

Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий: обзор

Содержание

- **Аннотация**
- **1. Введение**
- **2. Источники региональных магнитных аномалий**
- **3. Данные экспериментов**
 - **Обобщение результатов опытов**
- **4. Магнитопетрологическая характеристика близповерхностных магматических пород**
- **5. Магнитопетрологические данные о низах континентальной коры**
 - **А. Изучение ксенолитов**
 - **В. Изучение архейско-протерозойских метаморфических толщ**
 - **Обобщение магнитопетрологических данных**
- **Заключение**
- **Литература**

Аннотация

Рассмотрены существующие представления об источниках региональных магнитных аномалий, данные экспериментального изучения образования и существования различных магнитных минералов в широком диапазоне давлений, температур, летучести кислорода. Показано существование четырех термодинамических зон условий образования магнитных минералов: при уменьшении летучести кислорода (от высокоокислительных условий к высоковосстановительным) последовательно происходит смена гематитовой, магнетитовой, силикатной и Fe-металлической зон. Рассмотрены роль давления, диффузионных процессов на изменение титаномагнетита, а также летучести кислорода и состава флюида на состав и концентрацию магнитных минералов. Результаты экспериментальных исследований показывают, что как в "сухих" условиях, так и в присутствии водяного пара новообразование ферримагнитных минералов из силикатов не происходит. Приведены результаты собственных исследований авторов магнитопетрологических характеристик пород, образовавшихся в близповерхностных условиях - базальтов и габброидов - и в низах континентальной коры (ксенолиты в магматических породах Афара, Монголии, Малого Кавказа, Курильских островов, Якутии), а также пород из архейскопротерозойских метаморфических толщ (Алданский и Анабарский щиты, Воронежский кристаллический массив), рассмотрена роль вторичных процессов (хлоритизации, амфиболизации) в изменении ферримагнитной фракции и магнитных свойств этих пород. Из совокупности рассмотренных авторских результатов и обзора мировых данных следует, что главным источником магнетизма земной коры и региональных магнитных аномалий с архея доныне являются магматические породы, формировавшиеся в зонах растяжения в поверхностных и

близповерхностных условиях. Эта ситуация сохраняется, несмотря на метаморфизм и значительную перекристаллизацию магнитных минералов на различных глубинных уровнях.

1. Введение

Много лет магнитологи занимаются проблемой геологической природы региональных магнитных аномалий, петромагнетизмом низов континентальной коры. Однако, во-первых, остается спорным происхождение намагниченности пород нижней коры: ряд исследователей связывают магнетизм пород низов коры с гранулитовым метаморфизмом, другие считают определяющими первично-магматические условия формирования магнитных минералов, глубинный метаморфизм изменяет эти минералы, но при этом сохраняется главная закономерность - в большинстве случаев первично-магнитные или немагнитные¹ породы остаются таковыми. Во-вторых, за рубежом практически не знают наших работ. По этим двум причинам мы решили сделать настоящий обзор.

Магнитная съемка - наиболее дешевый и доступный из геофизических методов изучения литосферы нашей планеты. Благодаря этому практически вся поверхность Земли покрыта наземной, аэромагнитной и спутниковой съемками. Однако оценка пространственного распределения магнитных масс в литосфере Земли и их эффективной намагниченности затруднена в силу неоднозначности решения обратной задачи магниторазведки. Использование комплекса других геофизических данных сужает неоднозначность решения, но не снимает ее. При этом остается проблема природы магнетизма пород, его источников, их сохранности и последующих преобразований. Решить эту проблему помогают магнитоминералогическое и магнитопетрологическое изучение горных пород, эксперименты, воспроизводящие T - P - fO_2 условия образования горных пород и магнитных минералов.

Значительная часть магнитных и петромагнитных исследований посвящена близповерхностным объектам районов, где есть возможность прямого сопоставления магнитных аномалий с конкретными геологическими телами, обнажающимися на поверхности Земли, реже исследуется природа региональных магнитных аномалий, относящихся к глубоко залегающим магнитным телам, лишь в некоторых случаях сделана попытка выявить общие петромагнитные черты литосферы.

Из многочисленных публикаций о природе магнитных аномалий, о магнетизме горных пород, ныне обнажающихся на дневной поверхности, следует, что львиная доля магнитных пород приходится на вулканиты и близповерхностные интрузивы. Петромагнитное изучение таких объектов позволяет решить вопросы происхождения их намагниченности, которые должны быть справедливы и для глубинных тел.

Построена петромагнитная модель океанической литосферы на базе гипотезы Вайна и Мэтьюза [*Vine and Matthews*, [1963](#)] и обобщения петромагнитных данных о породах, образующих литосферу под современными и исчезнувшими океанами [*Гордин и др.*, [1993](#); *Петромагнитная модель...*, [1994](#); *Печерский, Диденко*, [1995](#); *Печерский и др.*, [1993](#); *Dunlop and Prevo*, [1982](#); *Kent et al.*, [1978](#); *Kidd*, [1977](#); *Johnson*, [1979](#) и др.]. В основе модели лежит первично-магматическое формирование океанской коры, состоящей из верхнего магнитного слоя, включающего лавы (2А), параллельные дайки, являющиеся подводными каналами лав (2В) и габбро (3А); нижнего немагнитного слоя кумулятивных габбро, пироксенитов (3В) и немагнитной верхней мантии. В результате серпентинизации перидотитов верхов мантии снизу добавляется вторично-магнитный слой. Показано, что распределение в нем магнитной полярности скорее хаотично [*Нгуен, Печерский*, [1989](#)]. В этой схеме не отражена первичная неоднородность слоев 2 и 3А - их намагниченность широко варьирует от ранних немагнитных и слабомагнитных генераций даек и лав до сильномагнитных поздних

дифференциатов [Печерский, Диденко, [1995](#)], не отражена также роль вторично-немагнитных пород коры, связанных с зеленокаменными изменениями и др.

Гораздо сложнее ситуация в случае распределения магнитных масс в континентальной земной коре. Из общих геологических сведений, данных о реальных глубинных породах и экспериментов следует, что главным источником магнитных аномалий любых уровней являются магнетитсодержащие магматические поверхностные и близповерхностные породы, погружившиеся в дальнейшем на большие глубины. Так, в большинстве разрезов архейских пород, относимых к низам континентальной коры, присутствуют метаосадочные породы, т.е. значительные части таких толщ формировались на поверхности Земли. Следовательно, закономерности магнетизма близповерхностных магматических пород должны распространяться на магнетизм нижней части континентальной земной коры. При этом важно оценить влияние глубинного метаморфизма на магнетизм пород нижней континентальной коры.

Вторым вероятным источником обогащения пород магнитными минералами являются флюиды, богатые железом.

Обобщение петромагнитных, петрохимических, минералогических данных и результатов экспериментов по воспроизведению условий образования и изменений горных пород показало, что все разнообразие условий образования горных пород, составляющих земную литосферу, описывается сочетанием четырех петромагнитных типов ([табл. 1](#)) [Петромагнитная модель..., [1994](#)].

2. Источники региональных магнитных аномалий

Трудно определить приоритет, но все-таки мы хотим выделить З. А. Крутиховскую [Крутиховская, [1976](#), [1986](#) и др.], посвятившую много лет проблеме комплексной интерпретации региональных магнитных аномалий, выявлению петромагнитных закономерностей, объясняющих глубинное строение континентальной литосферы Земли.

Как видно из карт аномального магнитного поля, значительные объемы литосферы занимают немагнитные породы, распределение магнитных масс имеет большую неоднородность как по латерали, так и по вертикали, что выражается в дифференцированности, интенсивности и морфологии аномалий. Морфология аномалий независимо от принадлежности их к локальным или региональным определяется двумя типами - линейным и изометричным. Эта типизация сохраняется на всех иерархических уровнях - от локальных аномалий до полученных с искусственных спутников, и несет генетическую (прежде всего тектоническую) нагрузку. Региональные магнитные аномалии (поперечник более нескольких десятков км) обычно связываются с источниками, находящимися глубже 10-15 км.

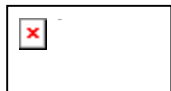


Рис. 1

Приведем один пример, подтверждающий корреляцию величины намагниченности, вычисленной по интенсивности магнитных аномалий, с тектонической приуроченностью магматических тел на территории Северной Евразии ([рис. 1](#)). Так, в зонах развития рифтового, островодужного и внутриплитного вулканизма практически независимо от возраста пород явно преобладают вулканиты с высокой намагниченностью, даже у кислых пород свыше 60% имеют намагниченность более 0,3 А/м. Среди же вулканитов складчатых зон, времени коллизии и складчатости, значительна доля немагнитных пород даже основного состава (свыше 70% имеют намагниченность менее 0,1 А/м). Заметные "хвосты" у первой группы вулканитов в сторону магнитных пород и у второй - в сторону немагнитных, возможно, связана с неточностью оконтуривания площадей развития вулканитов и/или с вторичными

изменениями. Подобная картина прослеживается и для интрузивных пород, но здесь ярче выделяется группа кумулятивных немагнитных пород основного состава (см. ниже).

Из-за многозначности решения обратных магниторазведочных задач даже комплекс данных не избавляет от противоречивых решений, так нижняя граница источников региональных магнитных аномалий варьирует в зависимости от принятой модели от 15-20 до 40 км и более [Булина, 1986; Каратаев, Пашкевич, 1985, 1986; Крутиховская, 1986; Луговенко и др., 1984; Пашкевич и др., 1986; Печерский, 1991; Печерский и др., 1975; Пискарев, Павленкин, 1985; Belusso et al., 1990; Mayhew et al., 1985; Schlinger, 1985; Toft and Haggerty, 1988; Wagner, 1984; Warner and Wasilewski, 1995; Wasilewski and Mayhew, 1982], достигая границы Мохо или ограничиваясь глубиной достижения 580°C (температуры Кюри магнетита). Вариации и глубин, и форм глубинных магнитоактивных тел - источников региональных магнитных аномалий, естественно, связываются с особенностями геологического строения региона, его тектонической историей. Моделирование показало, что региональное поле не может быть объяснено колебаниями раздела Мохо при однородной намагниченности нижней части коры.

Из обобщений [Крутиховская, 1986; Петромагнитная модель..., 1994] следует, что пояса региональных магнитных аномалий преимущественно располагаются в шовных зонах, разделяющих мегаблоки коры, в зонах тектономагматической активизации; обогащение магнитными минералами относится к этапам растяжения (фемические блоки), обеднение - к этапам сжатия (сиалические блоки). В общем, региональные магнитные аномалии имеют полигенную и полихронную природу, они связаны, в первую очередь, с областями ранней консолидации, сложенными наиболее древними комплексами основных гранулитов, реже с другими метаморфическими породами [Крутиховская, 1986; Крутиховская и др., 1984; Петромагнитная модель..., 1994; Яковлев, Марковский, 1987; Belusso et al., 1990; Liu, 1998; Liu and Gao, 1992; Liu et al., 1994; Mayhew et al., 1985; Wagner, 1984; Wasilewski and Mayhew, 1982; Wasilewski and Warner, 1988 и др.]. Одни авторы подчеркивают, что амфиболизация ведет к обогащению пород магнетитом [Геншафт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Крутиховская, 1986; Лутц, 1974; Яковлев, Марковский, 1987; Williams et al., 1986], другие отмечают обратный эффект - резкое падение намагниченности пород при переходе от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма [Афанасьев, 1978; Головин, Петров, 1984; Пашкевич и др., 1986; Schlinger, 1985; Wasilewski and Warner, 1988]. Есть примеры, когда кислые породы из разрезов коры оказывались магнитными, а основные породы - немагнитными [Liu and Gao, 1996; Pilkington and Percival, 1999; Williams et al., 1985]. В ряд по росту намагниченности от немагнитных мантийных гипербазитов и слабомагнитных пироксенитов до магнитных среднекислых гранулитов выстраиваются глубинные породы (ксенолиты) Монголии, Средней Азии [Геншафт, Печерский, 1986; Лыков и др., 1981; Петромагнитная модель..., 1994; Печерский, 1991]. Аномально высокие концентрации магнетита до 10% и более обычны для зон высокой активности, как Малый Кавказ, Камчатка, Иврея [Геншафт, Печерский, 1986; Геншафт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Лыков, Печерский, 1984; Belusso et al., 1990; Wasilewski and Warner, 1988 и др.]. Более того, во многих регионах мира встречаются среди ксенолитов высокомагнитные пироксениты "черной серии": породы самых низов коры - верхов мантии, характеризующиеся признаками наложенного метаморфизма и подплавления [Геншафт, Печерский, 1986; Геншафт, Салтыковский, 1987; Петромагнитная модель..., 1994; Салтыковский, Геншафт, 1985; Семенова и др., 1984; Mayhew et al., 1985; Wasilewski and Mayhew, 1982], но отмеченные аномально высокие намагниченности не являются источниками региональных магнитных аномалий, о чем говорит отсутствие региональных магнитных аномалий в районах Малого Кавказа, Камчатки, Курил и др; на долю ксенолитов магнитных "черных" пироксенитов приходится менее 10% изученных образцов. Такое локальное обогащение магнитными минералами связано с магмами, захватившими ксенолиты.

