

ISSN 0002-3272



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

О.Г. Лазур

**ОСАДОЧНО-
ВУЛКАНОГЕННЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
И ИХ ЖЕЛЕЗОНОСНОСТЬ**



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 588

O.G. Lazur

**EARLY PRECAMBRIAN
SEDIMENTARY-VOLCANIC COMPLEXES
AND THEIR FERRUM CONTENT**

Moscow
GEOS

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 588

О.Г. Лазур

**ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
И ИХ ЖЕЛЕЗОНОСНОСТЬ**

Москва
ГЕОС

УДК 551.21 + 551.71 + 552.56 + 553.078.22

ББК 26.323

Л 58

Ответственный редактор: *О.В. Япаскерт*

Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*, *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*,

М.А. Семикхатов, *С.Д. Соколов*, *А.В. Соловьев*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты: *Н.А. Созинов*, *Л.Д. Онкиенко*

Труды Геологического института РАН / Геол. ин-т. М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – ISSN 0002-3272

Вып. 588: Осадочно-вулканогенные комплексы раннего докембрия и их железистость / *О.Г. Лазур*; Отв. ред. *О.В. Япаскерт*. М.: ГЕОС, 2009. 192 с.: ил. (в пер.) ISBN 978-5-89118-457-2

Разрабатывается проблема связи железо-кремнистого накопления с вулканизмом и осадочно-накоплением на ранних этапах эволюции континентальной литосферы. Магнетитовые кварциты осадочно-вулканогенных комплексов раннего докембрия подразделены на вулканогенно-осадочный и осадочный типы, выделен генетический тип лав и туфов, обогащенных магнетитом. Установлены основные черты эволюции железо-кремнистого накопления в раннем докембрии и предложена схема развития процесса вулканогенного железнанакопления. Разработаны научные принципы прогнозирования магнетитового оруденения стратиформного типа в метаморфических, первично вулканогенно-осадочных комплексах раннего докембрия.

Для специалистов, занимающихся изучением геологии, петрологии, магматизма и металлогении раннего докембрия.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН ОНЗ-2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья» и Программы Минобрнауки РНП 2.1.1.1374 «Эндеогенный и экзогенный рудогенез и его эволюция в истории Земли».

Responsible Editor: *O.V. Yapakurt*

Editorial Board:

M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief),

K.E. Degtyarev, *Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,

S.D. Sokolov, *A.V. Soloviev*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers: *N.A. Sozinov*, *L.D. Onikienko*

Transactions of Geological Institute RAS / Geological Inst. – Moscow: Publisher Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. – ISSN 0002-3272

Vol. 588: Early Precambrian Sedimentary-Volcanic Complexes and their Ferrum content / *O.G. Lazur*; Ed by *O.V. Yapakurt*. – Moscow: GEOS, 2009. – 192 p.: ill. (in cloth.)

The problem of relations between ferruginous-siliceous accumulations and volcanism at the early stages of the continental lithosphere evolution is considered. Early Precambrian magnetite quartzite in volcanic-sedimentary complexes is subdivided into volcanic-sedimentary and sedimentary types, and a genetic type of magnetite-enriched lavas and tuffs was identified. Major features of the evolution of ferruginous-siliceous accumulations in the Early Precambrian were established, and a scheme of development of volcanic ferrum accumulation was offered. Scientific principles were elaborated to forecast the magnetite mineralization of the stratiform type in metamorphic, primary volcanic-sedimentary complexes of the Early Precambrian.

For specialists engaged in studying geology, petrology, magmatism and metallogeny of the Early Precambrian.

The work was done following the Program of the Presidium of the RAS, DES-2 «Fundamental problems of geology, formation conditions, principles of forecasting traditional and new types of largescales deposits of strategic kinds of mineral raw materials» and the Minobrnauka Program RNP 2.1.1.1374 «Endogenic and Exogenic Ore Genesis and its Evolution in the Earth's History».

ISBN 978-5-89118-457-2

© *О.Г. Лазур*, 2009

© Геологический институт РАН, 2009

© ГЕОС, 2009

ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА

Эта книга подводит итог исследования в рамках программы ОНЗ-2 РАН 2006–2008 гг. «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья». Раздел этой программы 1.5 «Изучение закономерности влияния процессов седиментогенеза и литогенеза на возникновение крупномасштабных месторождений в осадочных комплексах под руководством редактора книги выполнялся автором совместно с несколькими учеными Лаборатории литогенеза Геологического института РАН.

Спектр рассмотренных ими объектов был широк. Он охватывал генетические модели формирования в осадочных формациях руд золота, платины, меди, урана, алюминия и железа. Последнее было главным объектом интереса доктора геолого-минералогических наук О.Г. Лазура, имеющего почти полувековой опыт полевых и лабораторных исследований железорудных метаморфических комплексов докембрийского возраста в России и за ее пределами. Наряду с этим, автор постоянно находится в курсе прошлых и современных научных исследований по проблеме генезиса и условий локализации железорудных месторождений, возникших на ранних стадиях формирования земной коры.

Данной проблеме (вернее целой «обойме» взаимосвязанных проблем) отечественные и зарубежные исследователи посвящали такое множество работ, что, казалось бы, уже не осталось места новому слову, не повторившему что-то сказанное прежде.

В нашей стране, начиная от классических трудов о джеспилитах академика Н.М. Страхова (около середины XX в.) и кончая совсем недавно опубликованной объемистой книгой В.Н. Холодова «Геохимия осадочного процесса»¹, вышеупомянутые проблемы и вопросы осадочного рудогенеза рассматривались особенно подробно и досконально.

Но автор удачно нашел в этой цепи проблем звено, заслуживающее дальнейшего пристального внимания: это взаимозависимость осадочного процесса с вулканизмом, который в раннем докембрии, как известно, проявился намного мощнее и своеобразнее, чем в более поздние эпохи геологической истории нашей планеты.

Проблема сзоеобразования процессов «вулканогенно-осадочного литогенеза» (термин Н.М. Страхова), и рудогенеза в том числе, продолжает быть актуальной.

¹ Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 574).

Вместе с тем, исторически сложилось так, что очень многие наши литологи стараются акцентировать свое внимание на своеобразии чисто осадочных (лишенных «постороннего» влияния) процессов, а петрологи-магматисты, в свою очередь, не стремятся затрагивать литогенез или фиксируют его проявления формально. Однако на границе сфер интересов двух наук, как мы знаем, можно получить неожиданно любопытные результаты, и автор книги избрал именно такой путь анализа далекого геологического прошлого.

Книга, безусловно, окажется полезной геологам самого широкого профиля, а также геохимикам и геофизикам. Она может послужить своеобразным методическим руководством для тех, кто занимается прогнозными оценками сырья железорудных месторождений.

Заслуженный деятель науки Российской Федерации, профессор
О.В. Япаскурт

ВВЕДЕНИЕ

В пределах древних щитов полосчатые железисто-кремнистые образования известны в глубоко- и слабометаморфизованных (зеленокаменные пояса) метаморфических комплексах. В зеленокаменных поясах развиты полосчатые железистые кварциты и сланцы с магнетитом и гематитом, в глубокометаморфизованных толщах – полосчатые магнетитовые кварциты и меланократовые метаморфические породы (амфиболиты, плагиогнейсы), обогащенные вкрапленным магнетитом (10–15 до 30 объемн.%).

К протерозойским железистым кварцитам традиционно привлечено внимание исследователей, так как они слагают крупные и уникальные по запасам месторождения, их изучению посвящена многочисленная опубликованная литература. Несмотря на более чем вековую историю эксплуатации и исследования подобных месторождений вопросы их происхождения и закономерности размещения оживленно дискутируются и поныне. Из широкого круга теорий и гипотез формирования железистых кварцитов в настоящее время отдается предпочтение осадочной (Н.М. Страхов, А.Д. Архангельский, Н.А. Плаксенко, И.Н. Щеголев, Х.Л. Джеймс, П.Клауд и др.) и вулканогенно-осадочной (Н.П. Семененко, Г.С. Дзюценидзе, М.С. Марков, Ю.П. Мельник, П.М. Горяинов, В.М. Григорьев, Г.А. Гросс, А.М. Гудвин, А.Ф. Трендалл и др.) гипотезам. Проблему метаморфогенного преобразования первичных осадочных или вулканогенно-осадочных железистых кварцитов с образованием богатых железных руд успешно развивал Я.Н. Белевцев и другие исследователи.

Магнетитовые породы архейских метаморфических комплексов долгое время не привлекали внимания ученых по причине малых масштабов железнакопления. Обнаружение в нашей стране среди древних метаморфических толщ промышленно ценных месторождений магнетитовых кварцитов типа Оленегорской группы месторождений на Кольском полуострове, месторождений зоны БАМа и Приазовья, Курско-Бесединской группы месторождений в КМА усилило интерес к проблеме генезиса и типизации образований с магнетитом. В отношении них часто высказываются самые разнообразные точки зрения – от метаморфизованных и метасоматически преобразованных первично вулканогенно-осадочных и осадочных (Я.Н. Белевцев, Ю.П. Мельник, М.А. Ярошук, И.Н. Щеголев, П.М. Горяинов, В.М. Григорьев и др.) до метасоматических (В.В. Жданов, Л.И. Шабынин, М.Т. Козлов, Г.И. Князев, Ю.Д. Панков и др.), образованных при метасоматическом преобразовании ультраосновных и основных пород, а также при гранитизации кристаллических сланцев и гиперстеновых гнейсов.

