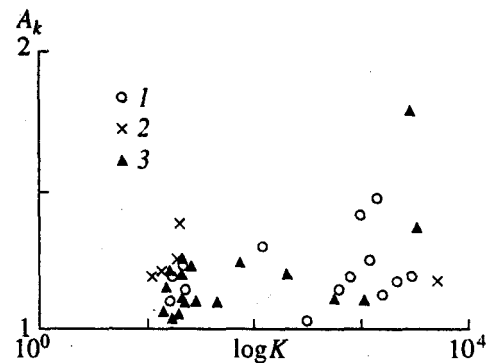


Рис. 3. Соотношения удельной магнитной восприимчивости (в логарифмическом масштабе) K и коэффициента магнитной анизотропии A_k для алданских образцов пород из купольных структур (1), Олекминской ветви (2) и трогов (3).

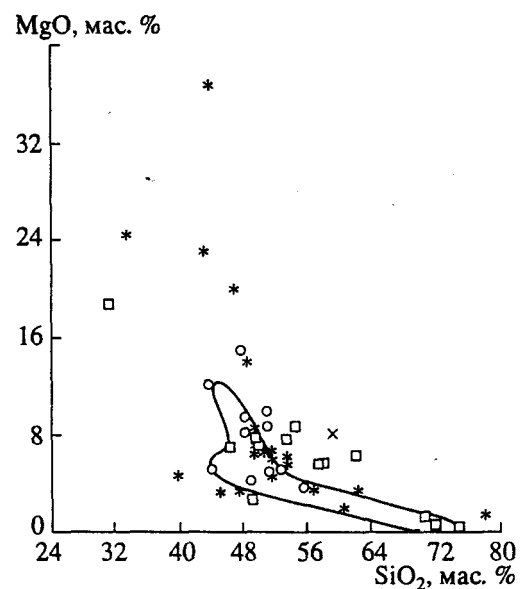


Рис. 4. Соотношение содержаний SiO_2 и MgO в алданских образцах пород из купольных структур (1), Олекминской ветви (2) и трогов (3). Контуром показано поле составов исландских вулканитов.

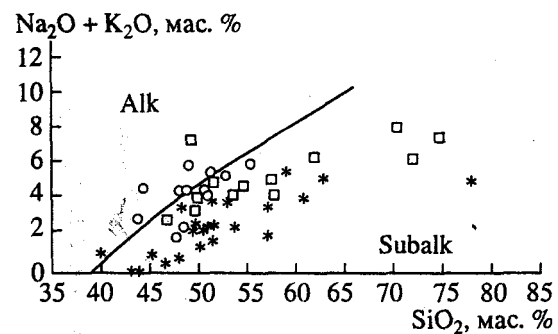


Рис. 5. Соотношение содержаний SiO_2 и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в алданских образцах пород. Alk – поле щелочно-оливиновой серии пород, Subalk – поле толеитовой серии, по [10]. Условные обозначения пород см. рис. 4.

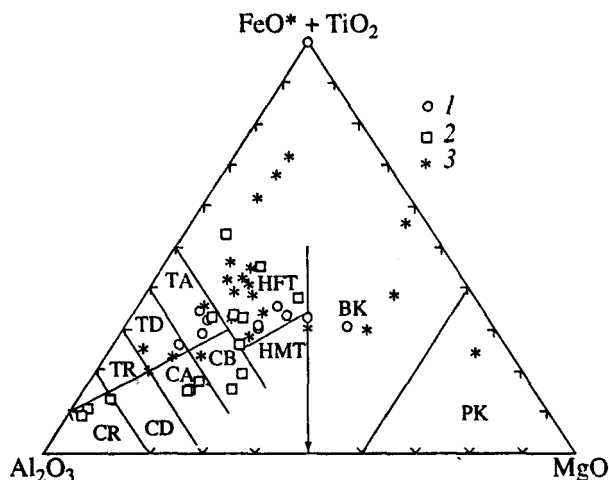


Рис. 6. Тройная диаграмма Al_2O_3 – $(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)$ – MgO , по [9] для алданских образцов. Показаны поля составов пород толеитовой серии: риолитов (TR), дацитов (TD), андезитов (TA); известково-щелочной серии: риолитов (CR), дацитов (CD), андезитов (CA), базальтов (CB); высокожелезистых толеитов (HFT), высокомагнезиальных толеитов (HMT), базальтовых коматиитов (BK), перидотитовых коматиитов (PK). Обозначения пород см. рис. 4.

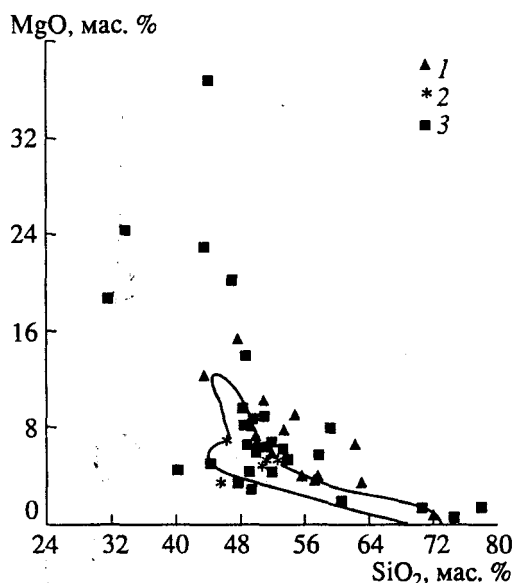


Рис. 7. Соотношение содержаний SiO_2 и MgO для алданских пород разной намагниченности: 1 — немагнитные и слабомагнитные породы, 2 — умереннонамагниченные породы, 3 — сильнонамагниченные породы.

ким образом магнитные свойства древних пород Алданского щита сформировались в результате наложенных процессов преобразования их минерального состава.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность М.З. Глуховскому, В.И. Пузанову, М.Е. Федоровой, Г.П. Шахову за предоставление образцов горных пород для исследования, аналитических данных, полезное обсуждение работы в ходе ее выполнения. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 03-05-9426.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петромагнитная модель литосферы / Колл. авторов / Отв. ред. Д.М. Печерский. Киев: Наукова Думка, 1994. С. 175.
2. Магнитопетрологическое изучение условий формирования недр континентальной земной коры (на примере изучения ксенолитов из кимберлитов Якутии) / Генштафт Ю.С., Печерский Д.М., Шаронова З.В., Миронова Н.А., Цельмович В.А., Спешиус З.В., Илупин И.П. // Физика Земли. 1995. № 3. С. 26–45.
3. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования // Геотектоника. 1991. № 4. С. 10–23.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Петрова З.И. Геохимические особенности и тектоническая природа архейских метабазитов Суннагинского купола Алданского щита // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 3. С. 626–632.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
6. Моралев В.М., Глуховский М.З., Лебедев А.И., Чешихина К.Г. Геохимические особенности основных гранулитов и их значение для структурного анализа метаморфических комплексов // Изв. АН СССР, сер. геологич. 1987. № 2. С. 51–57.
7. Gerya T.V., Perchuk L.L. GEOPATH-thermodynamic data base for geothermometry and related calculation with the IBM AT/XT computer // Thermodynamics of Natural Processes. Novosibirsk, 1992. С. 20–21.
8. Лыков А.В., Шолпо А.В., Генштафт Ю.С. Петромагнитные исследования глубинных пород Исландии // Физика Земли. 1993. № 9. С. 53–66.
9. Jensen E.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66.1976. (В пакете петрологических программ // NEWPET 1987–1990).
10. Irvine T.H., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 5. P. 523–548.