Благодаря равновесному состоянию многодоменных зерен магнетита, преобладающему в глубинных частях континентальной земной коры, намагниченность глубинных пород определяется, главным образом, концентрацией магнетита и индуктивной намагниченностью независимо от P - T условий вплоть до температур 550-580°C (точки Кюри магнетита) [Завойский, Марковский, 1983; Марковский, Таращан, 1987]. Однако, во-первых, из-за напряженного состояния в глубинных породах, во-вторых, из-за гетерофазного изменения ильменита и титаномагнетита и, в-третьих, из-за распада пироксенов с появлением магнетита и близких ему минералов возможен определенный вклад в намагниченность глубинных пород однодоменных и псевдооднодоменных магнитных зерен и, соответственно, связи части магнитных аномалий с остаточной намагниченностью, как, например, в случае протерозойских анортозитов Литвы, Украины, Норвегии [Богатиков и др., 1975; McEnroe et al., 1996], гранулитов центральной Австралии [Kelso et al., 1993] и Лабрадора [Kletetschka and Stout, 1998] и др. Однако однородность направлений древней естественной остаточной намагниченности невероятна (в случае $Q_n > 1$, т.е. преобладания остаточной намагниченности над индуктивной) при мощности магнитоактивных тел 10-20 км и латерального их размера порядка 100 км, медленного и неравномерного их остывания, сложного длительного метаморфизма, тем более на фоне геомагнитного поля меняющейся полярности, соответственно, не реален заметный вклад остаточной намагниченности в региональные магнитные аномалии. К тому же в низах коры, где температура высокая, соотношение остаточной и индуктивной намагниченности смещается в сторону роста вклада последней. С другой стороны, условия в низах континентальной коры благоприятны для образования современной высокотемпературной вязкой остаточной намагниченности [Schlinger, 1985; Williams et al., 1986 и др.].

По данным аэромагнитной и спутниковой съемки определена средняя намагниченность нижней коры для центральной Канады - 5 А/м [Hall, 1974], северо-западной Германии - 2 А/м [Hahn et al., 1976], Украинского щита - 2-4 А/м [Крутиховская, Пашкевич, 1979], США - $3,5 \pm 1$ А/м [Schnetzler, 1985]. Она не противоречит данным непосредственных измерений намагниченности глубинных пород (см. ниже).

Всеми исследователями отмечается существенная роль гранитизации, ведущая чаще к уменьшению намагниченности пород.

За пределами региональных магнитных аномалий на участках регионального метаморфизма высоких ступеней резко уменьшается намагниченность всех типов первичномагматических пород и осадочно-вулканогенных толщ, что прослежено на Балтийском щите [Головин, Петров, 1984; Schlinger, 1985], в том числе в разрезе Кольской сверхглубокой скважины [Бродская и др., 1992; Кольская..., 1984], на Канадском щите [Pilkington and Percival, 1999; Williams et al., 1986].

Во всех регионах, где есть региональные магнитные аномалии и где они отсутствуют, породы, относящиеся к верхней мантии, немагнитны.

Таким образом, сопоставление региональных магнитных аномалий с геологической ситуацией и намагниченностью глубинных пород позволяют утверждать, что их источники находятся в пределах земной коры, это главным образом - основные гранулиты. Сказанное не объясняет причин скоплений магнитных минералов в земной коре, для ответа нужна минералогическая и петрологическая информация.

3. Данные экспериментов

Для образования магнитных минералов в среде кристаллизации в первую очередь необходимо присутствие железа, во вторую очередь - титана, магния и других катионов,

входящих в состав наиболее распространенных на Земле магнитных минералов - магнетита, титаномагнетитов, гемоильменитов и пирротина. Из статистики следует, что для образования магнитных минералов необходимо присутствие в породе более 1% Fe [Печерский и др., 1975]. Это условие необходимое, но недостаточное, так известны многочисленные примеры, когда при близком составе пород и сходном содержании железа содержание в них магнитных минералов колеблется от < 0,01% до 5% и более.

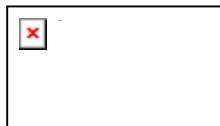


Рис. 2

Появление и состав магнитных минералов определяются общим давлением P , температурой T , летучестью кислорода fO_2 , водородным показателем pH и другими менее существенными параметрами. По данным экспериментов с базальтовыми системами нормальной железистости [Лыков, Печерский, 1976, 1977; Рингвуд, 1981 и др.], титаномагнетиты кристаллизуются при $T < 1100^\circ\text{C}$ и $P < 13$ кбар. С ростом давления титаномагнетиты сначала

сменяются слабомагнитной Mg-Al-феррошпинелью (рис. 2), затем гранатом. Повышение содержания щелочных элементов в базальтах ведет к более ранней кристаллизации рудных фаз и повышению содержания титана в титаномагнетитах и содержания магния+алюминия в Mg-Al-феррошпинелях [Петромагнитная модель..., 1994; Печерский и др., 1975]. Есть примеры экспериментального подтверждения прямого влияния давления на соотношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в расплаве, оно уменьшается с ростом P [Борисов и др., 1991], соответственно повышается содержание титана в кристаллизующемся титаномагнетите [Генишафт, Самтаров, 1981; Osborn et al., 1979].

Внутри P - T - fO_2 области выделяются четыре термодинамические зоны условий образования магнитных минералов [Печерский, 1985; Печерский и др., 1975]:

- *гематитовая* - высоко окислительные условия на поверхности Земли, где образуются минералы, содержащие только Fe^{3+} (гематит, маггемит, гидроокислы железа, Fe^{3+} - силикаты);
- *магнетитовая* - слабоокислительные условия, где образуются минералы, содержащие Fe^{2+} и Fe^{3+} (титаномагнетиты и другие феррошпинели, гемоильмениты);
- *силикатная* - относительно восстановительные условия, где практически отсутствует Fe^{3+} , соответственно образуются ильменит, ульвошпинель, герцинит и другие Fe^{2+} феррошпинели, пирротин, пирит, Fe^{2+} силикаты;
- *Fe-металлическая* - высоковосстановительные условия, помимо минералов "силикатной" зоны, появляется свободное металлическое железо. В литосфере Земли - это экзотические случаи; видимо, "металлическая" зона находится в основании мантии и в ядре Земли, она типична для лунных пород и метеоритов.

Границы между перечисленными зонами примерно соответствуют буферам гематитмагнетит (НМ), кварц-магнетит-фаялит (QMF), железо-фаялит (IF).

Простая схема образования магнитных минералов в случае системы Fe-Ti-O, резко усложняется с добавлением кремния. Тогда помимо "стандартных" термодинамических соображений значительную роль начинает играть прочность связей (более прочная ковалентная у силикатов по сравнению с ионной у Fe-Ti окислов) и зависящая от них растворимость. Коэффициент разделения железа максимален при переходе из твердой фазы во флюид и из флюида в расплав и более чем в 10 раз меньше в обратном направлении [Кадик и др., 1990]. Следовательно, главное обогащение железом происходит в расплаве и главный перенос - расплавом и в меньшей мере - флюидом. Отсюда наиболее благоприятно образование магнитных минералов, при прочих равных условиях, из расплава [Кадик и др., 1990; Маракушев, Безмен, 1983; Печерский и др., 1975; Mueller and Saxena, 1971]. Железо легко переходит во флюид с низкой pH , который его и переносит. Только обогащенные

железом флюиды являются потенциальными источниками повышенной кристаллизации магнитных минералов. Для этого достаточно попасть такому флюиду в относительно окислительные условия с $pH > 7$, что подтверждено экспериментально [Гантимуров, 1982; Кадик и др., 1990; Коржинский, 1967; Летников и др., 1977 и др.].

При высоких давлениях наблюдалась кристаллизация высокотитанистых феррошпинелей в P - T условиях "силикатной" зоны. Так, при давлении 55 кбар обнаружены выделения титаномагнетита в кимберлите [Girnis et al., 1995]. Его образование связывается с наличием воды в системе и повышенной летучестью кислорода. В смесях перидотита и базальтов с ильменитом и металлическим железом в интервале давлений 15-50 кбар кристаллизовалась высокотитанистая феррошпинель из расплава и замещала реликты ильменита [Геншафт и др., 2000]. В проведенных опытах происходило смешение силикатного и карбонатного (кальцитового) расплавов. Состав шпинели отвечает твердому раствору ульвошпинели и магнезиоферрита (или хлоршпинели). Такая шпинель не является ферримagnetиком, но она может быть источником вторичных ферримagnetитов, образующихся за ее счет в более низкотемпературных и более окислительных условиях. Реальность природных процессов и условий появления подобной высокотитанистой феррошпинели в верхней мантии подтверждается существованием в мантийных условиях силикатных расплавов, обогащенных железом и титаном, подобных по составу изученным в эксперименте [Гирнис, 1998; Грачев, 2000; Bell et al., 1998; Gibson et al., 2000; Green and Wallace, 1988; Hauri et al., 1993; Schiano et al., 1994 и др.].

Для оценки влияния вторичных изменений на петромагнитную информацию проделана серия опытов по термообработке образцов естественных и искусственных пород в "сухих" и "флюидных" условиях [Печерский и др., 1989]. Выполнены три серии экспериментов:

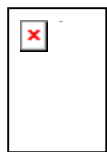
Влияние давления.

Образцы океанических базальтов выдерживались под давлением 1,5 или 7 кбар при 1000°C от 0,5 до 24 час в запаянных ампулах. Летучесть кислорода, судя по геотермобарометру Линдсл [Spencer and Lindsley, 1981], выше буфера Ni-NiO. В ходе термообработки происходит гетерофазное окисление титаномагнетита с образованием ламелл ильменита и между ними ячеек низкотитанового титаномагнетита. По мере роста давления и/или времени термообработки титаномагнетит в ячейках становится все менее титанистым вплоть до появления магнетита. Кроме того, часть железа уходит за пределы зерен титаномагнетита, что выражается в росте среднего состава зерен от $x = 0,615$ до $x = 0,65-0,695$ и уменьшении общей концентрации титаномагнетита на 20-25% (судя по величинам J_s и T_c). Давление и время усиливают эффект изменения зерен титаномагнетита и выноса из них железа. С ростом давления заметно повышается магнитная жесткость (растут J_{rs}/J_s от 0,04-0,08 до 0,15-0,21 и H_{cr} от 5-10 до 20-25 мТ), что связано с ростом напряженного состояния зерен титаномагнетита из-за увеличения их дефектности.

Роль диффузии в процессе изменения титаномагнетита.

Использовалась смесь синтезированного титаномагнетита и природного чистого оливина. Термообработка проб велась при 800°, 1000° и 1150°C в вакууме. На этом примере достаточно простой системы прослеживается процесс переработки зерен титаномагнетита без участия флюида. В ходе термообработки смесей состав титаномагнетита меняется от $x = 0,1-0,4$ до $x = 0,66-0,9$ и появляются зерна ильменита. На контактах крупных зерен оливина и титаномагнетита идет диффузионный вынос железа из титаномагнетита в оливин и привнос магния из оливина в титаномагнетит, что выражается в росте содержания MgO до 8% и TiO₂ до 30% в зернах титаномагнетита и относительном росте содержания железа на 2-27% и спаде MgO на 5-7% в зернах оливина. Привнос железа в оливин не приводит к образованию в нем магнитных минералов.

Влияние на состав и концентрацию магнитных минералов летучести кислорода и состава флюида.



Для опытов подобраны три типа образцов таким образом, чтобы наблюдать появление в ходе термообработки новообразованных магнитных минералов за счет диффузии (крупные кристаллы пироксена), переноса вещества флюидом (образец немагнитного пористого пироксенового габбро) и преобразования исходных магнитных минералов (образцы феррогаббро, содержащие до 40% распавшегося титаномагнетита и магнетита). Состав флюида и летучесть кислорода

Рис. 3 регулировались продуванием печи газовыми смесями разного состава ([рис. 3](#)). Температура опытов 800° и 950°С.

При термообработке кристалла пироксена независимо от газовой среды, ее fO_2 и pH , в течение 200 часов концентрация (J_s), состав (T_c) и структурное состояние (J_{rs}/J_s) магнитных минералов не меняется. В образец немагнитного пористого габбро легко проникает газ и в процессе термообработки из него "вымывается" часть железа, что ведет к заметному уменьшению J_s ([рис. 3а](#)).

Подобный результат получен при экспериментальном изучении биметасоматических процессов в системе немагнитный гранодиорит-известняк/доломит [*Зарайский и др.*, [1986](#)]. Во всех вариантах опытов при широких вариациях температуры (400-900°С), давления (0,7-5 кбар), состава флюида, его pH (1-13) и fO_2 магнетит и другие магнитные минералы *in situ* не образуются, а лишь за пределами гранодиорита, где резко возрастает pH . В данных опытах средний коэффициент диффузии при 600°С и 0,1 кбар равен $3,2 \times 10^{-4} \text{ см}^2/\text{сек}$, что примерно в 10^{14} раз быстрее, чем диффузия железа в титаномагнетите при его гетерофазном окислении [*Печерский и др.*, [1975](#); *Petersen*, [1970](#)].

В случае образцов высокомагнитных феррогаббро в "сухих" относительно восстановительных условиях ($CO_2 + CO$) ([рис. 3б](#), опыты 1, 2 и 4) сначала происходит гомогенизация исходного распавшегося титаномагнетита, постепенно растворяются ламелли ильменита, J_s падает. После 12 часов титаномагнетит близок к гомогенному. После 90 часов идет дальнейшее восстановление - появляется высокотитановый титаномагнетит с $T_c = 100^\circ\text{C}$ и металлическое железо в виде включений размером менее 1 мкм в зернах титаномагнетита, что зафиксировано и микрозондом, и по $T_c = 760-770^\circ\text{C}$, и по росту J_s ([рис. 3б](#)). При термообработке в CO_2 ("сухие" окислительные условия выше буфера Ni-NiO) вновь происходит гетерофазное окисление титаномагнетита, соответственно, растет J_s ([рис. 3б](#)) и появляется фаза с $T_c \geq 560^\circ\text{C}$. Увеличение времени термообработки в CO_2 ведет к спаду J_s , что в большой степени связано с частичным выносом железа за пределы зерен титаномагнетита.