Чаще среди метаморфических толщ развиты рудопроявления и мелкие–средние месторождения магнетитовых кварцитов типа Хатырик и Далдынского на

Анабарском щите, Радашного и Куватальского на Южном Урале, Аннамского на Кольском полуострове и др.

Изучение магнетитовых пород в архейских метаморфических комплексах привлекает внимание возможностью реконструировать условия образования магнетитовых пород и вмещающих метаморфических образований и типы литогенеза на ранних этапах формирования континентальной литосферы.

Проблему магнетитовых пород в древних метаморфических комплексах необходимо рассматривать с двух позиций. Разобравшись с генезисом магнетитовых образований и вмещающих метаморфических пород, можно говорить об их индикаторной роли (породы-реперы) при фациальном анализе метаморфических комплексов (генетический аспект). В то же время, магнетитовые породы, и в первую очередь магнетитовые кварциты, являются хорошо обогащенными и природно-легированными железными рудами (на примере Оленегорской группы месторождений). Выяснив закономерности размещения магнетитовых пород в метаморфических комплексах, можно переходить к разработке принципов прогнозирования железорудных концентраций в подобных толщах.

Гранулитогнейсовый комплекс Анабарского щита (как и оленегорская, кольская серии Кольского полуострова), вмещающий магнетитовые породы, относится к комплексу «серых гнейсов», проблема происхождения которых дискуссионна. Различные исследователи отдают предпочтение то исходно магматической (интрузивной или эффузивной), то осадочной природе «серых гнейсов». Базальты в составе этих комплексов рассматриваются как толеитовые члены единых вулканических серий (базальт-андезит-риолитовой, по Б.Г. Лутцу; толеит-дацитовой, по О.М. Розену) или как фрагменты первичных расслоенных интрузий (по М.С. Маркову). Другие исследователи рассматривают амфиболиты как пласты и линзы паропород. Точка зрения о вулканической природе типичных «серых гнейсов» основана на сходстве их разрезов – распространенности на больших площадях, большой мощности, частом чередовании кислых и средних разновидностей пород с амфиболитами, общем стратифицированном характере толщ и зачастую тесном переслаивании с метаосадками [67, 84, 96]. На современном уровне развития петрохимических, геохимических и минералогических исследований магматогенное или осадочное происхождение метаморфических пород устанавливается достаточно уверенно. Но среди ортопород выделить интрузивные и вулканические образования в большинстве случаев однозначно не удается.

Определенный толчок в решении этой проблемы дает анализ космических снимков. На общем фоне стратифицированной (полосчатой) поверхности Анабарского щита Б.Г. Лутц [69] обнаружил на западном склоне участки массивного сложения и проинтерпретировал их в качестве плутонических комплексов «серых гнейсов» (эндербиты), комагматичных вулканической серии пород. Аналогичные взгляды на первично-вулканогенную природу архейских метаморфических комплексов развиваются и в отношении толщ, вмещающих магнетитовые породы в северо-восточной части Балтийского щита [39, 90].

Лишь комплексный анализ геологических (условия залегания, парагенетический анализ толщ), петрохимических и геохимических факторов может помочь прийти к более уверенным выводам о первичной природе метаморфических толщ в целом. Положение осложняется тем, что вулканический комплекс представляет собой сложное сочетание вулканических, субвулканических (переходных к собственно интрузивным) фаций и малых интрузивных тел (силы, дайки и др.). Поэтому наблюдение единичных интрузивных контактов в первично-вулканогенных

толщах не меняет проблему в целом в отношении стратифицированной толщи с пластами и линзами парапорд. Здесь необходимо четко расставить акценты: говоря о первичном вулканическом комплексе упор делается на эффузивные фации, в вулканоплутонических комплексах преобладающе развиты интрузивные фации магматических пород.

Поэтому с единым методическим подходом был проанализирован обширный литературный и авторский материал по метаморфическим комплексам Анабарского и восточной части Балтийского щитов, включающим магнетитовые породы. Петрохимический и геохимический анализы метаморфических пород проведены в тех участках, которые претерпели наименьшие изменения в связи с наложенным метасоматозом и мигматизацией пород. Поиск первичных генетических признаков в метаморфитах производится при помощи петрогенных и малых элементов, но упор делается на наименее подвижные при метаморфизме (алюминий, кальций, титан, фосфор, хром, цирконий, барий и в меньшей степени стронций) элементы.

При написании монографии автор поставил следующие задачи: разрешить проблемы генезиса магнетитовых пород и вмещающих их метаморфических образований в глубокометаморфизованных комплексах архея, определить условия их образования и закономерности размещения. Решение их весьма актуально с научной и практической точек зрения. Актуальность проблемы определяется необходимостью выяснения геологической природы и типов литогенеза, формирующих магнетитовые породы и связанных с эволюцией литосферы на ранних этапах развития Земли, и разработки научных основ прогнозной оценки архейских метаморфических комплексов на промышленно ценные концентрации магнетитовых руд.

Автор пользуется возможностью высказать искреннюю признательность О.В. Япаскурту, взявшему на себя труд детально ознакомиться с работой и сделавшему ряд конструктивных критических замечаний. Я глубоко благодарен С.И. Жмуру, И.М. Симановичу, Ю.Г. Цеховскому, А.И. Вознесенскому, Н.А. Созинову, О.М. Розену, А.А. Аббясову, В.П. Харлашиной и многим другим, кто принимал активное участие в сборе и обсуждении публикуемых материалов и оказал неоценимую помощь в оформлении работы.

ГЛАВА I

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АРХЕЯ

Проблема изучения глубокометаморфизованных раннедокембрийских комплексов имеет большое значение для понимания условий формирования континентальной литосферы и оценки ее потенциальной рудоносности. Работами многих исследователей за последнее время показано, что в строении раннедокембрийских толщ значительную роль играют метавулканические комплексы, постепенно сменяемые в разрезе вулканогенно-осадочными толщами [60, 77, 79; и др.]. Этот вывод базируется как на изучении разрезов архея в слабо измененных сериях пород (зеленокаменные пояса Барбертон, Калгурди-Норсман и др.), так и на восстановлении первичной природы метаморфитов глубокометаморфизованных комплексов (работы О.М. Розена с соавторами и др.).

На территории России и сопредельных стран слабометаморфизованные образования раннего докембрия развиты ограниченно. Достоверно датированные архейские метаморфические толщи преобразованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Нередко они включают тела магнетитсодержащих кристаллических сланцев, амфиболитов и полосчатых магнетитовых кварцитов, имеющих промышленное значение в Приазовье, в зоне БАМа, в Карелии, КМА, на Кольском полуострове и Южном Урале. Решая вопросы происхождения магнетитовых пород, необходимо выяснить условия их залегания и первичную природу вмещающих метаморфических образований.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ АНАЛИЗА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Общепринятым методом изучения разнотипных геологических образований является формационный анализ. Его применение для метаморфических комплексов докембрия вызывает возражения и понимается многими неоднозначно. Один из основоположников формационного анализа Н.П. Херасков [126] считал, что сам термин «формация» не применим для метаморфических комплексов, так как метаморфические превращения вызывают частичную смену одних парагенезисов пород другими и в этом случае могут сосуществовать первичные и вторичные парагенезисы пород. Ю.Ир. Половинкина [88], О.М. Розен, Св.А. Сидоренко,

Н.А. Созинов [98] и другие исследователи считают, что формационный анализ в метаморфических комплексах докембрия возможен только лишь после восстановления первичной природы метаморфитов и «снятия» метаморфизма.

Геологи метаморфического направления предлагают проводить формационный анализ по природным парагенезисам метаморфических пород [19, 42, 63 и др.]. Сторонники физико-химического направления в основу формационного анализа метаморфических комплексов кладут либо принцип метаморфических фаций [73], либо тип метаморфического процесса [129].

С нашей точки зрения более логично начинать с восстановления первичных парагенезисов горных пород, сконструировав их первоначальную природу по комплексу методов – геологических, литологических, петрохимических, геохимических. Далее В.Е. Закруткин [47] проводит для осадочно-метаморфических комплексов восстановление условий осадконакопления в дометаморфические эпохи. Это направление базируется на детальном литолого-фациальных и фациально-геохимических исследованиях с учетом палеотектонических особенностей строения и развития конкретных структурных элементов земной коры. Такой генетический подход к выделению фаций и формаций [116] позволяет наметить общие связи между фациальными типами осадков, обстановками осадконакопления, палеоструктурными элементами и типами геотектонических режимов их развития. Логически заверченный комплекс исследований позволил В.Е. Закруткину на примере высокоуглеродистых отложений раннего докембрия европейской части России выделить конкретные формации, формационные типы отложений, переходя в завершение к изучению эволюции условий накопления высокоуглеродистых отложений в истории Земли.

И.В. Лучицкий применительно к вулканическим породам предпочитал называть вулканогенные формации парагенетическими ассоциациями или просто ассоциациями вулканических пород [70]. В его понимании формационный анализ вулканогенных толщ должен идти по пути выделения конкретных вулканических пород и их серий, затем через определение генетических типов вулканогенных образований к крупным вулканогенным формациям (ассоциациям). Следующим, завершающим, этапом изучения вулканических толщ являются палеовулканогенные реконструкции. Они, как формационный и фациальный анализы, проводятся на основе разномасштабного геологического картирования. Палеовулканогенные реконструкции разных масштабов позволяют решать различные вопросы, связанные с вулканической деятельностью – от реконструкции отдельных вулканических построек и связи с ними залежей полезных ископаемых, выявления особенностей строения отдельных вулканических областей – к познанию закономерностей развития многообразной вулканической деятельности прошлых геологических эпох и в целом эволюции вулканизма в истории Земли [70, 84].

Таким образом, формационный анализ метаморфических комплексов раннего докембрия, с нашей точки зрения, должен начинаться с восстановления первичной природы слагающих их метаморфических пород. Далее пути изучения первично-вулканогенных и первично-осадочных отложений несколько расходятся. Для первично-осадочных толщ – это определение исходного минерального состава пород, реконструкция условий осадконакопления и выделение собственно формаций и формационных рядов. Для первично-вулканогенных толщ – это выделение петрохимических серий, генетических типов вулканогенных пород, вулканогенных формаций (парагенетических ассоциаций) и проведение палеовулканогенных реконструкций.

МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Первичную природу глубокометаморфизованных пород определяют по следующим критериям: геологическим, структурно-текстурным, акцессорно-минералогическим и петрогеохимическим. Это первоначальный и наиболее важный этап изучения метаморфических комплексов, от надежности которого зависит достоверность всех последующих построений. Если в породах низких ступеней метаморфизма достаточно одного или двух критериев для достоверного определения первичной природы метаморфитов, то на высоких ступенях метаморфизма лишь сумма критериев может дать надежный результат. Но для пород гранулитовой фации метаморфизма и в этом случае остается доля неопределенности и сомнений.

Геологические условия залегания и парагенетические ассоциации.

Уже в полевых условиях по залеганию пород и парагенетическим ассоциациям можно определить, с какими первичными образованиями мы имеем дело, их параили ортоприроду. Отчетливая стратификация и складчатый характер залегания характерны для осадочных и вулканических пород. Есть расслоенные интрузии среди основных пород, но им не присуща складчатость. При выделении интрузивных и субвулканических пород, подводящих каналов можно использовать наблюдения над приконтактовыми изменениями. По данным В.Я. Хильтовой и А.А. Савельева [127], эти изменения сохраняются и в породах высоких степеней метаморфизма. Могут помочь такие признаки, характерные для приконтактовых зон интрузивных пород, как уменьшение зернистости (ороговикование) в приконтактовой зоне, осветление, появление порфиробласт кианита, ставролита, плагиоклаза, граната, слюдистых минералов. Надежным признаком магматической природы метаморфитов является обнаружение в них реликтовых минеральных парагенезисов – например, авгита и основного плагиоклаза в субщелочных и щелочных интрузиях основного состава, сфеновых каемок на рудном минерале [127]. В.Е. Закруткин с соавторами [48] установили на примере чарнокитов Побужья, что для орточарнокитов характерен парагенезис лабрадора и битовнита, в парачарнокитах присутствуют практически все плагиоклазы, при преобладании андезина. В основных орточарнокитах практически не наблюдается колебаний состава плагиоклаза в пределах шлифа, нередко плагиоклаз зонален, в парачарнокитах отмечается резкое колебание состава плагиоклазов, они не зональны. А в целом для осадочно-метаморфических комплексов характерны тонкое переслаивание и фациальная сменяемость отложений, цикличность, реликты градационной и ритмической слоистости.

Текстурно-структурные особенности пород. Это один из наиболее важных критериев для определения первичной природы метаморфических образований. Как правило, в метаморфитах гранулитовой фации метаморфизма не остается даже реликтовых текстурно-структурных признаков первичной природы, отмечаются лишь разномасштабные полосчатость и бластические структуры.

Среди интрузивных пород, особенно основного состава, первичные структуры сохраняются включая гранулитовую фацию метаморфизма [127]. Отмечаются реликты офитовой, порфировой, габбро-офитовой и габбровой структур в метаморфитах интрузивного происхождения, рвущие их интрузивные контакты. Эффективные породы более неравновесны и легко подвергаются перекристаллизации уже на стадии зеленосланцевой фации метаморфизма. Первичные структуры в них

сохраняются реже, но примеры реликтовых эффузивных структур описываются в литературе неоднократно в породах амфиболитовой фации метаморфизма.

Б.Уиндли (Цит. по: [96]), описывая расслоенный габбро-анортозитовый комплекс в суперкрустальном поясе Исуа (Западная Гренландия), отмечает наличие первичных магматических контактов, реликтов габброидных структур с кумулятивным плагиоклазом, элементы гравитационной стратификации с прослойками хромита. Анализ этих признаков приводит Б.Уиндли к выводу о том, что он имеет дело со стратиформным изверженным комплексом основного состава, внедрившимся в амфиболиты.

Изучая амфиболиты, вмещающие в суперкрустальном комплексе упомянутые габбро-анортозиты, Д.Бриджуотер и В.Макгрегор описывают реликты подушечных и агломератовых текстур с постепенным переходом в слабо расслоенный амфиболит. Они делают вывод об образовании амфиболитов за счет подводных излияний основных и средних вулканических пород.

М.С. Точилин и П.М. Горяинов [119] отмечают реликты порфировой и офитовой структур в амфиболитах, подстилающих железистые кварциты Оленегорского месторождения (бластопорфиroidы). Это приводит их к выводу об ортоприроде амфиболитов. Состав реликтовых зерен плагиоклазов, особенности их зонального строения, по мнению авторов, свидетельствуют о кислом и среднем составе первичных вулканитов. Примеры хорошей сохранности порфировых структур в кислых вулканических породах приводят М.М. Мануйлова [75] для вулканогенной толщи бассейна р. Б. Мини (Северо-Байкальское нагорье) и Е.С. Антонюк [3] для металипаритов района р. Кейвины (Кольский полуостров). В 1960 г. С.Трейвс для докембрийского комплекса Карнилейк Дакинсон (шт. Мичиган, США) и С.Бонтинеску, В.Недельку для докембрия Трансильванских Альп в Румынии доказали первичную эффузивную природу метаморфических пород, изучая реликты порфировых выделений в очковых гнейсах.

Критерием осадочной природы метаморфитов может явиться обнаружение в них реликтов осадочных текстур, таких как ритмичная и косая слоистость, оползневые текстуры, знаки ряби, трещины усыхания [94, 102, 107]. Использование обломочных структур в целях диагностики параметаморфитов ограничено зеленосланцевой фацией метаморфизма. Конгломератоподобные структуры обнаружены в образованиях амфиболитовой фации метаморфизма, но неизвестны в гранулитах. Наименьшей устойчивостью метаморфическим преобразованиям характеризуются глины [102].

Реликтовые акцессорные минералы. Эти минералы успешно используются при определении первичной природы метаморфических образований [57, 102, 107, 106, 131, 137]. Существенную роль они играют при корреляции разрезов метаморфических толщ и палеогеографических реконструкциях [87, 102]. В настоящее время установлено, что в термодинамических условиях амфиболитовой фации метаморфизма устойчивы лишь четыре минерала – циркон, рутил, монацит и ксенотим, из них наиболее устойчив циркон, исключая условия гранитизации и калиевого метасоматоза. Устойчивость и широкое распространение в различных по составу породах делают циркон эффективным при выяснении первичной природы пара- и ортометаморфитов, литологических и палеогеографических построениях [130, 131]. Определенные сложности возникают при определении метаморфогенной или детритовой природы самого циркона, особенно в породах гранулитовой фации метаморфизма. Параметры удлинения и окатанность зерен циркона не могут служить однозначным критерием пара- или ортоприроды метаморфитов [130].

Изучение окатанности зерен циркона необходимо производить с учетом их размерности, учитывая, что детритовый циркон мелких размеров не способен давать округлые зерна при транспортировке. Под округлой метаморфогенной оболочкой удастся обнаружить ядра циркона с удлинёнными кристаллографическими формами без следов транспортировки, т.е. это циркон явно магматический. Эффективный поиск признаков механической обработки зерен осуществляется при помощи электронного микроскопа. Таким образом, лишь при комплексном подходе к изучению аксессуарных минералов и использовании методов электронной микроскопии можно однозначно определить пара- или ортоприроду метаморфитов.

Химизм. Применение различных петрохимических методов с целью реставрации первичной природы метаморфических пород корректно лишь при условии изохимичности процессов метаморфических превращений при региональном метаморфизме. Как показали исследования К.Б. Кеpezинскas [52], В.Я. Хильтовой с соавторами [128], Б.А. Горлицкого [35], С.Б. Лобач-Жученко с соавторами [65], К. Ведеполя [18], Б.В. Петрова и В.Н. Макрыгиной [85], А.Б. Ронova с соавторами [99] система регионального метаморфизма открыта лишь для весьма ограниченного числа наиболее мобильных и химически активных компонентов – вода, углекислота, сера, хлор, бор, щелочные металлы, ртуть, кадмий, таллий и висмут. На стадии гранулитовой фации метаморфизма можно предполагать относительную мобильность отдельных петрогенных элементов – железа, марганца, кремнезема и ряда элементов-примесей. Поэтому в первую очередь для метаморфитов гранулитовой фации петрохимические и геохимические реставрационные методы необходимо применять в комплексе со всеми упомянутыми методами.