Во "влажных" условиях резко усиливается процесс уничтожения титаномагнетита ([рис. 3б](#)). Идет не только диффузионный вынос железа, но и интенсивное разъедание зерен титаномагнетита, в котором заметное участие принимают силикаты. При этом их средний состав по данным микрозондирования близок исходному. Вынесенное железо "оседает" в пределах разъеданных зерен. Добавление в пары воды 3% $NH_4 OH$ создает восстановительные для титаномагнетита условия и ведет к появлению металлического железа, соответственно резко возрастает J_s ([рис. 3б](#)). При этом металлическое железо в виде мелких зерен и дендритов находится в пределах контуров крупных зерен титаномагнетита и магнетита, т.е. железо в подавляющей своей массе перемещается незначительно.

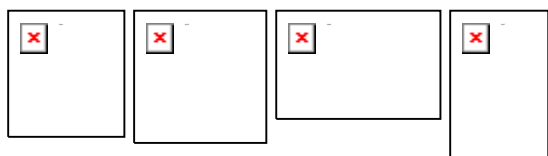
Обобщение результатов опытов

1) При высокой температуре как в "сухих" условиях, так и при участии водяного пара новообразование магнитных минералов из пороодообразующих силикатов не происходит.

Новые магнитные минералы образуются при перекристаллизации *in situ* других Fe-Ti рудных минералов в соответствии с новыми T - fO_2 условиями. 2) При высокой температуре как в "сухих" условиях, так и при участии водяного пара разрушение магнетита и титаномагнетита происходит двумя путями: а) диффузионный вынос железа за пределы зерен; б) разъедание зерен флюидом. Ни в одном варианте опытов суммарная концентрация магнитных минералов в образце не возрастала, исходные немагнитные материалы оставались немагнитными. 3) Процесс разъедания и уничтожения титаномагнетита и магнетита в больших пределах не зависит от летучести кислорода. 4) При разрушении титаномагнетита и магнетита основная масса железа практически остается в пределах зерен. Связанное в силикатах железо малоподвижно и не поддается воздействию флюида. 5) Высокое давление принципиально не меняет процесса разрушения титаномагнетита и магнетита, а лишь ускоряет его. 6) Опыты в "сухих" условиях в какой-то мере моделируют условия гранулитового метаморфизма, очень близкого изохимическому, идущему при очень слабом участии флюидов, и, соответственно, при инертном поведении большинства элементов, в том числе Fe [Лутц, 1974; Перчук, 1973; Яковлев, Марковский, 1987; Mueller and Saxena, 1977 и др.]. Следовательно, при гранулитовом метаморфизме не должно происходить существенного выделения железа из силикатов и новообразования за счет него магнитных минералов.

4. Магнитопетрологическая характеристика близповерхностных магматических пород

В большинстве изученных разрезов архейских пород присутствуют бывшие осадочные породы, т.е. значительные части толщ, образующих нижнюю континентальную кору, формировались на поверхности Земли. Более того, спрединговые структуры растяжения составляют основу образования базальтовой коры первичного океана [Йорк, 1993; Маракушев, 1992]. Например, такие архейские комплексы как серые гнейсы и парагнейсы, зеленокаменные пояса являются метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, дайками, силлами, расслоенными габбро-пироксенитовыми комплексами, т.е. составляют набор, близкий офиолитам, и рассматриваются как разрезы палеоокеанской коры [Зоненшайн и др., 1990; Конди, 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В постархейское время кора наращивалась "сверху" за счет более позднего магматизма и осадконакопления, коллизии, надвигов блоков и т.п. процессов; новообразованные складчатые пояса испытывали орогенные воздымания, сопровождаемые гранитным магматизмом в глубинных зонах [Зоненшайн и др., 1990; Кропоткин и др., 1987; Маракушев, 1992; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Соответственно рассмотрим магнетизм близповерхностных магматических пород, в первую очередь тех, что образуют океанскую кору, как основу понимания магнетизма нижней части континентальной земной коры. Во-вторых, нужно оценить влияние глубинного метаморфизма на магнетизм пород нижней континентальной коры.



По многочисленным данным главной закономерностью в формировании океанской коры является процесс магматической дифференциации базальтовой магмы, образующейся и накапливающейся под центрами спрединга. В результате дифференциации магмы происходит главное деление пород на немагнитные ранние

кумуляты и магнитные продукты кристаллизационной дифференциации. Степень дифференцированности расплава определяет количество в нем железа и, соответственно, кристаллизующегося титаномагнетита - главного носителя магнетизма земной коры. Наглядно этот процесс прослеживается на примере интрузивных габбро Исландии, Зеленого мыса, Камчатки, Курил, Малого Кавказа, Афара, Патынского интрузива [Богатилов и др., 1971; Геншифт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Кашинцев,

Печерский, 1983; Лыков и др., 1992; Петромагнитная модель..., 1994; Печерский, Диденко, 1995]. Все породы образуют две группы, как по петрохимическим характеристикам, так и по содержанию магнитных минералов (J_s), соответствующие двум магматическим трендам: кумулятивному и магматической дифференциации (рис. 4, 5, 6, 7), которые ведут к образованию немагнитной и магнитной групп пород. Процесс идет в условиях близкой к закрытой для кислорода системы, что приводит к увеличению железистости расплава и росту концентрации магнитных минералов в поздних кумулятах и особенно в остаточных расплавах. Даже в относительно малоглубинных очагах базальтовая магма сохраняет низкие значения летучести кислорода, по крайней мере, на 1-2 порядка ниже буфера QMF [Кадик и др., 1990; Sato and Valenza, 1980]. В этих условиях из магмы кристаллизуются высокомагнезиальные и кальциевые минералы - оливин, плагиоклаз, пироксен ($\pm$ хромит), которые и образуют немагнитные кумуляты. Детальные исследования интрузивных массивов и включений в эффузивах Исландии указывают также на преимущественное распространение кумулятивных и гетероаккумулятивных структур пород [Геншафт, Салтыковский, 1999]. Химические составы кумулятивных пород характеризуются узким диапазоном вариаций содержаний SiO_2 (46-48 мас.%) и суммарного железа (FeO^* 5-10 мас.%) при больших колебаниях содержания MgO (до 20 мас.%) (рис. 5, 6, 7). Породы, образованные при кристаллизации остаточных расплавов (магматический тренд дифференциации), отличаются повышенными содержаниями TiO_2 и FeO^* (рис. 5, 6, 7), присутствием модалных титаномагнетита и гемоильменита, высокой намагниченностью.

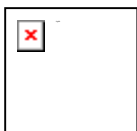
Степень дифференцированности расплава может приводить к появлению первично-немагнитных даек и лав. Так, в разрезе параллельных даек Шульдака [Печерский, Диденко, 1995; Печерский и др., 1983], развитые в миницентрах спрединга более ранние дайки чаще слабомагнитные и немагнитные, тогда как наиболее поздние дайки наиболее магнитные. Другой пример - лавы и дайки Алайского хребта [Печерский, Диденко, 1995; Печерский, Тихонов, 1988]. Здесь во времени выделяются два этапа: а) формирование первично-немагнитных даек параллельного комплекса и лав; б) комплекс рассеянных магнитных даек, прорывающих породы первого этапа, и излияния магнитных пиллоу-лав. Встречаются мощные дайки, центральные части которых первично-немагнитные, а края - первично-магнитные, по петрохимической характеристике центральные части подобны дайкам первого этапа, краевые - дайкам второго этапа.

Существенна роль кристаллизационной дифференциации магм на разных уровнях глубинности формирования промежуточных очагов (образование пород кумулятивного и магматического типов) и для островодужных структур [Кадик и др., 1990].

Следует ожидать, что в архейских комплексах дифференциация должна быть существенно сдвинута в сторону первично-немагнитных пород в силу более восстановительных условий в магмах и, соответственно, кристаллизации в изверженных породах главным образом ильменита (см. раздел 5).

Таким образом, содержание магнитных минералов, как источник региональных магнитных аномалий (т.е. "магнитность-немагнитность" пород), задается в первую очередь на магматической стадии. Деление на магнитные и немагнитные магматические породы относится не только к основным, но и кислым разностям и в большой мере определяется тектоническим фактором: области растяжения характеризуются преобладанием магнитных пород, сжатия - немагнитных (рис. 1).

Рассмотрим влияние вторичных изменений на магнетизм магматических образований.



Как известно, основные носители магнетизма магматических пород - титаномагнетиты - неустойчивы в условиях поверхности Земли и еще на стадии остывания магматических пород часто идет гетерофазное их окисление с образованием агрегата магнетита и ильменита. Даже при относительно низких температурах поверхности Земли идет медленное гетерофазное окисление титаномагнетитов [Нуен, Печерский, 1982]: так в молодых субаэральных базальтах средняя относительная доля магнетита составляет 30-50%, в более древних базальтах средняя доля магнетита возрастает и примерно к возрасту 200 млн лет приближается к 100%, т.е. примерно 50% магнетита в древних субаэральных базальтах образовалась в результате низкотемпературных гетерофазных изменений титаномагнетита (рис. 8). Таким образом, на этой стадии в принципе сохраняется главная закономерность: магнитные магматические породы остаются магнитными, немагнитные - немагнитными.

Рис. 8

титаномагнетитов [Нуен, Печерский, 1982]: так в молодых субаэральных базальтах средняя относительная доля магнетита составляет 30-50%, в более древних базальтах средняя доля магнетита возрастает и примерно к возрасту 200 млн лет приближается к 100%, т.е. примерно 50% магнетита в древних субаэральных базальтах образовалась в результате низкотемпературных гетерофазных изменений титаномагнетита (рис. 8). Таким образом, на этой стадии в принципе сохраняется главная закономерность: магнитные магматические породы остаются магнитными, немагнитные - немагнитными.

Оценка роли таких вторичных изменений горных пород, как серпентинизация, амфиболизация, хлоритизация и т.п., неоднозначна (см. раздел 2). Установлено, что масштабы подобных вторичных процессов среди пород магматического тренда дифференциации намного выше, чем среди кумулятов.

Зачастую в измененных породах магнитные минералы являются вторичными, образованными в результате твердофазных реакций, так, состав рудных зерен в измененных породах, как правило, не идентичен составу первично-магматического титаномагнетита, рудные зерна корродированы, пропитаны силикатами, их округлые, сглаженные, амебовидные формы свидетельствуют об образовании в ходе твердофазных реакций [Геншафт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Лыков и др., 1992]. При этом в габбро Исландии, Южных Мугоджар и др. сохранились распавшиеся зерна первичных титаномагнетитов, аналогичных по среднему составу титаномагнетитам молодых базальтов рифтов ($x_{\text{cp}} \geq 0,65$). Признаки вторичной переработки первичных титаномагнетитов зафиксированы, в частности, в габбро Исландии, Кавказа, Курильских островов, Южных Мугоджар, Алайского хребта и др. [Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Лыков и др., 1992; Печерский, Диденко, 1995; Печерский, Тихонов, 1988; Печерский и др., 1983, 1993]. Например, близ контакта с телом габбро (Южные Мугоджары) наблюдается метасоматическая переработка диабазов даек параллельного комплекса, выражающаяся в интенсивной амфиболизации последних, которая сопровождается разъемлением и разложением силикатами зерен высокотитанового титаномагнетита в диабазах и новообразованием зерен вторичного низкотитанового титаномагнетита ($x_{\text{cp}} < 0,3$) свежего облика [Печерский, Диденко, 1995; Печерский и др., 1987]. В габброидах, составляющих большинство ксенолитов в молодых лавах Курильских островов, обогащение вторичным низкотитановым титаномагнетитом сопровождает процесс амфиболизации и существенного обогащения пород железом [Ермаков, Печерский, 1989], при этом сохраняются первично-магматические закономерности в петрохимических характеристиках и величине намагниченности (рис. 4-6), т.е. обогащение титаномагнетитом не есть прямой результат амфиболизации габбро, с последней связаны уничтожение и переработка первичных магматических магнитных минералов. Температуры, определенные по титаномагнетит-ильменитовым сросткам в амфиболизированных и др. диабазах и габброидах Алая, Малого Кавказа, Южных Мугоджар, Камчатки, острова Симушир, Исландии, гнейсах Якутии, гранулитах Ивреи, "черных" пироксенитах Монголии и др. варьирует от 1100 до 450°C [Геншафт и др., 1985, 1995; Ермаков, Печерский, 1989; Лыков и др., 1992; Печерский, 1991; Печерский, Тихонов, 1988; Печерский и др., 1983; Wasilewski and Warner, 1988] (см. также раздел 5). О твердофазной кристаллизации магнитных минералов в большинстве перечисленных примеров свидетельствует повышенная магнитная анизотропия. В породах без признаков вторичных изменений обнаруживаются редкие зерна титаномагнетита, средний состав и внешний облик которых соответствуют первично-магматическим, температура кристаллизации сростков такого титаномагнетита и ильменита

отвечает области существования расплава - 1100-1400° С [Геншафт, Печерский, 1986; Лыков и др., 1992].

Сопоставив перечисленные факты, можно прийти к выводу, что кристаллизующиеся в результате вторичных процессов магнитные минералы замещают уже существующие в породах рудные минералы. При этом первично-магнитные и первично-немагнитные породы остаются таковыми и после вторичных преобразований. На примере Исландии и Малого Кавказа [Геншафт и др., 1985; Лыков и др., 1992; Петромагнитная модель..., 1994] показано, что намагниченность изученных пород практически не зависит от содержания в породах амфибола и J_s заметно падает с ростом содержания в породах хлорита.