В процедуре реставрации первичной природы метаморфических пород обычно оцениваются соотношения между главными породообразующими окислами (петрохимические методы) и концентрациями элементов-примесей (геохимические методы) [100, 108, 123, 127]. Обязательным условием для разного рода реставрационных петрохимических диаграмм является их построение на малоподвижных при метаморфизме компонентах. В наибольшей степени этим условиям отвечает диаграмма ACFM [$A - Al_2O_3$, $C - CaO$, $FM - (FeO + MgO)$] [105]. Эта диаграмма не учитывает содержание в породах кремнезема. Указанный недостаток в определенной мере восполняет диаграмма $Si - (Na + K)$ [74]. К недостаткам этой диаграммы следует отнести использование при построениях калия и натрия, не относящихся к категории стабильных при метаморфизме элементов [54]. Кроме того, у диаграммы $Si - (Na + K)$ довольно широкое поле перекрытия составов пара- и ортопород (неопределенность). Но диаграмма хорошо диагностирует и классифицирует осадочные породы. В качестве реставрационного применяется метод чисел П.Ниггли, учитывающий также содержание в породе основных петрогенных элементов. Наиболее эффективен этот метод на стадии диагностики пара- и ортометаморфитов.

Область применения элементов-примесей для диагностики первичной природы пара- и ортометаморфитов традиционно ограничивается основными породами [34, 47, 123] по следующим направлениям.

1. Сравнение абсолютных концентраций отдельных элементов-примесей в метаморфитах с концентрациями этих элементов в магматических и осадочных породах [76, 136, 175]. Этот метод подвергался справедливой критике, так как вследствие геохимической специализации регионов в одних и тех же породах содержания малых элементов могут сильно варьировать.

2. Выявление характера корреляционных связей малых элементов между собой и с главными породообразующими элементами [166, 174]. Использование корре-

ляционных связей в диагностических целях подвергается сомнению. Б.В. Петров [85] считает, что вслед за сменой минеральных парагенезов при метаморфических превращениях изменяется корреляционное соотношение между элементами, т.е. это соотношение, возможно, определяется лишь природными парагенезами минералов, нарушая, а иногда и коренным образом меняя первичные связи.

3. Применение метода дискриминантной линейной функции [136] – этот перспективный метод требует тщательного соблюдения однородности крупных выборок и большого числа анализов, что не всегда выполнимо [47].

4. Использование в метаморфитах содержаний элементов фемафильной (Cr, Ni, Co, V, Sc, Zn, Cu), фельсифильной и гомеофильной (Pb, Rb, Zr, Ba, Sr, B) групп [34]. Коэффициент относительной фемафильности (K_{fm}) представляет отношение коэффициента накопления фемафильных элементов (R_{fm}) к коэффициенту накопления элементов фельсифильной и гомеофильной групп (R_n). Геохимические исследования метаморфических пород нижнего протерозоя Карелии показали, что по величине K_{fm} ортоамфиболиты сопоставимы с магматическими породами основного состава, а параамфиболиты – с глинами.

В.Е. Закруткин несколько изменил набор элементов-примесей в группах, выбрав лишь элементы, контрастные по содержанию в магматических и осадочных породах (фемафилы – Cr, Ni, Cu, V, Co, фельсифилы и гомеофилы – Li, Rb, Cs, B) [47]. Ограничением этого метода является то, что в литературе крайне редки указания на содержание в амфиболитах указанных элементов.

Как предварительный оценочный геохимический метод на стадии диагностики пара- и ортопород можно применять графический метод, показывающий соотношение в метаморфических породах усредненных кларков концентрации следующих групп геохимически родственных элементов (по А.Н. Заварицкому): первая (литофилы) – литий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, барий; вторая (сидерофилы) – титан, марганец, железо, ванадий, хром, никель, кобальт; третья (халькофилы) – медь, цинк, свинец, олово, германий, галлий; четвертая (редкие и рассеянные) – скандий, цирконий, тантал, ниобий; пятая (галогены) – бор, фтор, фосфор, сера [61].

Построенные графики сопоставляются по форме с эталонными графиками основных типов магматических и осадочных пород, базирующихся на кларках малых элементов в соответствующих образованиях [21, 118]. На этой стадии диагностики можно использовать и данные полуколичественного спектрального анализа по большим выборкам анализов, что облегчает работу геологам.

Таким образом, на стадии диагностики пара- и ортоприроды метаморфических образований петрогеохимическими методами предлагается использовать комплекс диаграмм и приемов, чтобы по возможности уменьшить зону неопределенности, существующую для каждого метода. Следует иметь в виду и то, что в зону неопределенности неизбежно попадут смешанные вулканогенно-осадочные образования типа туфопесчаников и туффитов. Из петрохимических методик предлагается применять диаграммы типа ACFM, Si – (Na + K), FAK, метод чисел П.Ниггли и диаграмму X. ля Роша, из геохимических – графический метод и коэффициент фемафильности в тех случаях, где имеется достаточный геохимический материал.

Дополнительный материал для определения первичной природы метаморфитов гранулитовых комплексов могут дать петрохимические диаграммы X.Роша ($Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO - Al_2O_3$) [165] и Б.Черча ($Na_2O + K_2O - (Fe_2O_3 + FeO + S(CaO + MgO) - Al_2O_3/SiO_2)$) [149]. В.М. Моралев [79] с успехом применил их для доказательства первичной вулканогенной природы основных гранулитов Алдан-

ского щита. С нашей точки зрения, их можно использовать в диагностических целях и для гранулитов более кислого состава.

Далее пути исследования первично-вулканогенных, первично-осадочных и смешанных пород естественно расходятся.

ФОРМАЦИОННЫЙ (ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ) АНАЛИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Изучение первично-вулканогенных образований предлагается начинать с выяснения их принадлежности к определенным петрохимическим ассоциациям или сериям. Х.Куно [163] предложил выделять толеитовую (пижонитовую), известково-щелочную (гиперстентовую) и щелочную (с калиевым и натриевым рядами) серии на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Учитывая, что натрий и калий подвижны в процессе метаморфизма, принадлежность вулканитов к определенным петрохимическим сериям можно скорректировать геохимическими диаграммами $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{Sr} - \text{Ti}$, $\text{Ti} - \text{Al}$, $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2/\text{Zr}$, $10\text{Zr} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ и др. По мнению И.В. Лучицкого [70, с. 40], «...выделение вулканических серий – это первый шаг по пути к анализу проблемы ассоциаций разных пород, выявляемых на основе собственных им парагенезов».

Следующий шаг в исследовании вулканогенных образований – это выделение фациальных или генетических типов. И.В. Лучицкий [70] предлагает различать: корневые зоны (экструзивные, жерловые и субвулканические фации или генетические типы), лавовые, пирокластические (агломератовые и туфовые фации, пирокластические потоки, лахары, вулканические брекчии, агглютинаты и игнимбриты) образования и метасоматиты. Подобные фациальные типы выделяются в вулканических зонах при крупномасштабном геологическом картировании. Фации выделяются по условиям залегания и образования (затвердения) магматических пород. На настоящем уровне исследований практически неизвестны петрохимические и геохимические признаки отличия фациальных (генетических) типов вулканических образований. Поэтому мы лишены возможности говорить о выделении фациальных (генетических) типов вулканитов в глубокометаморфизованных вулканических толщах, лишенных первичных структурно-текстурных черт. Шагом вперед в этом направлении может быть использование типоморфных признаков магнетита, отражающих условия формирования вулканитов. Ряд исследователей при определении формационной принадлежности магматических образований с успехом используют типоморфные признаки акцессорного магнетита [62, 134, 140].

Формационный анализ, в первую очередь для метаморфических толщ, должен выделить парагенетические ассоциации вулканических пород (вулканические комплексы), характеризующиеся определенными геодинамическими режимами условий формирования. Это логичный и завершающий шаг в изучении вулканогенных образований. Исходя из принципа актуализма, геодинамические режимы можно диагностировать при помощи инертных малых элементов, таких как цирконий, ниобий, церий, иттрий, редкие земли, а также титан и фосфор. С этой целью разработаны геохимические диаграммы типа $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$, $\text{TiO}_2 - \text{Y}$, диаграммы спектров распределения редкоземельных элементов и др. Насколько они применимы для глубокометаморфизованных образований вулканогенной природы – вопрос недостаточно проработан.

И.В. Лучицкий [70] предлагает выделять: стратифицированные (трапповые, зеленокаменные спилит-кератофировые, трахибазальтовые, андезитовые, риолитовые, трахитовые и фонолитовые), нестратифицированные (трахибазальтовые, трахитовые, риолитовые, смешанного состава и гипербазитовые) и вулканогенно-осадочные парагенетические ассоциации (формации). Главное различие стратифицированных и нестратифицированных ассоциаций – в разобщенности отдельных вулканических проявлений во втором случае. «Стратифицированные вулканогенные ассоциации представляют собой систему слоистых тел, состоящих из чередующихся между собой пластов различной мощности, принадлежащих преимущественно вулканогенным породам. Именно этот ряд связан постепенными переходами с вулканогенно-осадочными ассоциациями в латеральном и вертикальном направлении» [70, с. 74].

На изданных за последнее время палеовулканологических картах принято разделение вулканогенных ассоциаций (формаций) на ультрабазит-базитовую, базитовую, контрастную (базальт-риолитовую), дифференцированную (базальт-андезит-риолитовую) и порфиоровую. В древних вулканических комплексах мы чаще всего имеем дело именно с этим набором ассоциаций вулканических пород. Предлагается, сохранив указанный набор формаций, отнести их к группе контрастных или дифференцированных, охарактеризовав дополнительно геодинамические условия формирования.

Завершающим этапом палеовулканологических исследований являются палеовулканологические реконструкции различного масштаба, помогающие определить характерные черты строения отдельных палеовулканологических построек, особенности строения отдельных вулканов или их групп и в целом специфики древних вулканических областей. Методические приемы проведения палеовулканологических реконструкций в докембрийских комплексах разработаны слабо. Известны успешные опыты палеовулканологического картирования в вулканических толщах докембрия Забайкалья [16], восточной части Балтийского щита [24, 80]. Они касаются отложений, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, характеризующихся наличием реликтов структурно-текстурных признаков их происхождения. Неизвестны подобного рода работы в гранулитовых комплексах.

Методика фациального и формационного анализа глубокометаморфизованных осадочных толщ по сумме геологических, структурно-текстурных, минералогических и петрогеохимических признаков детально описана В.Е. Закруткиным [47]. Он же впервые предложил оценивать смешанные вулканогенно-осадочные (туфопесчаники, туффиты и др.) породы, которые должны быть промежуточными по ряду признаков [108]. При метаморфизме вулканогенно-осадочные породы должны унаследовать определенный комплекс генетических признаков: литологических (типы слоистости, реликтовые текстуры и структуры), минералогических (окатанные акцессории) и геохимических.

В.Е. Закруткин [47] предлагает методику учета количества вулканического материала в смешанных вулканических породах, взяв за основу величину пирокластического модуля ПМ. Зная среднюю величину пирокластического модуля в обломочных осадочных отложениях региона ($ПМ_{ср}$), можно определить долю вулканогенного материала в смешанной породе: $(100\% - ПМ_{ср} \times 100/ПМ_{обр})$.

В 70-х годах прошлого века для реконструкции природы метаседиментных пород путем пересчета их химического состава на минеральные компоненты О.М. Розен с соавторами предложили программу LITHCHIM [98]. Достоинством

этого метода являлась возможность сопоставления метаседиментных пород с их неметаморфизованными аналогами, оперируя терминами минерального состава, разработанными для осадочных пород. В 80-х годах метод был доработан для использования на вычислительных машинах серии ЕС. Метод MINLITH [97] предназначен для использования на ПК в среде электронных таблиц Excel. Ограничениями на использование этого метода являются возможные изменения исходного химического состава осадочных пород при метаморфизме. Поэтому для исследования используются породы, претерпевшие изохимический региональный метаморфизм, при котором происходят обезвоживание и декарбонатизация исходных пород, а породы, претерпевшие аллохимический или локальный метаморфизм (метасоматоз), исключаются из рассмотрения. Применение результатов этого метода позволяет получить дополнительную информацию о палеогеографических и палеогеодинамических условиях формирования исходных осадочных пород, принимавших участие в строении древних седиментогенных метаморфических комплексов.

ГЛАВА II

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Учитывая традиционное деление архея на нижний (древнее 3.0 млрд лет) и верхний (2.5–3.0 млрд лет), отметим, что на основе геохронологических и косвенных геологических данных нами к нижнему архею отнесены далдынская, верхнеанабарская и хапчанская серии Анабарского щита; гранулитовый комплекс (условно) и оленегорская толща Кольского полуострова в составе кольской серии; брянская и обоянская серии КМА; тараташская серия на Южном Урале; метаморфический комплекс Исуа в Западной Гренландии. К верхнему архею – серия полмос-порос на Кольском полуострове, лопий в Карелии, михайловская серия КМА, карсакпайская серия в Центральном Казахстане. Необходимо отметить, что нижнеархейские толщи метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Их слабометаморфизованные (до зеленосланцевой фации) возрастные аналоги известны лишь на плато Барбертон в ЮАР и на Йилгарнском щите в Австралии. Наши интересы при изучении железистых пород в большей степени направлены на слабо изученный нижнеархейский уровень. Для сравнения привлекаются результаты собственных исследований по верхнеархейскому уровню (карсакпайская и михайловская серии), породы которого изменены в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Анализ материалов по метаморфическим комплексам архея показывает, что они сложены тервично осадочно-вулканогенными толщами, включающими разнообразие интрузивные массивы и подвергшимися впоследствии интенсивным дислокациям и метаморфическим изменениям в различных термодинамических условиях [60, 67 и др.]. Эти толщи нередко включают пласты и линзы железистых кварцитов преимущественно магнетит-кварцевого состава.

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

Работы М.И. Рабкина [94], А.А. Каденского [51], Б.Г. Лутца [66, 67] и А.Н. Вишневого [22] позволили установить, что в древнейший геологический этап на Анабарском щите (массиве) формировались осадочно-вулканогенная толща в составе далдынской, верхнеанабарской серий и вулканогенно-осадочная хапчанская серия, которые претерпели гранулитовый метаморфизм. Следующий этап

связан с образованием подвижных зон на границах тектонических блоков, гранитизацией и плутоническим магматизмом и проявлениями метаморфизма амфиболитовой фации. Так, на границах блоков сформировались полиметаморфические зоны. Б.Г. Лутц и А.Н. Вишневский отмечают в значительной мере изохимический характер метаморфизма гранулитовой фации и аллохимический характер наложенного в полиметаморфических зонах метаморфизма амфиболитовой фации. В более поздних работах Б.Г. Лутц [69] отмечал, что раннеархейский вулканизм на Анабарском щите начинался серией ультраосновных вулканитов (коматииты) и продолжался непрерывной высокоизвестковистой серией базальт-андезит-дацитового состава. Выше по разрезу она становится более кислой с преобладанием пород среднего состава и появлением риолитов. В верхах разреза вулканической толщи увеличиваются контрастность вулканизма и значение основных и кислых вулканитов.

О.М. Розен относит плагиогнейсы далдынской и верхнеанабарской серий к комплексу серых гнейсов магматической природы (энтербитоиды), сформированному при селективном плавлении первичной анортозитовой коры. М.С. Марков, С.В. Богданова, С.Б. Лобач-Жученко и другие исследователи развивают концепцию первичной магматической (вулканоплутонические комплексы) природы комплекса серых гнейсов.

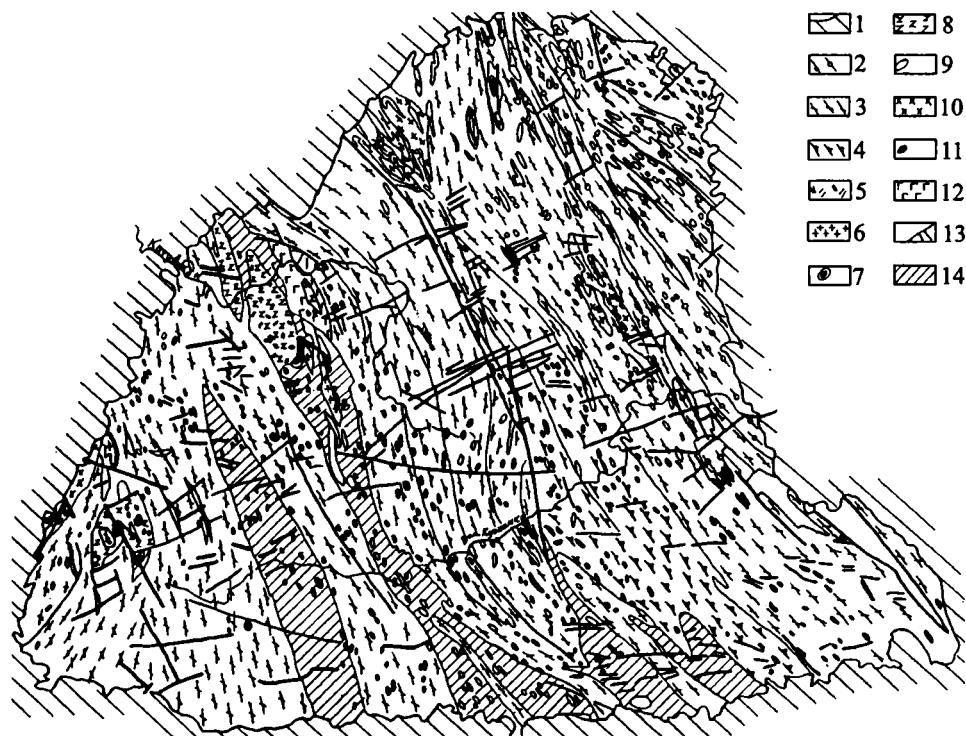


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Анабарского массива [22]

1 – осадочный платформенный чехол; 2–4 – породы серий: 2 – хапчанской, 3 – верхнеанабарской, 4 – далдынской; 5 – пегматиты; 6 – двуслюдяные и биотитовые граниты; 7 – перидотиты и пироксениты; 8 – анортозиты; 9 – биотитовые и аляскитовые граниты; 10 – биотит-роговообманковые граниты, граносиениты, гранодиориты, диорит-сиениты; 11 – метальтрабазиты; 12 – метагабброиды; 13 – разломы и дайки основного состава; 14 – полиметаморфический комплекс зон диафтореза

Б.Г. Лутц [69] и М.З. Глуховский [33] выделяют на склонах щита массивы гранито-гнейсовых куполов (пироксеновые плагиогнейсы), являвшихся, видимо, ко-магматами вулканического комплекса. Слагающие их плагиогнейсы отличаются массивностью и отсутствием полосчатости.