Уменьшение намагниченности пород при их амфиболизации и хлоритизации можно объяснить тем, что эти процессы сопровождаются разведением рудных зерен силикатами [Бродская и др., 1992; Кольская..., 1984; Olesen et al., 1991; Schlenger and Veblen, 1989 и др.]. Появление вторичного магнетита в результате вторичных гидротермальных изменений в ультраосновных породах и алливалитах детально рассмотрено на примере Восточной расслоенной интрузии острова Рам (Шотландия) [Housden et al., 1996]. И перидотиты, и алливалиты немагнитны, их максимальная восприимчивость менее 10^{-5} ед.СИ, $J_s < 0,3$ Ам²/кг. Магнетит в виде очень мелких зерен, которые фиксируются только по точке Кюри около 575°С, появляется в перидотитах в результате окислительных процессов в интервале температур 500-800°С, его содержание достигает 0,3%. Проникновение флюида и образование магнетита вместе с типично гидротермальными минералами амфиболом, биотитом и др. происходит по трещинкам в результате хрупких деформаций перидотитов. В богатых плагиоклазом алливалитах содержание вторичного магнетита заметно меньше из-за того, что они остаются квазипластичными, т.е. непроницаемыми для флюида. Образование магнетита за счет привноса железа флюидом, а не из оливина, подтверждается отсутствием корреляции между железистостью оливина и количества магнетита в перидотитах.

Таковы закономерности образования и преобразования магнитных минералов в магматических породах, происходящие на верхних этажах земной коры.

5. Магнитопетрологические данные о низах континентальной коры

Магнитопетрологическая информация о глубинных частях континентальной коры и верхней мантии основывается на двух объектах: 1) Массивы докембрийских пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму в условиях низов континентальной коры и пластины которых впоследствии были "выжаты" на поверхность Земли. 2) Ксенолиты глубинных пород, вынесенные на поверхность Земли базальтовыми магмами. В первом объекте есть возможность изучать разрез литосферы непосредственно, наблюдать взаимоотношения пород, пространственное их распределение и т.п., но эти породы подверглись существенным наложенным изменениям при последующем существовании (например, вторичный магнетит и ильменит в гранулитах, по крайней мере, частично образованы при $< 500^\circ\text{C}$, см. раздел 4). Породы второго объекта "избавлены" от вторичных изменений стадии подъема и дальнейшего существования пород, но это случайный набор материала, не привязанный к разрезу литосферы и они доставлены из приочаговой зоны с специфическими процессами кристаллизации и перекристаллизации.

Сказанное относится к объектам исследований. Кроме этого, не менее важен правильный методологический подход. Так, например, следует получать петрохимические и другие характеристики образцов, на которых проводились петромагнитные измерения, что обычно не делается. Петрохимические данные позволяют оценить сохранность баланса вещества, соответствующего магматическому процессу, нередко зависимость магнитных свойств от типа и степени метаморфизма пород лишь кажущаяся, что выявляется именно по сравнению

петрохимических и магнитных характеристик (раздел 4), подтвержденных экспериментальными данными (раздел 3). Важны данные о магнитной анизотропии, измерение которой позволяет "привязать" образование магнитных минералов к деформациям (до, во время или после) в процессе метаморфизма, но они используются далеко не всегда.

Далее мы рассмотрим результаты по ряду регионов.

А. Изучение ксенолитов

Афар (Эфиопия).

[Кашинцев, Печерский, [1983](#)]. Были изучены многочисленные включения глубинных мантийных и коровых пород (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, габбро и анортозиты) в молодых щелочных базальтах Эфиопии. Подавляющее большинство ксенолитов немагнитны.

Монголия.

[Лыков, Печерский, [1984](#); Лыков и др., [1981](#)]. Изучена большая группа ксенолитов глубинных пород из плиоцен-четвертичных базальтов центральной Монголии. По петрографическим признакам они делятся на две группы: 1) мантийные ультраосновные породы, главным образом, лерцолиты и эклогиты, подавляющее большинство образцов немагнитные, отсутствие магнитных (рудных) минералов подтверждается электронно-микроскопическими и микрозондовыми исследованиями; встречаются редкие зерна вторичной Mg-Al-Fe шпинели с $T_c = 320-380^\circ\text{C}$ и мелкие зерна вторичного магнетита в трещинках и по краям зерен силикатов; 2) коровые породы - пироксениты, габбро и более кислые разновидности. При этом основные разновидности с $\text{SiO}_2 = 45-55\%$ немагнитны ($J_s < 0,2 \text{ А м}^2/\text{кг}$), более кислые породы магнитные ($J_s = 0,7-1,5 \text{ А м}^2/\text{кг}$), что согласуется с кумулятивным трендом и трендом дифференциации ([рис. 4, 5, 6, 7](#)). Измеренные точки Кюри коровых пород близки магнетиту, тогда как T_c , рассчитанные по данным микрозондовых измерений средних составов зерен титаномагнетита, варьируют от 190°C до 480°C . Этот факт, а также наличие структур распада в зернах титаномагнетита, говорят, что в магнитных коровых включениях магнетит является продуктом распада первичного титаномагнетита.

Малый Кавказ.

[Генишффт и др., [1985](#); Лыков, Печерский, [1984](#)]. Исследованы включения из плиоцен-четвертичных вулканитов и из третичного Каялу-Коярчинского диоритового интрузива. Везде встречен сходный по минеральному составу набор ксенолитов: габбро, пироксениты, габбро-амфиболиты и амфиболиты. То, что однотипные по составу и минералогии включения встречаются в различных петрохимических типах вмещающих их пород, отсутствие корреляции петрохимических особенностей включений и вмещающих их пород ($r < 0,1$) говорят об их ксеногенной природе и незначительном влиянии выносящей магмы. По мере нарастания процессов изменений от амфиболизации до подплавления идет интенсивное развитие рудного минерала и нарастание намагниченности образцов. Основным рудным минералом является низкотитановый титаномагнетит ($\text{TiO}_2 < 10\%$), обычно распавшийся, зерна часто корродированы, размер зерен от нескольких мкм до 1 мм; реже встречается ильменит. Не затронутые вторичными изменениями породы слабомагнитны ($J_s \approx 0,1 \text{ А м}^2/\text{кг}$; $k \approx 10^{-2}$ ед.СИ). Более ярко видно нарастание намагниченности с ростом подплавления (J_s до $10 \text{ А м}^2/\text{кг}$, k до 16×10^{-2} ед.СИ). В процессе подплавления обильно кристаллизуется титаномагнетит. Зависимость намагниченности от амфиболитизации слабее и, видимо, имеется максимум в промежуточной области, сильно амфиболитизированные породы без признаков подплавления слабомагнитны. Следов воздействия транспортирующей ксенолиты магмы нет, поэтому можно считать, что указанные вторичные

изменения глубинные породы испытали до попадания их в магму. Против связи обогащения вторичными магнитными минералами с вторичными изменениями пород [Геншафт и др., 1985] свидетельствует четкая тенденция к росту намагниченности, т.е. концентрации магнитных минералов, с ростом железистости $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ ($r=0,81$) и степени окисленности железа $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ ($r=0,85$). Кроме того, зависимость J_s - SiO_2 для ксенолитов Малого Кавказа аналогична левой ветви магматической дифференциации (рис. 4), на диаграмме AFM (рис. 5) и $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (рис. 6) точки ложатся в области первично-магматических трендов: кумулятивного и дифференциации. Отмечается тесная корреляция Fe и Ti (рис. 7), Mg и Ca. Невероятно, чтобы в состав флюида входили Fe и Ti, Mg и Ca в тех же соотношениях, что и в магме [Петромагнитная модель..., 1994].

Таким образом, данные по Малому Кавказу служат ярким примером кажущегося обогащения магнетитом пород при их вторичных изменениях. На самом деле рост содержания магнитных минералов от кумулятов к поздним дифференциатам является первично-магматическим, на который наложился изменения магнитных минералов вплоть до появления вторичного магнетита по первичным магнитным минералам в процессе метаморфизма пород.

Курильские острова.

[Ермаков, Печерский, 1989]. Изучены ксенолиты габброидов из молодых лав Курильских островов (Парамушир, Симушир, Кунашир и Шикотан), как пример изучения разреза земной коры под островной дугой. Формирование габброидов состоит из двух этапов: на первом образовались крупнозернистые габбро-алливалиты, на втором - они были значительно переработаны, амфиболизированы, подплавлены в условиях, близких гранулитовой фации метаморфизма ($P \leq 9$ кбар, $T \leq 900^\circ\text{C}$) с образованием вторичного титаномагнетита (возможно, результат воздействия вмещающей магмы в приочаговой зоне). Учитывая заметную роль сжатия, что зафиксировано в высокой магнитной анизотропии, глубина переработки была меньше 30 км. По составу титаномагнетитов (x) выделяются 4 группы: 1) габбро-алливалиты, $x=0,12-0,29$, содержание примесей $\text{Al}_2\text{O}_3=4,2\%$, $\text{MgO}=3,8\%$; зерна титаномагнетита однородные, часто округлые; обычно крупные, 2) пироксеновые габбро с титаномагнетитом $x=0,12-0,29$, содержание примесей $\text{Al}_2\text{O}_3=0,8\%$, $\text{MgO}=1,8\%$, часто встречается тонкий распад; 3) лейкократовые габбро, габбро-диориты, $x_{\text{ср}}=0,16$; $\text{MgO}=1,4\%$, часто зерна титаномагнетита распавшиеся, разъедены сфеном; 4) амфиболовые габбро и амфиболиты, $x_{\text{ср}}=0,14$, $\text{Al}_2\text{O}_3=7,1\%$, $\text{MgO}=3,9\%$, зерна титаномагнетита однородные, свежие. Гомогенность титаномагнетитов первой и четвертой групп подтверждается близостью рассчитанных по составам титаномагнетитов и измеренных точек Кюри. Приведенный состав титаномагнетитов типичен для островодужных вулканитов [Петромагнитная модель..., 1994; Печерский, Диденко, 1995 и др.]. В группах 2 и 3 измеренные точки Кюри близки магнетитовым и заметно отличаются от расчетных. Средние составы титаномагнетитов очень близки к преобладающим их значениям у вторичных титаномагнетитов из габбро как континентальной, так и океанской коры, образованных в результате разрушения и уничтожения первичных титаномагнетитов (см. раздел 4). Намагниченность пород широко варьирует: k от 2 до 63×10^{-3} ед.СИ/г, J_s от 0,2 до 10 Ам²/кг, Q_n от 0,3 до 8,6. Большинство зерен титаномагнетитов магматического происхождения распавшиеся, корродированные, среди них встречаются единичные крупные зерна гомогенного титаномагнетита, формы которых характерны для магматической кристаллизации. Поздние зерна вторичного титаномагнетита более свежие, округлой формы, соответствующей твердофазной высокотемпературной кристаллизации. Наименее измененные породы изотропные (средняя анизотропия восприимчивости 1,03); переработка пород ведет к повышению анизотропии (1,10-1,33, в среднем 1,18). Следовательно, процесс переработки и, особенно, амфиболизации пород происходил в условиях высокого стресса.

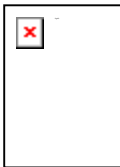
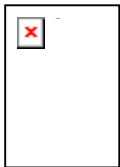
По петрохимическим характеристикам изученные габброиды отвечают процессу магматической дифференциации: провал на кривой J_s - SiO_2 близок типичному для кумулятов, преобладают габбро тренда дифференциации (рис. 4-7) [Петромагнитная модель..., 1994]. Изменения пород происходили в высокоокислительных условиях, что видно по величине $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$: в неизмененном верлите - 0,19, в алливалитах - 0,27, в габбро - около 0,4, в лейкократовых габбро - 0,45, в перекристаллизованных, амфиболизированных разностях - 0,5-0,6.

Якутия.

[Геншафт и др., 1995; Петромагнитная модель..., 1994]. Ксенолиты из кимберлитовых трубок Якутии представляют собой породы метаморфических толщ, входящих в состав фундамента Анабарского щита, и являются примером "беститаномagnetитовой" первично-магматической рудной минерализации. Очевидно, этот процесс был характерен для формирования архейской земной коры. В отличие от других рассмотренных коллекций ксенолитов, отобранных из молодых вулканитов, возраст кимберлитовых трубок Якутии преимущественно девонский. Породы после формирования кимберлитовых тел подверглись в приповерхностных условиях гидротермально-метасоматическим изменениям, выраженные в карбонатизации, серпентинизации, хлоритизации, что сказалось в нарушении баланса вещества, в частности, выносе кремния, железа, привносе калия, кальция, относительном обогащении титаном и магнием и понижении железистости. По соотношению минеральных фаз изученные ксенолиты делятся на три группы: 1 - породы отчетливо магматического генезиса, габбро (серпентинизированные и карбонатизированные), пироксениты (серпентинизированные), диориты (слабо затронуты вторичными изменениями), горнблендиты; 2 - безгранатовые породы гранулитовой фации метаморфизма, пироксеновые и амфиболовые плагиогнейсы, биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты, пироксен-амфиболовые сланцы; 3 - эклогитизированные породы гранулитовой фации метаморфизма, плагиоклазовые породы с гранатом и пироксеном, амфибол-пироксен-гранатовые сланцы, пироксен-гранатовые сланцы. По содержаниям железа и титана породы групп 2 и 3 практически не различимы, отражая "память" об их первично-магматическом происхождении. В общем, ксенолиты Якутии представлены, главным образом, продуктами дифференциации базальтовой магмы (рис. 6). "Сдвиг" в сторону кумулятивных тенденций связан с упомянутыми выше вторичными изменениями в составе пород. По составу рудных минералов изученные образцы делятся на 4 группы: 1 - Гемоильменитовая. Есть сохранившиеся гомогенные зерна, и есть - их большинство - распавшиеся на ильменит+высокотитановый титаномagnetит+magnetит; судя по средним составам сростков гемоильменита и титаномagnetита температура их образования по термометру Линдсли близка 1400°C , $f\text{O}_2$ близка буферу QMF, что, очевидно, отвечает режиму в магме в начале ее кристаллизации, температура образования продуктов распада гемоильменита и титаномagnetита - $800\text{-}1200^\circ\text{C}$. 2 - Титаномagnetит+ильменит. В большинстве случаев это продукты распада и перекристаллизации гемоильменита первой группы, температура образования этой ассоциации зерен $700\text{-}1000^\circ\text{C}$. 3 - Ильменит+magnetит. Основной рудный - ильменит ($x=0,93$), появляются обособленные крупные зерна magnetита, температура образования сростков ильменита и magnetита меньше 600°C . 4 - Первично-немagnetитная группа образцов. Встречается только заведомо вторичный magnetит, чаще мелкозернистый.