Гранулитогнейсовый комплекс Анабарского щита (рис. 1) сложен преимущественно пироксеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами. Находки магнетитосодержащих пород в пределах щита известны в бассейнах рек Алы-Юрек, Далдын, Хатырык, Этизбин, Сербеен – притоков р. Большая Куонамка (р. Анабар), а также в бассейне рек Осур и Токур – притоков р. Оленек и в других районах.

При довольно слабой обнаженности регион характеризуется сравнительно мощным элювиально-делювиальным чехлом на водораздельных поверхностях и склонах долин, с коренными обнажениями в глубоковрезанных долинах рек и ручьев, а также на водоразделах.

Стратиграфическое расчленение и возраст

Дешифрирование аэрофотоснимков и изучение коренных обнажений метаморфических пород позволили составить схематические геологические карты районов развития магнетитовых пород (рис. 2, 3). Вмещающая толща гранулитов представляется стратифицированной, смятой в узкие пережатые линейные, реже брахиформные складки. Простираение комплекса пород в целом север-северо-западное при моноклинальном крутом падении на северо-восток.

Гранулитогнейсовый комплекс пород, вмещающих образования с магнетитом, в низовьях р. Алы-Юрек (см. рис. 2) условно может быть расчленен на две толщи – нижнюю и верхнюю, имеющие постепенные переходы в разрезе. Нижняя толща, стратиграфически отвечающая далдынской серии, на правобережье р. Большая Куонамка представлена (вниз по разрезу):

Мощность, м

1. Зеленовато-серые тонкополосчатые меланократовые двупироксеновые плагиогнейсы с прослойками пироксеновых амфиболитов..... 440
2. Розовато-серые гиперстеновые гнейсы с тонкой вкрапленностью альмандина..... 15
3. Серые двупироксеновые плагиогнейсы с прослоями меланократовых амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов. Один из прослоев, мощностью 15 см и протяженностью 55 м, обогащен тонкой вкрапленностью магнетита..... 18
4. Зеленовато-серые с розоватым оттенком гранатосодержащие двупироксеновые плагиогнейсы, толстоплитчатые. Размер порфиروбласт граната в поперечнике достигает 2,0 см..... 435
5. Светло-серые мелкозернистые биотитовые гнейсы лейкократовые, тонкоплитчатые 39
6. Зеленовато-серые тонкополосчатые плитчатые меланократовые двупироксеновые плагиогнейсы с частыми полосами амфибол-двупироксеновых меланократовых плагиогнейсов и пироксеновых амфиболитов (от 0.5 см до 5 м). Отдельные полосы обогащены вкрапленностью магнетита в виде линз мощностью 0.15–1.0 м и протяженностью 20–25 м. Редко плагиогнейсы обогащены гранатом..... 3500
7. Зеленовато-серые двупироксеновые плагиогнейсы с двумя пластами плагиогнейсов с вкрапленностью граната мощностью 50–60 м и протяженностью до 1.5 км..... более 1000

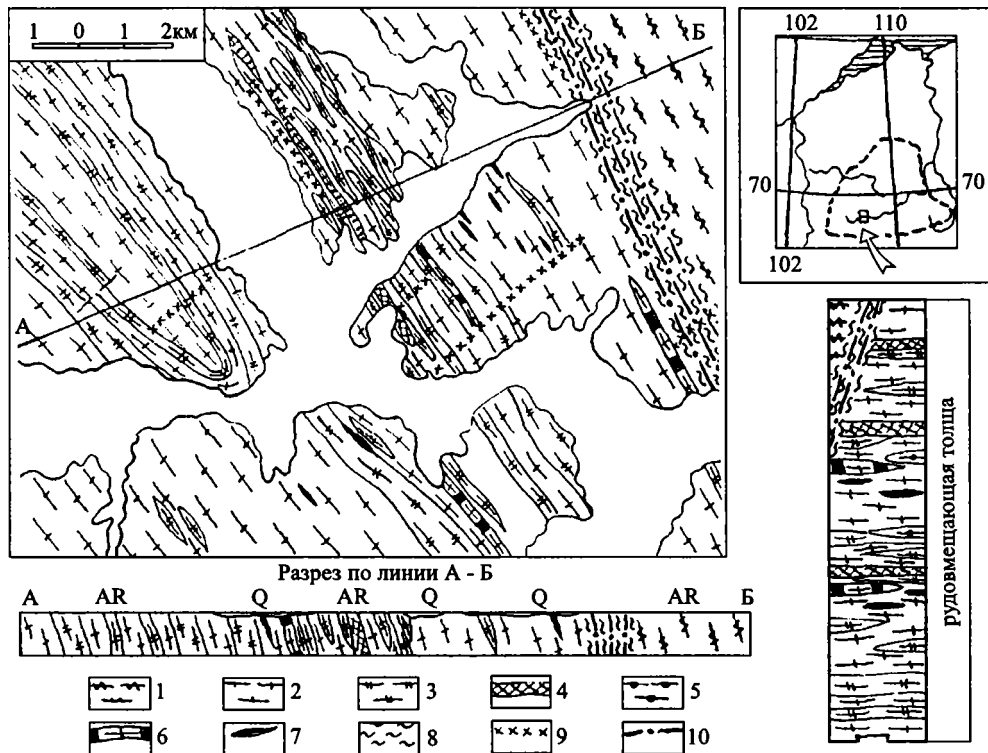


Рис. 2. Схематическая геологическая карта железорудного участка низовьев р. Алы-Юрек (левобережье р. Большая Куонамка)

1 – биотит-роговообманковые плагиогнейсы; 2 – гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы (эндербитоиды); 3 – гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы с гранатом; 4 – кварциты, кварц-полевошпатовые породы; 5 – кварц-полевошпатовые породы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом; 6 – гиперстеновые плагиогнейсы с графитом; 7 – магнетитсодержащие кристаллические сланцы; 8 – зоны интенсивной мигматизации и гранитизации; 9 – дайки диабазов; 10 – разрывные нарушения

Суммарная мощность нижней толщи превышает 5000 м. В плагиогнейсах в редких случаях отмечаются фрагменты косой слоистости, подчеркнутые прослойками, которые обогащены темноцветными минералами. Среди двупироксеновых плагиогнейсов постоянно в количестве 30–35% присутствуют варьирующие по мощности (от 1 мм до 2–5, редко 30 м), согласно залегающие линзы и прослои амфибол-двупироксеновых меланократовых плагиогнейсов, нередко с вкрапленностью граната. В отдельных случаях как лейкократовые, так и меланократовые породы содержат включения граната, редко меланократовые разности обогащены вкрапленностью магнетита.

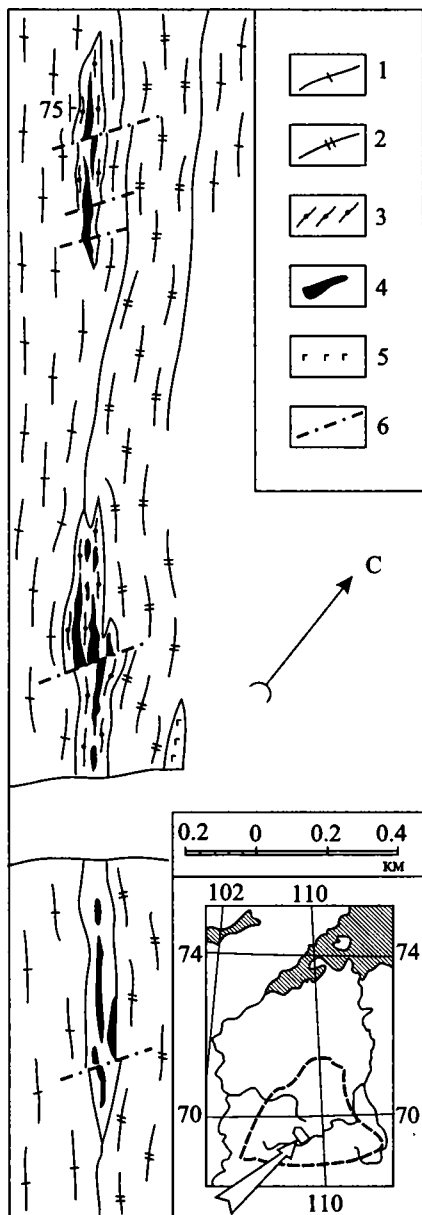
По простиранию севернее, на левобережье р. Большая Куонамка эта толща содержит больше прослоев и пачек меланократовых пород, а также больше прослоев гнейсов с гранатом. Гранатсодержащие гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы слагают пачки мощностью от первых метров до 300–500 м и протяженностью от 1.0–2.0 км до 8–10 км. Причем часто пачки выделяются по преобладанию в разрезе гранатсодержащих пород, переслаивающихся с разностями, не содержащими граната.