Основной магнитной фазой в ксенолитах является magnetит. Кроме того, выделяются гемоильменит ($T_c=100\text{-}200^\circ\text{C}$), титаномagnetиты ($T_c=200\text{-}450^\circ\text{C}$) - продукты гетерофазного окисления гемоильменита. Величина J_s меняется от $\sim 0,01$ до $15 \text{ Ам}^2/\text{кг}$, мода приходится на интервал $0,1\text{-}1,0 \text{ Ам}^2/\text{кг}$. Метаморфические породы более магнитны, чем породы, сохранившие первичные структуры, их средние $J_s=1,16 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ ($0,05\text{-}15$) и $J_s=0,59 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ ($0,02\text{-}5,8$) соответственно. Это связано с появлением вторичного magnetита. Наложенные процессы карбонатизации мало меняют исходную намагниченность. В эклогитизированных

породах намагниченность заметно падает: средняя $J_s = 0,5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$. Зерна относительно крупные, тогда как преобладающая часть зерен магнетита относительно мелкие. Согласно магнитного термометра Шолпо-Лузяниной [Шолпо, 1977], в гемоильменитовой группе образцов подавляющая часть зерен образовалась не ниже 600°C ; в группе титаномагнетит+ильменит магнитномягкие зерна образовались ниже точки Кюри магнетита, более жесткие - выше точки Кюри магнетита; в группе ильменит+магнетит и первично-немагнитной группе почти весь магнетит образовался ниже его точки Кюри. Магнетита больше в анизотропных амфиболсодержащих гнейсах и сланцах, у рассланцованных пород анизотропия магнитной восприимчивости в среднем равна 1,22, тогда как у пород магматического генезиса - 1,08. В процессе карбонатизации и серпентинизации более ранний магнетит или уничтожается или существенно переработан, преобладает поздний (послестрессовый) магнетит, в результате средняя анизотропия таких образцов 1,07.



По составам различных ассоциаций минералов оценены P - T условия образования различных парагенезисов (рис. 9). Согласно этим данным, в истории глубинных пород можно выделить несколько этапов.

Первоначально они образовались как магматические породы малоглубинной кристаллизационной дифференциации в условиях летучести кислорода близ буфера QMF (рис. 10). При снижении температуры, начиная с 1300°C и до 950°C , происходит гетерофазное

окисление первичных гемоильменита и титаномагнетита при возрастающей летучести кислорода до буфера Ni-NiO (рис. 10). Минеральные ассоциации пород указывают на существенную переработку первично-магматических пород в гранулитовой фации метаморфизма. По существующим минералогическим геотермобарометрам гранулитовые ассоциации образовались при температуре 650 - 870°C и давлении 5-10 кбар. Учитывая, что давление было направленным (во всяком случае, на стадии кристаллизации анизотропного магнетита), истинная глубина метаморфизма была, вероятно, меньше 25 км. В этих условиях происходил дальнейший распад гемоильменита и титаномагнетита с образованием ассоциации титаномагнетитов разного состава и ильменита. Охлаждение пород в условиях повышения летучести кислорода привело к образованию ассоциации ильменита и магнетита.

Итак, данный пример, с одной стороны, демонстрирует очевидность вторичного образования источников региональных магнитных аномалий в результате перекристаллизации гемоильменита, ильменита, характерного для архейских вулканитов, в магнитные минералы в глубинных условиях, с другой - не противоречит главной концепции образования магнитных пород за счет кристаллизации или последующей перекристаллизации первично-магматических Fe-Ti рудных минералов.

Остров Росс (Антарктида).

[Warner and Wasilewski, 1995]. Это район континентального рифтинга, высокого теплового потока, утонения земной коры. Изучены ксенолиты из кайнозойских вулканов острова: дуниты, пироксеновые гранулиты и горнблендит. Среди ксенолитов региона из верхней части коры преобладают практически немагнитные граниты, гранитогнейсы [Behrendt et al., 1991].

Пироксеновые гранулиты представляют нижнюю часть коры, они состоят из первичных минералов: плагиоклаза, пироксена, оливина и ильменита (до 3%). Помимо крупных зерен первичного ильменита, отмечены выделения мелкого ильменита по амфиболу (распад). Температура кристаллизации пар орто- и клинопироксена 736 - 994°C . Судя по средним составам сосуществующих ильменита и титаномагнетита (термометр Линдсли), температура их кристаллизации 720 - 830°C . Эти температуры, очевидно, отражают температуру начала гетерофазного окисления ильменита. Согласно минеральным равновесиям оливина и пироксенов, ксенолиты пироксеновых гранулитов пришли с глубины

12-20 км. Во всех гранулитах отмечается вторичная минерализация, главный вторичный минерал - амфибол. Другой вторичный минерал - биотит, обычно ассоциирует с амфиболом. По зернам ильменита образуется вторичный титаномагнетит. Часто отмечаются признаки подплавления, во многих гранулитах с участками подплавления связано обогащение Fe-Ti-окислами, в основном, высокотитановым титаномагнетитом, последний, в свою очередь, подвергается гетерофазному окислению. Подчеркивается, что *участки подплавления, богатые рудными, типичны для богатых ильменитом гранулитов, тогда как в гранулитах, не содержащих первичных Fe-Ti-окислов, участки подплавления не содержат рудных или содержат очень мало рудных*, на таких участках кристаллизуется оливин. Намагниченность гранулитов широко варьирует (k от 0,28 до $36,7 \times 10^{-3}$ ед.СИ, J_n от $0,23 \times 10^{-4}$ до $90,2 \times 10^{-4}$ Ам²/кг), из них наиболее магнитны подплавленные гранулиты. В целом, намагниченность гранулитов заметно меньше вмещающих их лав, а у части образцов даже ниже, чем у верхнекоровых гранитов и гранитогайсов. Обнаружена определенная корреляция между содержанием рудных минералов и, соответственно, магнитной восприимчивостью, и содержанием железа в пироксенах всех ксенолитов и прежде всего - в гранулитах. Этот факт свидетельствует *против* связи этой корреляции с процессом метаморфизма, но за первично-магматическое распределение железа в процессе дифференциации расплава с образованием низкожелезистых кумулятов и высокожелезистых дифференциатов.

Образцы дунитов состоят преимущественно из зерен оливина разного размера, в которых встречаются зерна хромита, большинство которых ассоциируют с подплавлением. В образце подплавленного дунита встречены единичные зерна магнезиоферрита. Температура кристаллизации оливина-хромита 1012-1106° С. Такая температура, согласно геотермическому градиенту в районе, соответствует верхам мантии. По геофизическим данным глубина границы Мохо в регионе 20-23 км. Появление хромита и отсутствие граната говорит, что дуниты пришли с глубины не более 45 км. Дуниты слабомагнитны ($k < 5 \times 10^{-3}$ ед.СИ, $J_n < 7 \times 10^{-4}$ Ам²/кг).

Амфиболы горнблендита отличаются от амфиболов гранулитов повышенной титанистостью, что объясняется тем, что горнблендит является дериватом щелочной магмы кайнозойской группы вулканов Мак-Мурдо. В горнблендите, помимо амфибола, присутствует клинопироксен и рудные (3%), преимущественно это ильменит, реже гетерофазно окисленный титаномагнетит и магнетит, следы пирротина. В кристаллах амфибола видны тонкие выделения ильменита - продукты высокотемпературного распада амфибола, они отличаются по составу от крупных кристаллов первичного ильменита. Образец заметно подплавлен, с этим связано выделение большого количества мелких зерен титаномагнетита, соответственно, высока его намагниченность.

Во всех случаях, в магнитных образцах носители остаточной намагниченности представлены псевдооднодоменными зернами с $T_c \geq 550^\circ \text{C}$.

Почти все ксенолиты окислены в разной степени на стадии остывания пород. Летучесть кислорода, определенная по гетерофазно окисленным титаномагнетитам, варьирует на 2-3 порядка около буфера QMF. Судя по появлению псевдобрукита по ильмениту, его окисление начиналось выше 800°С, но в большинстве случаев окисление шло при более низкой температуре, ламелли псевдобрукита не появлялись, а выделялись по ильмениту ламелли рутила.

Таким образом, исследователи приходят к утверждению о слабой магнитности нижней коры в районе острова Росс, первичный рудный минерал в ней - ильменит, а повышенная намагниченность пород связана с их подплавлением и образованием вторичного титаномагнетита во время или после захвата ксенолитов магмой кайнозойских вулканов. Кроме того, из-за высокого геотермического градиента только верхние 12 км коры могут быть магнитными, где температура не выше 550°С. Следовательно, *in situ* нижняя кора и

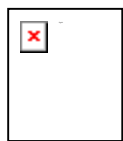
верхняя мантия под современным рифтом немагнитны. Это согласуется с пониженным аномальным полем над регионом по данным Magsat.

В. Изучение архейско-протерозойских метаморфических толщ

Алданский щит.

[Баженова и др., 1998, 2000]. Алданский щит представляет собой сложную структуру с длительной историей развития магматизма, прогрессивного и регрессивного метаморфизма слагающих его пород архейского и протерозойского возраста. Наиболее древними являются купольные структуры, внутренние части которых сложены в различной степени амфиболитизированными и гранитизированными метабазами (главным образом, пироксениты) и эндербитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации метаморфизма, возраст эндербитов 3,6 млрд лет. Внешние части куполов образуют линейно вытянутые пояса, которые сложены более молодыми породами - гранитогнейсами, эндербитами, метабазами (метагаббро, амфиболиты, пироксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы), а так же глиноземистыми и карбонатными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Возраст этого комплекса 3,3-3,1 млрд лет [Глуховский и др., 1993]. На архейский фундамент наложены троговые структуры, сложенные в основном амфиболитами и метабазами, гранитогнейсами. Возраст троговых структур 3,1-2,9 млрд лет.

Проведено комплексное геолого-петромагнитное изучение образцов из центральных, краевых и внешних частей ряда куполов (главным образом, из Центрально-Алданского, Чарского, Суннагинского), а так же из наложенных трогов. Более детально изучены магнитные метабазиты.



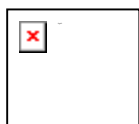
Все изученные метабазиты по петрохимическим характеристикам относятся к первично-магматическим породам дифференцированной толеитовой и известково-щелочной серий, подобных окраинно-континентальным или островодужным современным геодинамическим обстановкам. На диаграмме $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ (рис. 6) породы Алданского щита занимают положение очень близкое с данными по заведомо магматическим породам, они делятся на две группы: первая - это тренд дифференциации и, вторая, менее четкая, группа - кумулятивного тренда (см. раздел 4). Некоторый сдвиг "вправо" "кумулятивных" точек подобен данным для ксенолитов из кимберлитов Якутии, т.е. кумуляты Алдана относительно более железистые. Первично-магматическая ситуация выражается и в тесной положительной корреляции железа и титана в породах: на диаграмме $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}) - \text{TiO}_2$ - тренд точек по Алданскому щиту аналогичен приведенным на рис. 7, но они несколько сдвинуты вправо, что ближе островодужному магматизму. Особенно важна в нашем случае диаграмма $\text{SiO}_2 - J_s$ (рис. 11), где, несмотря на большой разброс данных и на то, что химические анализы сделаны преимущественно для магнитных пород (т.е. их роль на рис. 11 завышена), на рис. 11а точки можно разделить на две группы: первая - магнитная ($J_s > 2 \text{ Ам}^2/\text{кг}$), охватывающая широкий интервал SiO_2 от 33 до 70%, соответствует тренду магматической дифференциации; вторая - немагнитная ($J_s < 0,5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$), находится в более узком интервале SiO_2 от 45 до 57%. При осреднении данных по интервалам SiO_2 виден "провал" J_s близ 50% SiO_2 , соответствующий кумулятивному тренду (рис. 11б, сравни с рис. 4).

Рис. 11 заведомо магматическим породам, они делятся на две группы: первая - это тренд дифференциации и, вторая, менее четкая, группа - кумулятивного тренда (см. раздел 4). Некоторый сдвиг "вправо" "кумулятивных" точек подобен данным для ксенолитов из кимберлитов Якутии, т.е. кумуляты Алдана относительно более железистые. Первично-магматическая ситуация выражается и в тесной положительной корреляции железа и титана в породах: на диаграмме $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}) - \text{TiO}_2$ - тренд точек по Алданскому щиту аналогичен приведенным на рис. 7, но они несколько сдвинуты вправо, что ближе островодужному магматизму. Особенно важна в нашем случае диаграмма $\text{SiO}_2 - J_s$ (рис. 11), где, несмотря на большой разброс данных и на то, что химические анализы сделаны преимущественно для магнитных пород (т.е. их роль на рис. 11 завышена), на рис. 11а точки можно разделить на две группы: первая - магнитная ($J_s > 2 \text{ Ам}^2/\text{кг}$), охватывающая широкий интервал SiO_2 от 33 до 70%, соответствует тренду магматической дифференциации; вторая - немагнитная ($J_s < 0,5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$), находится в более узком интервале SiO_2 от 45 до 57%. При осреднении данных по интервалам SiO_2 виден "провал" J_s близ 50% SiO_2 , соответствующий кумулятивному тренду (рис. 11б, сравни с рис. 4).