Рис. 3. Схематическая геологическая карта участка железистых кварцитов в низовьях р. Далдын (левобережье р. Большая Куонамка)

1 – двупироксеновые плагиогнейсы (эндербиты); 2 – двупироксеновые плагиогнейсы с гранатом; 3 – биотитовый плагиогнейс с гранатом; 4 – магнетитовый кварцит; 5 – пироксенит; 6 – разрывные нарушения

Эти постепенные переходы лейкократовых толщ в меланократовые, и наоборот, говорят об известной условности границы далдынской и верхнеанабарской серий по принципу меланократовости, тем более, что набор пород в обеих сериях во многом сходен. Но в целом для выделяемой нами в регионе нижней толщи отмечается постепенное уменьшение доли меланократовых прослоев снизу (30–35%) вверх (20–26%) по разрезу. В бассейне р. Алы-Юрек в двупироксеновых плагиогнейсах встречены линзы меланократовых плагиогнейсов и пироксеновых амфиболитов с вкрапленностью магнетита (две линзы).

Стратиграфически более молодая верхняя толща, отвечающая верхнеанабарской серии, характеризуется постепенным переходом к нижней и более пестрым литологическим составом. В ней наряду с гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами более широким развитием пользуются гиперстеновые гнейсы, а также пласты и линзы гнейсов с гранатом, силлиманит-кордиеритовых гнейсов, кварцитов, гнейсов и кварцитов с графитом, меланократовых пород с магнетитом. Разрез толщи на левобережье р. Большая Куонамка включает следующие породы (снизу вверх):



Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Зеленовато-серые гиперстеновые плагиогнейсы, тонкоплитчатые, лейкократовые | 89 |
| 2. Серые, с зеленоватым оттенком альмандин-двупироксеновые плагиогнейсы | 12 |
| 3. Зеленовато-серые плитчатые гиперстеновые плагиогнейсы, тонкополосчатые, с редкими маломощными прослойками меланократовых двупироксеновых плагиогнейсов и пироксеновых амфиболитов | 265 |

4. Буровато-зеленые диабазовые порфириды (послойная дайка) массивные, мелкозернистые, с плагиоклазом в редких порфировых выделениях до 1.0 см в поперечнике.....	26
5. Розовато-белые, светло-серые мелкозернистые плотные кварц-полевошпатовые гранулиты с вкрапленностью граната, шестоватыми кристалликами силлиманита и маломощными (до 1–5 мм) линзочками белых кварцитов.....	193
6. Белые, светло-серые, розовато-серые светлые массивные мелко- и среднезернистые кварциты с включениями калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, граната.....	115
7. Зеленовато-серые тонкополосчатые двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов. Азимут простирания 340°, падение на северо-восток под углом 80°	64
8. Желтовато-серые с розовым оттенком тонкополосчатые лейкократовые гиперстеновые плагиогнейсы с мелкой вкрапленностью граната.....	51
9. Зеленовато-серые тонкополосчатые гиперстеновые плагиогнейсы с маломощными (до 0.5 м) прослойками пироксеновых амфиболитов, меланократовых плагиогнейсов (иногда с вкрапленностью магнетита). В пачке отмечаются три пласта гиперстеновых гнейсов с вкрапленностью граната, мощностью до 50–80 м.....	798
10. Светло-серые, розовато-серые кварц-полевошпатовые мелкозернистые гранулиты с чешуйками биотита и редкой мелкой вкрапленностью граната и силлиманита, с линзами кварцитов мощностью до 5 м.....	116
11. Монотонные зеленовато-серые полосчатые гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы с маломощными прослойками амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов, редко – пироксеновых амфиболитов	более 850

Южнее по простиранию, на правобережье р. Большая Куонамка, в составе верхней толщи появляются также пласты и линзы гнейсов с графитом, кварцитов, кальцифиров. Здесь разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Зеленовато-серые полосчатые гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы. Мощность единичных прослоев пироксеновых амфиболитов достигает 0.5–1.0 м. Юго-восточнее по простиранию в этой пачке отмечается прослой биотит-силлиманитовых гнейсов с кордиеритом и гранатом мощностью 25 м и протяженностью 550 м. Этот прослой с юго-запада контактирует с прослоем гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов с графитом (150 x 1500 м).....	750
2. Розовато-серые, светло-серые кварц-полевошпатовые гранулиты с мелкими чешуйками биотита и вкрапленностью граната, с тонкими прослойками белых кварцитов.....	92
3. Зеленовато-серый лейкократовый гиперстеновый плагиогнейс тонкоплитчатый	48
4. Розовато-белый средне- и крупнозернистый полевошпатовый кварцит	24
5. Зеленовато-серый плитчатый гиперстеновый плагиогнейс	127
6. Зеленовато-серый темный меланократовый двупироксеновый плагиогнейс с крупными (до 1.5–2.0 см) порфировыми выделениями граната.....	36
7. Зеленовато-серый плитчатый гиперстеновый плагиогнейс тонкополосчатый.....	54
8. Зеленовато-серый меланократовый амфибол-двупироксеновый плагиогнейс с крупными (до 1.5 см) порфириобластами граната	150
9. Зеленовато-серый толстоплитчатый гиперстеновый плагиогнейс полосчатый, с прослоями пироксеновых амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов	580
10. Зеленовато-серый плитчатый гиперстеновый плагиогнейс с вкрапленностью граната	82

11. Зеленовато-серый гиперстеновый гнейс	67
12. Чередование пластов гиперстеновых плагиогнейсов с вкрапленностью граната и без него. Плагиогнейсы тонкоплитчатые, включают маломощные (от нескольких сантиметров до 0.5–1.0 м) прослои и линзы меланократовых плагиогнейсов. Вкрапленность граната встречается полосами как в плагиогнейсах, так и в меланократовых прослоях	610
13. Мощная пачка монотонных полосчатых гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов. В отдельных случаях меланократовые прослои обогащены вкрапленностью магнетита. Мощность таких линз и прослоек достигает 0.5–1.0 м, по простиранию они прослеживаются на 50–100 м и неравномерно рассеяны по мощности пачки (семь линз)	1680
14. Зеленовато-серые плитчатые тонкополосчатые гиперстеновые гнейсы с тонкой вкрапленностью граната	39
15. Мощная монотонная пачка полосчатых гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов с меланократовыми прослоями плагиогнейсов мощностью до 0.5–1.0 м. Юго-восточнее по простиранию в этой пачке отмечается прослой гиперстеновых плагиогнейсов с графитом мощностью 24 м и протяженностью более чем 1 км	750

Общая мощность верхней толщи, судя по приведенным разрезам, превышает 5000 м.

В нижней части разреза верхнеанабарской серии в низовьях р. Далдын (левый приток р. Большая Куонамка) (см. рис. 3) откартировано несколько линз типичных полосчатых магнетитовых кварцитов. Они залегают в пласте лейкократовых биотитовых гнейсов с гранатом на контакте с пачками двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсов. Примерно аналогичная ситуация характерна для магнетитовых кварцитов, изученных нами в бассейне р. Хатырик.

В северо-восточной части района (см. рис. 2) обнажена полоса пород амфиболитовой фации метаморфизма, соответствующая верхнеламуйскому комплексу пород (Котуйкан-Монхоолинская зона глубинных разломов). Породы этого комплекса представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами, амфиболитами, включающими пласты и линзы кварцитов, биотит-силлиманитовых гнейсов, нередко с гранатом, амфиболитов и кальцифиров.

Породы верхнеламуйского комплекса и толща гранулитов отделены мощной (1.0–1.5 км) зоной мигматизированных и гранитизированных пород, обладающих очковой текстурой с крупными порфирообластами розового калиевого полевого шпата. Эта зона, видимо, фиксирует серию разломов глубокого заложения, отделяющих две разнородные толщи.

Породы амфиболитовой фации метаморфизма большинство геологов относят к комплексу диафоритов, развивающихся по образованиям различных частей разреза гранулитовой толщи в зонах глубинных разломов. Не исключено, что мы имеем здесь корни зеленокаменного пояса предположительно верхнеархейского возраста. По устному сообщению Б.Р. Шпунта, угол между основным направлением осевых плоскостей складок Котуйкан-Монхоолинской зоны и структур толщи гранулитов составляет порядка 20°. Такое несовпадение направлений складчатости и значительно более низкий метаморфизм пород зоны свидетельствует в пользу более молодого возраста пород Котуйкан-Монхоолинской зоны глубинных разломов (верхнеламуйский комплекс).

Хапчанская серия, завершающая разрез гранулитового комплекса, являлась объектом исследований О.М. Розена с соавторами. Судя по результатам работы

этого коллектива, серия представлена чередованием пластов биотит-гранатозых, гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов, амфиболитов, включающих горизонты мраморов, кальцифиров, высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов.

Возраст метаморфических образований Анабарского щита является предметом дискуссий. К настоящему времени известно около 50 определений возраста К-Аг методом по породообразующим минералам и породе в целом и несколько определений U-Pb и U-Th-Pb методами по акцессорным минералам. Имеющиеся данные определений абсолютного возраста плохо согласуются между собой. Многое зависит от того, по какому минералу (для К-Аг метода) делались определения. Для пород нижней толщи в разрезе далдынской серии определения по плагиоклазу давали цифры 1800–2000, по амфиболу – 2300–2500, а по пироксенам – 2600–4020 млн лет. Определения по породе в целом и по слюдыстым минералам из гнейсов верхнеанабарской серии дают цифры возраста в 1860–2300 млн лет. Биотиты, амфиболы и данные возраста по породе в целом для верхнеламайского комплекса показывают возраст 1600–2180 млн лет.