В слабомагнитных и немагнитных породах присутствуют хромистые шпинели и мелкие кристаллики рудного внутри зерен пироксена. В магнитных образцах обычно присутствуют в парагенезисе с пироксеном крупные зерна ильменита и магнетита размером в сотни мкм, часто образующие сростки; встречаются отдельные зерна с явными признаками субсолидусного распада. В некоторых образцах магнетит содержит включения рутила и/или сфена. Судя по составам сосуществующих ильменитов и магнетитов, температура

образования в большинстве случаев не превышала 500°C. Кроме того, встречаются мелкие выделения рудных минералов по трещинкам в силикатах, на границах зерен силикатов, в виде оторочек вокруг силикатов; они образованы на стадиях регрессивного метаморфизма.

По минералогическим геотермобарометрам температура перекристаллизации пород варьирует от ~950°C до 300°C, давление - от 9 до ~5 кбар. Для этого интервала температур кристаллизация сосуществующих магнетит-ильменитовых пар происходила близ буфера Ni-NiO, переход от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма характеризуется усложнением окислительно-восстановительных условий от близких буферу Ni-NiO до близких буферу МН.



Величина магнитной восприимчивости (k) меняется от 10^{-5} до 10^{-1} ед.СИ и имеет бимодальное распределение (рис. 12): 62% образцов практически немагнитны, их мода в интервале $(0,035-0,1) \times 10^{-3}$ ед.СИ, только 18% образцов магнитны, их мода в интервале $1-2 \times 10^{-2}$ ед.СИ.

Рис. 12 Рис. 13

Структурно-чувствительные характеристики J_{rs}/J_s и Q_n изменяются в пределах от 0,002 до 0,2 и от 0,08 до 2,7, соответственно, что говорит о

преобладании многодоменных крупных зерен во всех изученных породах. В редких образцах, как правило, немагнитных, - $J_{rs}/J_s > 0,1$ и $Q_n > 1$ (иногда более 10), что, очевидно, связано с присутствием мелких зерен магнетита, концентрация которых не превышает 0,05%. По данным термомагнитного анализа, магнитные минералы представлены практически только магнетитом (T_c около 580°C). В двух образцах присутствует пирротин ($T_c = 340^\circ\text{C}$). Между k и содержанием рудных минералов, определенным по шлифам, корреляция отсутствует (рис. 13), в общем концентрация рудных минералов (по шлифам) в несколько раз превышает концентрацию магнетита, определенную по J_s или k . Это, наряду с микрозондовыми данными, говорит о преобладании среди рудных минералов таких как ильменит.



Среди немагнитных пород преобладают метаосадочные породы, кислые породы (видимо, главным образом, коллизионного происхождения), такие как граниты, гранодиориты, сиениты, гранитогнейсы, биотитсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, в общем на долю осадочных и "кислых" пород приходится 70% образцов, и на долю пироксенитов, габбро, пироксеновых и

Рис. 14

амфиболовых гнейсов и сланцев, амфиболитов, т.е. основных пород, приходится только 30%; среди магнитных пород преобладают основные - габбро, амфиболиты, пироксеново-амфиболовые гнейсы, на их долю приходится 64% шлифов, а на долю кислых пород приходится 36%. Заметную долю кислых пород среди магнитных отчасти можно объяснить широкой гранитизацией первичных пород. Это выражается в поведении суммы содержаний кварца и щелочного полевого шпата. Так, в интервале суммы содержаний этих минералов от 0 до 25-30% наблюдается большой разброс k , от немагнитных до $k = 4 \times 10^{-2}$ ед.СИ, далее восприимчивость пород резко падает (рис. 14). По-видимому, указанные 25-30% кварца+калишпата знаменуют переход от частично гранитизированных пород к собственно магматическим кислым породам.

Отмеченное распределение магнитных и немагнитных разностей среди петрографических групп пород отражает, очевидно, *первичное* распределение магнитных минералов в них, которое заметно не нарушилось последующим метаморфизмом, сопровождавшимся стрессом. Первично-магматическое распределение магнитных минералов подтверждается рядом петрохимических характеристик (см. выше). Подавляющее большинство зерен магнетита находятся в сростках с ильменитом, т.е. вероятнее всего, эти сростки являются продуктами разрушения первичных титаномagnetитов и, возможно, гемоильменитов. Даже в тех образцах, где рудные минералы выделились за счет силикатов на различных стадиях регрессивного метаморфизма, наблюдаются сростки и ламелли ильменита в магнетите.

Столь высокая доля немагнитных пород в коллекции объясняется, во-первых, как сказано выше, заметным числом первично-немагнитных кислых магматических пород, во-вторых, наличием первично-немагнитных осадочных пород, в-третьих, кумулятивными основными породами ([рис. 11](#)), в-четвертых, в архее магматический режим проходил в более восстановительных условиях, чем в более позднее время, наконец, в-пятых, в процессе регрессивного метаморфизма чаще идет уничтожение рудных минералов. *Повышенная намагниченность сформировалась в результате последующих процессов преобразования рудных минералов, в первую очередь ильменита.*

В зависимости от величины магнитной восприимчивости ([табл. 2](#)), т.е. от содержания магнитных минералов, породы не различаются практически по степени расщепления и/или по степени гранитизации ([рис. 14](#)), они весьма однородны, что отражает общую сходную степень регионального метаморфизма, сопровождавшегося стрессом. Однородность стрессового метаморфизма отразилась в однообразном поведении величины анизотропии магнитной восприимчивости ([табл. 2](#)). Анизотропия немагнитных пород определяется практически исключительно парамагнитными минералами, а магнитных пород - магнетитом. При этом средние величины $k_{\max}/k_{\min}$ и E тех и других ([табл. 2](#)) очень близки. Можно говорить, соответственно, о единой природе анизотропии обеих групп пород.

Величина k слабо коррелирует со степенью вторичных изменений (регрессивный метаморфизм и др.) ([табл. 2](#)): от немагнитных разностей до $k=10^{-2}$ ед.СИ степень вторичных изменений пород плавно нарастает от 1,4 до 1,6 и у наиболее магнитных пород резко падает до 1,2. Значит, основная масса магнетита образовалась до стрессового метаморфизма, небольшая часть магнетита образовалась в процессе вторичных изменений. Появление вторичного магнетита происходит *после* стресса, что видно по отсутствию корреляции между степенью вторичных изменений и анизотропией ([табл. 2](#)).

Воронежский кристаллический массив.

[Геншафт и др., [1997](#)]. Воронежский кристаллический массив представляет собой выступ докембрийского фундамента. На его территории выделяется серия архейских блоков, разделенных линейными грабенсинклиналями. Линейные зоны сложены в разной степени метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами и интрузивными телами. Структурные элементы массива выделяются в геофизических полях, в частности, в аномальном магнитном поле. Магнитные аномалии (обычно линейно вытянутые), как правило, связаны с ультраметаморфическими и магматическими телами [[Надежда и др., 1989](#)].

Среди изученных образцов преобладают ортопороды - гранитоиды, габбро-диориты, габброиды, пироксениты; паропороды представлены плагиогнейсами, кварцитами, различными сланцами. Породы подверглись метаморфизму в гранулитовой фации, амфиболизированы, часто биотитизированы. Во всех ортопородах из рудных минералов присутствуют крупнозернистые магнетит и ильменит (часто сростки), крупные зерна распавшегося титаномагнетита (в габбро). Отмечены мелкие зерна магнетита и сульфидов в порах и по краям силикатов. По геотермометру Линдсли сростки ильменита и магнетита образовались в интервале температур 1000-460°C при fO_2 , близком буферу QMF.

По данным термомагнитного анализа обнаруживается только магнетит ($T_c \approx 580^\circ\text{C}$), либо кривые $J_s(T)$ имеют гиперболическую парамагнитную форму. Большинство образцов имеют малую магнитную анизотропию (менее 1,10), заметную анизотропию (средняя 1,22) имеют образцы гранитоидов.

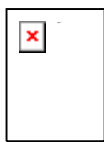


Распределение пород по величине магнитной восприимчивости бимодальное (рис. 15). Группу немагнитных пород ($k \leq 15 \times 10^{-5}$ ед.СИ) образуют, главным образом, кислые магматические породы и основные кумулятивные породы, группу магнитных пород ($k \geq 10^{-3}$ ед.СИ) образуют, главным образом, основные и средние магматические породы (тренд дифференциации). По J_s -SiO₂ большинство

Рис. 15 изученных пород относятся к первично-магматическим, образуя две группы - кумулятивную ($J_s < 0,5$ Ам²/кг, SiO₂ близ 50%) и тренд магматической дифференциации ($J_s > 1$ Ам²/кг, SiO₂ от 35% до 65%), (см. так же рис. 6). Например, породы Ширяевской интрузии, богатые MgO, FeO, CaO и обедненные Fe₂O₃ и TiO₂, почти на порядок менее магнитны, чем породы Смородинской интрузии [Скрябина, Афанасьев, 1981]. Можно сделать вывод, что намагниченность изученных образцов определяется количеством вторичного магнетита, при этом его содержание отражает первичную магматическую стадию формирования пород. Наложенный (регрессивный) метаморфизм приводит лишь к перекристаллизации магнитных минералов, частичному уничтожению; вторичные магнитные минералы могут образоваться при наложенных процессах метасоматоза, гранитизации, при серпентинизации ультрабазитов [Афанасьев, 1978], но основной вклад в образование магнитных минералов внесли магматические процессы.

Анабарский щит.

Помимо ксенолитов из кимберлитовых трубок (см. выше), проведено измерение магнитной восприимчивости большой серии образцов из древних толщ Анабарского щита (коллекция В. Л. Злобина). Они охватывают породы из трех террейнов Маганского, Далдынского и Хапчинского, которые разделены коллизионными зонами. В строении террейнов принимают участие вулканогенно-осадочные комплексы архейского (3,2-3,0 млрд лет) и протерозойского (2,3-2 млрд лет) возраста, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, ($P = 6-11$ кбар, $T = 700-900^\circ\text{C}$), коллизионные зоны глубинных разломов выделяются как зоны наложенного метаморфизма, главным образом, амфиболитовой фации, а так же гранитизации и мигматизации [Лутц, Оксман, 1990]. Преобладающими породами террейнов являются двупироксеновые и гиперстенные плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Спорадически встречаются линзовидные тела верлитов. Основным рудным минералом является ильменит. В ряде случаев появляется вторичный магнетит при замещении темноцветных минералов в ходе регрессивных преобразований гранулитовых пород: в процессе амфиболитизации и биотитизации кристаллических сланцев и гнейсов, по трещинкам отдельности на границах пироксена и амфибола, в виде опацитовых кайм развивается магнетит. Характерно появление магнетита при серпентинизации оливина в верлитах. Регрессивно измененные породы находятся в непосредственной близости с коллизионными зонами. По всей вероятности, этими процессами обусловлено аномальное пилообразное магнитное поле.



Подавляющее большинство измеренных образцов практически немагнитны, магнитная восприимчивость ортопород имеет бимодальное распределение, первая группа образцов (немагнитные) имеет восприимчивость менее $1,2 \times 10^{-4}$ ед.СИ, вторая группа (слабомагнитные) имеет моду в интервале $(4-36) \times 10^{-4}$ ед.СИ и менее 10 образцов магнитные ($k \geq 10^{-2}$ ед.СИ) (рис. 16а). У

Рис. 16 Рис. 17 90% образцов парапород $k \leq 10^{-4}$ ед.СИ (рис. 16б). Подавляющая часть магнитных минералов магнитно-мягкие (коэрцитивная сила меньше 6 мТ) независимо от величины восприимчивости, т.е. от содержания магнетита (рис. 17а), и лишь в части практически немагнитных образцов присутствует мелкозернистый с $H_c > 10$ мТ, появление которого характерно для стадии регрессивного метаморфизма. Подавляющее большинство пород превращены в гнейсы и кристаллические сланцы, соответственно, они имеют высокую магнитную анизотропию (рис. 17б), в том числе анизотропия бывших осадочных пород варьирует от 1,0 до 1,44 (средняя 1,2), магматических пород - от 1,02 до

1,76 (средняя 1,29). Часть образцов, близких к изотропным, относятся либо к магматическим породам, в меньшей мере подвергшимся стрессовому метаморфизму, либо к заметно серпентинизированным, карбонатизированным породам, в которых магнетит образован *после* стресса. Это демонстрирует [рис. 17в](#), где большинство магнитно-мягких пород ($H_c < 6$ мТ), т.е. содержащих крупнозернистый многодоменный магнетит, высоко анизотропны, тогда как среди магнитно-жестких пород ($H_c > 10$ мТ) анизотропия заметно меньше.

Таким образом, данные о магнитных свойствах пород Анабарского щита демонстрируют пример преобладания среди первичных магматических и тем более осадочных пород немагнитных разностей, что в большой степени сохраняется, несмотря на значительный метаморфизм. Заметная серпентинизация оливинсодержащих пород не относится к глубинным процессам и не характеризует магнетизм нижней коры, а является одним из важных источников линейных магнитных аномалий над зонами разломов.

Северо-Китайский щит.

[Zhang and Piper, 1994]. Пояс архейско-нижнепротерозойских гранулитов протягивается по северной окраине Северо-Китайского щита, на 75-80% он представлен тоналитами, трондьемитами и гранодиоритами, превращенными в серые гнейсы, и на 15-20% метаосадочными породами. Исходный возраст тех и других 3,8-3,3 млрд лет, их гранулитовый метаморфизм произошел, главным образом, около 2,5 млрд лет назад и вслед за ним породы подверглись амфиболитовой фации метаморфизма. Те и другие состоят из сходного набора породообразующих минералов: пироксена, биотита, амфибола, полевого шпата и кварца. В серых гнейсах доля полевого шпата и кварца 40-45%, в парапородах - 80-85%. Выделяются два цикла в процессе гранулитового метаморфизма: 1) 12-14 кбар и 800-900°C, метаморфизм и деформации магматических пород и 2) 8 кбар, 800°C, пик метаморфизма покрывающих метаосадков, что в совокупности отражает утолщение коры в коллизионном процессе. Большинство измеренных образцов ортопород слабомагнитны, их $k = 1,8-6,9 \times 10^{-3}$ ед.СИ, реже магнитны, их $k = (10-65) \times 10^{-3}$ ед.СИ, парапороды немагнитны, их $k = 0,5-0,9 \times 10^{-3}$ ед.СИ. Выделяются 4 генерации рудных минералов: 1) Самые ранние крупные зерна (чаще 100-500 мкм) ильменита и титаномагнетита, распавшегося до магнетита и ильменита, содержание их обычно 1-10%. Авторы приводят содержание железа в "титаномагнетите" (48-52% FeO), которое не соответствует титаномагнетиту (даже в чистой ульвошпинели 64% FeO), в сочетании с относительно низкой восприимчивостью, можно утверждать, что среди крупных зерен рудного преобладает ильменит. Авторы относят кристаллизацию крупнозернистого ильменита и титаномагнетита к первому циклу гранулитового метаморфизма. 2) Тонкие включения рудного в пироксене и амфиболе, содержание их менее 1%. Они образованы, видимо, близко к пику гранулитового метаморфизма. 3) Оторочки и псевдоморфозы рудных вокруг зерен граната, на границе с первичным титаномагнетитом. Эти образования связываются со стадией спада давления между двумя циклами метаморфизма от 14 до 8 кбар во время быстрого подъема блока. 4) Заполнение трещин между и внутри зерен силикатов мелкими зернами магнетита и гематита во время последней стадии подъема блока.

Величина анизотропии магнитной восприимчивости варьирует от 1,2 до 1,4 (средняя 1,28).

Зона Иврея (Италия).

Зона Иврея - пример удачного сочетания геолого-геофизической информации о нижнекоровом происхождении зоны, над которой зафиксирована региональная магнитная аномалия. Это дугообразная полоса, представленная переслаиванием магматических и осадочных пород, исходно формировавшихся в поверхностных условиях и в дальнейшем подвергшихся глубинному метаморфизму, прогрессивно нарастающему с юго-востока на

северо-запад (вкрест зоне) от амфиболитовой до гранулитовой фации. В результате толща превращена в основные гранулиты и гранатсодержащие породы с прослоями парапород - силлиманит-кварц-полевошпатовых гнейсов и амфибол-пироксен-плагноклазовых гранофелзитов. В северной части толщи присутствуют крупные тела ультрабазитов. По комплексу геолого-геофизических данных зона Иврея - тектонически выведенная на поверхность "пластина" нижней континентальной коры [Mehnert, 1975; Wasilewski and Fountain, 1982 и др.]. Над зоной зафиксирована региональная магнитная аномалия, которая по данным детальной магнитной съемки состоит из серии локальных аномалий поперечником от 0,2 до 2,0 км [Schwendener, 1984]. Наиболее интенсивные аномалии приурочены к выходам основных гранулитов, амфиболитов, метагаббро и т.п., а так же - к разломам в ультрабазитах, где распространена серпентинизация. Выходы неизмененных гипербазитов и парапород характеризуются пониженным аномальным полем [Schwendener, 1984; Wagner, 1984]. По данным измерения образцов [Wagner, 1984], группа основных пород характеризуется бимодальным распределением магнитной восприимчивости: 1) между 10^{-4} и 10^{-3} ед.СИ, 2) $k > 10^{-2}$ ед.СИ. Это типично для первично-магматического тренда, отражающего магматическую дифференциацию на немагнитные кумуляты и магнитные дифференциаты, что сохраняется, несмотря на существенный глубинный метаморфизм пород. Группа парапород слабомагнитная.

Главными рудными минералами являются ильменит и магнетит [Wasilewski and Warner, 1988]; состав ильменита во всех породах близок, содержание его варьирует, от отсутствия в перидотитах, до 0,2-1% в метаосадках и 0,1-6% в основных гранулитах. *Метаосадочные породы не содержат магнетита* (мы это специально подчеркиваем, т.к. и основные, и осадочные породы превращены в гранулиты). Для ультраосновных пород типична Cr-Al-шпинель. Во всех породах отмечаются в небольших количествах сульфиды, главным образом, пирит и пирротин. Если ильменит представлен обособленными близкими к правильным кристаллами, то магнетит представлен прожилками, тонкозернистыми включениями между силикатами, в виде оторочек вокруг Cr-Al-шпинели; местами встречаются сростки кристаллов ильменита и магнетита, температура образования которых по термометру Линдсли ниже 500°C.

По данным термомагнитного анализа основным (часто единственным) носителем намагниченности основных и ультраосновных пород является магнетит ($T_c = 565-580^\circ\text{C}$), реже - пирротин, в метаосадочных породах обнаружен только пирротин. По гистерезисным характеристикам, в осадочных породах преобладают однодоменные магнитные зерна, в ультраосновных - псевдооднодоменные - многодоменные, в основных - преобладают многодоменные зерна. Природа естественной остаточной намагниченности сложная из-за сложного процесса метаморфизма.

Таким образом, основная масса магнетита, определяющего намагниченность нижней коры в зоне Иврея, мало зависит от особенностей процессов глубинного метаморфизма, а в большей степени определяется особенностями состава и формирования исходных магматических (дифференциация, приведшая к образованию двух групп пород - первично немагнитных и первично магнитных) и первично немагнитных осадочных пород, их гидротермальных изменений, приведших к появлению вторичного относительно низкотемпературного магнетита за счет перекристаллизации первичных рудных минералов в основных и ультраосновных породах, тогда как аналогичные изменения не привели к появлению магнетита в осадочных породах.

Провинция Супериор (Канада).

[Pilkington and Percival, 1999; Williams et al., 1986]. Исследования проведены в пределах двух блоков архейских пород - Пиквитоней и Минто. Первый район представляет собой зеленокаменные пояса, сложенные норитовыми, амфиболитовыми гнейсами, метагаббро,

амфиболитами, метаосадками и метавулканитами, окруженные гранитоидными гнейсами. В общем, на долю кислых пород приходится 80% разреза, на долю основных и осадочных пород - 20%. Возраст пород 2,5-3,1 млрд лет. Позднеархейский гранулитовый метаморфизм происходил при 780-880°C и 9 ± 1 кбар и относится к низам коры. Подъем к поверхности Земли произошел 2,3-2,5 млрд лет назад. Среди изученных образцов две трети немагнитные, магнитные, главным образом, кислые интрузивные породы, их $k = 2 \times 10^{-3} - 0,1$ ед.СИ. Они содержат, по данным термоманнитного анализа, магнетит ($T_c = 540-580^\circ\text{C}$). В трех слабомагнитных образцах обнаружен пирротин. Два важных результата: а) отсутствует корреляция между величиной магнитной восприимчивости и степенью метаморфизма пород; б) отмечается четкая зависимость восприимчивости от состава пород, так восприимчивость большинства образцов кислых пород на порядок выше, чем у большинства основных интрузивных, вулканических и осадочных пород и совершенно не зависит от общего содержания железа в породах (в кислых интрузивах 1,0-3,0% Fe, в основных интрузивах и вулканитах 6,0-11,0%, в осадочных породах - 0,5-5,0% Fe). Магнетит в изученных породах, как полагают авторы, ретроградного происхождения, он образовался в процессе охлаждения и, возможно, еще не существовал в низах коры. Однако против такой интерпретации говорят многочисленные данные об основном магнитном компоненте в ксенолитах глубинных пород - магнетите, а ксенолиты доставлены на поверхность очень быстро, т.е. магнетит образовался в месте захвата ксенолита в низах коры. (Из объяснения авторов непонятно, почему магнетит избирательно образовался почти исключительно в кислых интрузивных породах, хотя процессом ретроградного метаморфизма охвачены все породы провинции). В некоторых основных породах сохранились ламеллы ильменита от первичного распавшегося титаномагнетита, ячейки магнетита в котором замещены амфиболом, наблюдается замещение Fe-Ti-окислов эпидотом и сфеном. Предполагается, что основные породы содержали ильменит и титаномагнетит, которые были разрушены при ретроградном метаморфизме. Средняя индуктивная намагниченность разреза древней коры блока Пиквитоней не превышает 1 А/м, чего недостаточно для создания региональных магнитных аномалий нижней корой (см. раздел 2). Предполагается, что дефицит намагниченности обеспечивается вязкой намагниченностью, образующейся в низах коры.

Большая часть блока Минто сложена чарнокитами (магматические ортопироксеновые гранитоиды), возраст этих пород варьирует от 3,0-2,9 - ранних тоналитов до ~2,7 млн лет - вулканогенно-осадочной толщи. Этот комплекс интерпретируется как континентальные краевые дуги, подобно поясам блока Пиквитоней. Распределение пород блока по магнитной восприимчивости имеет бимодальную форму, породы делятся на практически немагнитные ($k = 2 \times 10^{-4} - 10^{-3}$ ед.СИ) и магнитные ($k = 0,01-0,2$ ед.СИ). В группу немагнитных входят метаосадки, метавулканиты и небольшая часть гранитов и гранодиоритов, в группу магнитных - пироксеновые гранитоиды, граниты, гранодиориты, тоналиты, диориты и незначительная часть метаосадков и метавулканитов. Главный рудный минерал магнитных пород - магнетит, его содержание 1-5%, в большинстве пород присутствует и ильменит. Ранние высокотемпературные крупные кристаллы магнетита (30-100 мкм) образуются вместе с пироксеном, более поздние зерна магнетита кристаллизуются в интерстициях, встречаются ламеллы магнетита в пироксенах. Температура образования сосуществующих сростков магнетита и ильменита (400-600°C) заметно ниже, чем температура кристаллизации соседних пироксенов ($> 700^\circ\text{C}$), что объясняется перекристаллизацией в процессе остывания или при последующем низкотемпературном метаморфизме. Содержание магнетита в породах не коррелирует с общим содержанием железа в породах.

Колебания магнитной восприимчивости коррелирует с интенсивностью региональных магнитных аномалий, наиболее интенсивные аномалии ассоциируют с известково-щелочными дугами. Близкое к нормальному поле относится к областям развития вулканогенно-осадочных толщ. Наблюдаемые магнитные аномалии вполне обеспечиваются индуктивной намагниченностью верхнекоровых источников с измеренной на поверхности

восприимчивостью пород. В пользу главенствующей роли индуктивной намагниченности говорит и величина отношения Кенигсбергера, которое у 92% образцов меньше 1,0. Блок Минто отмечен положительной спутниковой магнитной аномалией (8 нТ) [Arkani-Hamed et al., 1994]. Исследователи не исключают возможного вклада в аномальное поле вязкой остаточной намагниченности. Судя по минералогическим геотермобарометрам кристаллизация гранитоидов происходила при температуре 700-1000°C и давлении 5-6 кбар, т.е. на глубине 15-18 кбар. Их петрология и петрохимия демонстрируют тренды фракционной дифференциации известково-щелочной магмы от пироксен-биотит-магнетитовых диоритов-гранодиоритов до амфибол-биотитовых гранитов, превращенных в чарнокиты.

Таким образом, источники региональных магнитных аномалий провинции Супериор отличаются от большинства других регионов, где источники аномалий связываются с гранулитами основного состава низов коры. Магматические чарнокиты обычны как компоненты гранулитовых террейнов, архейских [Percival, 1994; Ridley, 1992] и протерозойских [Newton, 1992; Young and Ellis, 1991]

Лофотен и Вестерален (Норвегия).

[Griffin et al., 1978; Schlenger, 1985]. Район является примером провинции глубинного происхождения, с которой связаны региональные магнитные аномалии до 700 нТ. Регион сложен архейскими мигматитовыми гнейсами вулканогенного происхождения, метавулканитами и метаосадками (возраст 2,7-2,8 млрд лет), протерозойскими метаосадками и метавулканитами (возраст 2,1-1,8 млрд лет) и многочисленными интрузиями (возраст 1,7-1,8 млрд лет). Все породы преимущественно среднего состава, лишь мигматиты ЮЗ Лофотена имеют более основной состав. Породы подверглись метаморфизму в гранулитовой фации и, впоследствии (1,2-1,1 млрд лет назад), ретроградному метаморфизму в амфиболитовой фации. Мощность коры в регионе 20-25 км.

Магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность изученных образцов: гнейсы (амфиболитовая фация) - $k = 10^{-2} \pm 1,1 \times 10^{-2}$ ед.СИ, NRM = $0,58 \pm 1,27$ А/м; гнейсы (гранулитовая фация) - $k = 4,8 \times 10^{-2} \pm 2,6 \times 10^{-2}$ ед.СИ, NRM = $2,9 \pm 3,0$ А/м; основные и ультраосновные породы - $k = 6,7 \times 10^{-2} \pm 4,0 \times 10^{-2}$ ед.СИ, NRM = $10,2 \pm 10,4$ А/м; интрузивные породы среднего состава (мангериты) - $k = 2,0 \times 10^{-2} \pm 1,6 \times 10^{-2}$ ед.СИ, NRM = $1,87 \pm 1,7$ А/м, при этом мангериты, подвергшиеся ретроградному метаморфизму, имеют минимальную $k = 0,5 \times 10^{-2} \pm 0,4 \times 10^{-2}$ ед.СИ, NRM = $0,22 \pm 0,27$ А/м; основные породы ЮЗ Лофотена - $k = 5,8 \times 10^{-2} \pm 3,0 \times 10^{-2}$ ед.СИ, NRM = $5,1 \pm 6,7$ А/м. Средняя по всем определениям $k = 3,5 \times 10^{-2}$ ед.СИ согласуется с оценкой по региональным магнитным аномалиям - $3,8 \times 10^{-2}$ ед.СИ. Среднее $Q_n = 0,3-0,5$. Следовательно, основной вклад в региональные магнитные аномалии вносит индуктивная намагниченность. К тому же у большинства образцов NRM нестабильна, преобладающая ее часть вязкая.

Видны две четких зависимости: 1) от средних k основным породам восприимчивость растет, 2) под действием ретроградного метаморфизма восприимчивость заметно падает.

Из рудных минералов в породах наиболее распространены ильменит (преобладает) и магнетит, размер кристаллов 100-1000 мкм. По данным термомагнитного анализа J_s и c ($T_c = 560-575^\circ\text{C}$) носителем намагниченности всех изученных пород, определяющей аномальное магнитное поле в регионе, является магнетит. Изредка встречается пирротин. Ильменит распространен в виде обособленных зерен, в сростках с гематитом, в виде ламелл в магнетите, он типичен для свежих мангеритов, основных пород и анортозитов, но редок в гнейсах. Наличие сростков ильменита и гематита объясняется тем, что исходным (первичным) был гемоильменит с содержанием Fe_2O_3 от 3 до 23%. Магнетит обычно встречается в виде обособленных зерен, реже содержит ламелли ильменита или гематита.

Магнетит, ильменит и гематит встречаются в виде включений в клинопироксене. Обычно вокруг зерен рудных минералов, как и вокруг пироксена, оливина и др. отмечена оторочка вторичного граната, что связывается с остыванием пород после гранулитового метаморфизма при высоком давлении. Эта картина существенно усложняется последующим широким окислением и ретроградным метаморфизмом. Режим основной стадии гранулитового метаморфизма $P = 9-12$ кбар, $T = 850-950^\circ\text{C}$. Метаморфические переходы приводят к частичному и даже полному замещению Fe-Ti-окислов силикатами. Ретроградный метаморфизм идет с участием флюида (воды) при этом происходит замещение ильменита и титаногематита сфеном, образование гематита, биотита, амфибола, эпидота. Все это ведет к формированию немагнитных пород.

Обобщение магнитопетрологических данных

А. Разрезы докембрийских массивов, относимые ныне к нижней части континентальной коры, представляют собой большей частью вулканогенно-осадочные толщи и близповерхностные интрузивные тела архейского и протерозойского возраста, близкие к режиму формирования океанской коры. Впоследствии накопление осадков и магматизм наращивали кору "сверху", а коллизионные и др. складчатые процессы вели к погружению, мощным деформациям и глубинному метаморфизму пород. При формировании земной коры в архее в первичных магмах преобладали относительно восстановительные условия, близкие "силикатной" зоне; соответственно, из рудных минералов резко преобладают ильмениты и реже встречаются высокотитановые титаномagnetиты, близкие к ульвошпинели, которые на ранних стадиях остывания пород гетерофазно изменялись с выделением магнетита. Последний и является главным носителем магнетизма архейской земной коры. При погружении архейских толщ и их метаморфизме в условиях все той же "силикатной" зоны первично-магматические ильмениты и титаномagnetиты сохранялись, по крайней мере, частично.

В архее кора была преимущественно немагнитной и небольшой относительно мощности, так что вероятнее всего в архее вообще не было *региональных* магнитных аномалий.

В. Главные закономерности в распределении магнитных минералов в архейской земной коре: 1) *Общегеологическая* - осадочные породы обычно немагнитны, магматические - и магнитные, и немагнитные в зависимости от тектонической обстановки и процессов дифференциации, породы мантии - немагнитные; 2) *Тектоническая* - магматические магнитные породы относятся к зонам растяжения (зоны спрединга и т.п.), а магматические немагнитные - к зонам сжатия (коллизионный, соккладчатый магматизм); 3) *Магматическая* - "внутри" зон растяжения идет процесс магматической кристаллизационной дифференциации, который приводит к образованию двух групп пород - первая - это немагнитные и слабомагнитные кумуляты, вторая - продукты дифференциации - магнитные. Это деление четко выражается в концентрации магнитных минералов и ряде петрохимических характеристик (рис. 4-7). Магнитные породы - это исключительно исходно магматические породы, главным образом, основного состава, реже кислого и среднего. Крайне редки скопления магнитных минералов иного происхождения.

Следует обратить внимание на: а) *Поразительное постоянство* отношений $\text{TiO}_2/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ в породах и титаномagnetитах, образующих два уровня: нижний - рифтовые базальты, океанические и континентальные (в породе 0,2-0,1, в титаномagnetите 0,28-0,31) верхний - *все* магнитные габбро (в породе 0,02-0,06, в титаномagnetите 0,06-0,12). Первый уровень соответствует узким пределам изменений окислительных условий в равновесной базальтовой магме рифтовых зон. Эти условия отвечают, видимо, уровню термодинамического равновесия базальтовой магмы на глубине первичных очагов - 50-60 км; второй уровень соответствует условиям островодужного магматизма и высокотемпературной переработки пород земной коры в однообразных окислительных

условиях, на глубине 5-25 км [*Петромагнитная модель...*, 1994; *Печерский и др.*, 1975]. б) *Удивительную повторяемость* закономерностей формирования и распределения магнитных и немагнитных пород от архейских до современных, что свидетельствует в пользу однотипности магматических процессов на протяжении геологической истории Земли.

С. Роль метаморфизма. Основная масса пород сохраняет первичное деление на магнитные и немагнитные, несмотря на глубинный метаморфизм: осадочные породы остаются обычно немагнитными и слабомагнитными, хотя содержания железа в них вполне достаточно для образования заметных концентраций магнетита; сохраняется в большинстве своем деление магматических пород на магнитные дифференциаты и немагнитные кумуляты. Есть, естественно, определенная доля вклада метаморфизма в намагниченность пород, но она невелика по сравнению с первично-магматическим вкладом. При остывании нижней коры, кислородный режим становился более окислительным, в результате чего происходил распад и перекристаллизация Fe-Ti окислов с образованием магнетита и, следовательно, обогащение гранулитов относительно низкотемпературным магнетитом. Процесс перекристаллизации *in situ* отражает первичное распределение Fe-Ti окислов в толщах архея и магматических телах в них.

Многие исследователи пишут о *росте* намагниченности от амфиболитовой к гранулитовой фации в архейских породах. На самом деле чаще встречается процесс *наложения* регрессивного метаморфизма на гранулиты, т.е. идет *спад* намагниченности от гранулитов к амфиболитам. Гранулиты - процесс "сухой" и близкий к изохимическому, когда железо, находящееся в силикатах, мало подвижно. Следовательно, главный процесс - перекристаллизация первичных рудных Fe-Ti минералов. Таким образом, магнетизм гранулитов, в некотором роде память о магнетизме первичных пород. Часть магнитных минералов гранулитов являются вторичными продуктами разрушения таких немагнитных рудных минералов как ильмениты, Mg-Al-Cr феррошпинели, которых в низах коры и верхах мантии достаточно много. Все мантийные породы, включая ильменитсодержащие, немагнитные, т.е. преобразование ильменита и немагнитных феррошпинелей в магнитные минералы идут в более окислительных условиях, чем верхнемантийные.

Магнетит обычно образуется при метаморфизме с участием *флюида*. Как показывают опыты, наличие флюида - условие необходимое для образования обособленных зерен магнетита, но недостаточное - флюид должен быть обогащен железом. Во многих работах подчеркивается нарастание с глубиной количества восстановленных газов H₂, CO, CH₄ и др., растет кислотность (падает *pH*) таких флюидов и они являются хорошими растворителями и переносчиками железа. Это один из наиболее возможных путей образования обогащенных железом флюидов. Такой флюид разрушает Fe-Ti окислы, как менее устойчивые, чем порообразующие силикаты, следовательно, действие такого флюида приведет в первую очередь к *уничтожению* магнитных и других рудных минералов. Это, очевидно, и объясняет падение намагниченности пород при переходе от гранулитов к амфиболитам. По мере подъема флюида он окисляется, растет *pH* флюида. В результате создаются условия, благоприятные для осаждения железа в форме магнетита и близких ему феррошпинелей.

Д. Специфика ксенолитов - вынос из приочаговых зон со специфическим режимом, где накапливается большое количество флюида, происходит подплавление пород с образованием высокотитановых титаномagnetитов, соответствующих режиму в очаге в момент захвата ксенолита или близкого времени. Отсюда, очевидно, сходство составов титаномagnetитов в "черных" пироксенитах и вмещающих базальтах ($x = 0,6-0,65$). Такое явление обогащения магнитными минералами глубинных пород в приочаговых зонах локально, о чем говорит, например, отсутствие региональных магнитных аномалий вдоль Курильских островов, в районах развития вулканизма Малого Кавказа и Монголии, где среди ксенолитов глубинных пород достаточно много магнитных.

Заключение

Из собственных исследований и обзора мировых данных следует, что главным источником магнетизма земной коры и региональных магнитных аномалий с архея доныне являются магматические породы, формировавшиеся в зонах растяжения в поверхностных и близповерхностных условиях. Эта ситуация сохраняется, несмотря на метаморфизм и перекристаллизацию магнитных минералов.

Из силикатов в условиях низов континентальной коры новообразование магнитных минералов не происходит (во всяком случае в масштабах, серьезно влияющих на аномальное магнитное поле). При благоприятном T - fO_2 режиме новообразование магнитных минералов возможно тремя путями: кристаллизация первичных минералов из расплава (а), из флюида, обогащенного железом (в) и перекристаллизация *in situ* Fe-Ti окислов в соответствии с меняющимися T - fO_2 условиями (с).

Область стабильного существования первично-магматических магнитных минералов (прежде всего это титаномагнетиты) распространяется на глубину до 40-50 км, область наиболее благоприятной их кристаллизации не глубже 30 км. Точки Кюри таких первичных титаномагнетитов обычно ниже 300°C, т.е. в условиях нижней континентальной коры они немагнитны и не могут быть источниками региональных магнитных аномалий. Правда, первичные титаномагнетиты и ильмениты могут быть источником образования магнитных минералов, близких к магнетиту, в результате их перекристаллизации *in situ*. Тогда такие породы, содержащие первичные титаномагнетиты и ильмениты, становятся главными потенциальными источниками региональных магнитных аномалий.

Литература

Афанасьев Н. С., Корреляция физических параметров, минерального и химического состава в горных породах докембрия ВКМ, В сб.: *Вопросы геологии КМА*, с. 50-56, Воронеж. университет, Воронеж, 1978.

Баженова Г. Н., Шаронова З. В., Геншафт Ю. С. и др., Петромагнитное изучение кристаллических пород Алданского щита, *Физ. Земли*, (3), 29-36, 1998.

Баженова Г. Н., Геншафт Ю. С., Печерский Д. М. и др., Петромагнитные характеристики и рудные минералы кристаллических пород Алдано-Станового нуклеара, *Физика Земли*, 2001.

Богатиков О. А., Карпова О. В., Печерский Д. М. и др., Исследования Fe-Ti окисных минералов Патынского габброидного массива в связи с условиями его образования, *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (9), 3-15, 1971.

Богатиков О. А., Бродская С. Ю., Печерский Д. М. и др., Особенности Fe-Ti минерализации габбро-норит-анортозитовых комплексов Украины и западной Литвы, Сб. *Магматизм и полезные ископаемые*, с. 42-55, Наука, Москва, 1975.

Большаков А. С., Щербакова В. В., Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков, *Изв. АН СССР, сер. физика Земли*, (8), 78-83, 1982.

Борисов А. А., Жаркова Е. В., Кадик А. А. и др., *Флюиды и окислительно-восстановительное равновесие в магматических системах*, 255 с., Наука, Москва, 1991.

Бродская С. Ю., Печерский Д. М., Шаронова З. В. и др., *Методические рекомендации по изучению магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами*, 86 с., НППП "ГЕРС", Тверь, 1992.

Булина Л. В., Обобщенный разрез магнитной неоднородности земной коры территории СССР, *Геофиз. журн.*, 8, 79-84, 1986.

Гантимуров А. Ф., *Флюидный режим железо-кремниевых систем*, 69 с., Наука, Новосибирск, 1982.

Геншафт Ю. С., *Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии*, 208 с., Наука, Москва, 1977.

Геншафт Ю. С., Лыков А. В., Миронова Н. А. и др., Петромагнитное изучение пород фундамента Воронежского кристаллического массива, *Физика Земли*, (9), 38-45, 1997.

Геншафт Ю. С., Лыков А. В., Печерский Д. М., Петромагнитная характеристика ксенолитов и вмещающих пород Малого Кавказа, *Изв. АН СССР, физика Земли*, (1), 53-65, 1985.

Геншафт Ю. С., Печерский Д. М., Петрологическая и петромагнитная оценка возможных глубинных источников региональных магнитных аномалий, *Геофиз. журн.*, 8, 61-67, 1986.

Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Термальные индикаторы эволюции режимов континентальных рифтов, *Докл. АН СССР*, 283, 1256-1259, 1985.

Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Физико-химическая динамика верхней мантии и образование щелочно-базальтовых магм, В сб.: *Строение и эволюция тектоносферы*, с. 151-169, ИФЗ АН СССР, Москва, 1987.

Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., *Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии*, 71 с., Наука, Москва, 1990.

Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., *Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм*, 362 с., ГЕОС, Москва, 1999.