По приведенным цифрам видно, что в целом стратиграфическая последовательность пород для массива отражена правильно, но отмечается слишком большой разброс определений и наличие явно несопоставимых данных, например, для гнейсов далдынской серии – 1880 и 4020 млн лет. К сожалению, данные К-Аг метода не проконтролированы определениями абсолютного возраста по другим методикам. Определений возраста пород Rb-Sr методом для пород щита нет. Полученные единичные возрастные значения для монцонитов и цирконов, вычисленные по различным изотопным отношениям, плохо согласуются между собой, давая определения от 1500 до 3750 млн лет (U-Pb метод). Такая картина характерна для тех районов, где широко проявлены постмагматические и наложенные метаморфические процессы [56]. По данным Л.А. Степанова [112] наиболее древними для Анабарского массива являются акцессорные монациты и ториты; радиогенный возраст этих минералов колеблется в пределах 2500–3200 млн лет для пироксеновых гнейсов (U-Th-Pb метод) низов разреза метаморфического комплекса. Возраст урановой минерализации из пород верхнеламайского комплекса тем же методом определен в 2000 ± 100 млн лет, это примерно соответствует возрасту полиметаморфических пород, полученному К-Аг методом. О.М. Розен с соавторами, изучая специфику осадконакопления на ранних стадиях развития Земли, считают, что возраст гранулитового метаморфизма для пород массива составляет 2.9–3.0 млрд лет (U-Pb метод по цирконам) [97].

Проведенный краткий анализ существующих в настоящее время определений абсолютного возраста показывает, что реальных данных для построения достоверной стратиграфической шкалы Анабарского массива недостаточно. Среди многообразия датировок выделяются три группы цифр: 1) 2.9–3.0, 2) 2.6–2.7 и 3) 1.8–2.0 млрд лет. Предварительно эти уровни можно проинтерпретировать так: первый – возраст гранулитового метаморфизма первичного вулканогенно-осадочного комплекса; второй – тектономагматические процессы в полиметаморфических зонах и третий – время тектонической перестройки массива и внедрения мелких интрузивных тел гранитоидов в тектонически ослабленные зоны. Косвенным подтверждением нижнеархейского возраста анабарских пород являются опубликованные Е.В. Бибиковой с соавторами [10] определения возраста гиперстеновых плагиогнейсов Омолонского массива (на северо-востоке страны). Определенный U-Pb методом по цирконам этот возраст составил 3400 млрд лет.

Типы метаморфических пород

В основной своей массе гранулит-гнейсовый комплекс (без хапчанской серии) Анабарского массива сложен гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, реже – гнейсами. Все эти породы обладают гранобластовой структурой и разномасштабной полосчатой текстурой. Основные минералогические типы пород представлены следующими разностями: гиперстеновые плагиогнейсы, гиперстеновые гнейсы, гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, гранат-гиперстеновые гнейсы, амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, гранат-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, пироксеновые амфиболиты, гранат-пироксеновые амфиболиты, амфиболиты, кварциты, гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, кальцифиры, биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы, биотит-роговообманковые плагиогнейсы, магнетитовые плагиогнейсы и амфиболиты, магнетитовые кварциты.

Среди темноцветных минералов типоморфными являются гиперстен, салит, амфибол и биотит. По их соотношениям и количеству в породе выделены минералогические типы гранулитов. Необходимо отметить, какое различие мы вкладываем в понятие «плагиогнейсы и гнейсы». В плагиогнейсах полевые шпаты представлены лишь плагиоклазами, в них содержится также до 10–15% кварца. В гнейсах же наряду с плагиоклазами присутствует первичный калиевый полевой шпат и количество кварца в них достигает 30%. Термин «кристаллический сланец», объединяющий все практически безкварцевые меланократовые породы, мы заменили названием пород по минеральному составу: амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, гранат-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, пироксеновые и гранат-пироксеновые амфиболиты.

Все отмеченные выше минералогические разновидности плагиогнейсов и гнейсов часто связаны постепенными переходами, обусловленными количественными вариациями темноцветных минералов, граната, кварца и полевых шпатов. Поэтому охарактеризуем типоморфные минералы метаморфических пород. Описание породообразующих минералов начнем с основного типоморфного минерала толщи – гиперстена. Количество его колеблется от 5% в лейкократовых разностях до 40–50% и более в меланократовых. Гиперстен образует призмы, реже – неправильной формы зерна и таблицы. Он слабо плеохроирует от светло-зеленого по оси Ng до бледно-розового по оси Np. Угасание прямое, в отдельных случаях угол с Ng достигает 5–7°. Нередко зерна гиперстена замещаются биотитом, роговой обманкой или хлоритом. Оптические характеристики гиперстена: $2V = 52\text{--}56^\circ$; $Ng = 1.710\text{--}1.727$; $Np = 1.700\text{--}1.715$; $N = 0.010\text{--}0.013$. Железистость в молекулярных процентах составляет 35–42% [22, 66]. В двупироксеновых плагиогнейсах железистость гиперстена, как правило, уменьшается до 20–39 мол. %.

В двупироксеновых плагиогнейсах количество моноклинного пироксена примерно равно количеству гиперстена. Он по составу отвечает салиту с 33–52% геденбергитовой молекулы. Салит, как правило, образует короткопризматические зерна с изометричными очертаниями, слабо плеохроирует в бледно-зеленых тонах. Он часто неравномерно замещается буро-зеленой роговой обманкой. Оптические характеристики салита: $Ng = 1.720\text{--}1.736$, $Np = 1.695\text{--}1.718$, $Ng\text{--}Np = 0.018\text{--}0.025$, $2V = +56^\circ$, $cNg = 43^\circ$ [22, 66].

Существуют постепенные количественно-минералогические переходы от двупироксеновых плагиогнейсов к гиперстеновым. Меланократовые двупироксеновые плагиогнейсы с амфиболом слагают маломощные (от нескольких мил-

лиметров до 0,5–1 м, редко до 5–10 м) согласные с вмещающими породами прослой (полосы) с довольно четкими, но не резкими контактами. Подобные полосы (прослой) создают разномасштабную полосчатость. Амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы без кварца по составу уже отвечают пироксеновым амфиболитам. Они характеризуются более основным плагиоклазом (до битовнита) и четкими резкими границами с вмещающими породами. Пироксеновые амфиболиты слагают пластообразные тела мощностью до 5–10 м. Аналогичного состава и облика породы слагают и секущие дайкообразные тела.

Биотит отмечен в виде пластинок и чешуй, плеохроирующих от буро-коричневого цвета по Ng до бледного желтовато-зеленого по Np, $Nm = Ng = 1.640\text{--}1.650$. Нередко биотит хлоритизирован, часто развивается по пироксенам и амфиболу.

Амфибол представлен зернами призматической и нередко изометричной формы, плеохроирующими в буро-зеленых и бледно-зеленых цветах: по Ng – буро-коричневый, буро-зеленый, по Nm – коричневатозеленый, по Np – желто-зеленый, бледно-зеленый. По составу и кристаллооптическим характеристикам амфибол отвечает обыкновенной роговой обманке с железистостью 40–60%, причем меньшей железистостью (40–45 мол.%) обладает роговая обманка из амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов. Кристаллооптические характеристики роговой обманки следующие: $Ng = 1.690\text{--}1.700$, $Np = 1.670\text{--}1.680$, $cNg = 15\text{--}18^\circ$, угол спайности 56° , $2V = 74\text{--}80^\circ$. Часто по роговой обманке развиваются хлорит и биотит. Количество биотита и роговой обманки в гнейсах изменяется в пределах 5–15%.

Содержание граната в гранатсодержащих разностях гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов и гнейсов достигает 20%. По составу и показателю преломления ($N = 1.830$) он соответствует альмандину с 28% пироповой составляющей [22]. Альмандин образует как мелкие изометричные зерна, так и крупные порфиробласты округлой формы размером до 3 см в поперечнике. Как правило, он обладает пойкилобластовой структурой и содержит включения кварца, полевых шпатов, биотита и др. Из вторичных минералов по гранату в трещинах развиваются илдингсит и хлорит.

Количество плагиоклаза в гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсах варьирует от 20% в меланократовых и до 60% в лейкократовых разностях. Он слагает изометричные зерна, иногда обладающие извилистыми очертаниями. По составу плагиоклаз несколько более кислый в гиперстеновых плагиогнейсах (15–56% анортитовой молекулы) и в целом отвечает составу андезин–лабрадор. Часто зерна плагиоклаза содержат струйчатые, игольчатые, линзовидные и неправильной формы антипертитовые вроски и в этом случае лишены двойников. Обычно зерна плагиоклаза в незначительной степени соссюритизированы.

Количество калиевого полевого шпата в гиперстеновых гнейсах достигает 20–30%, его содержание снижается до единичных зерен или полного отсутствия во всех разностях плагиогнейсов. Зерна часто свежие, обладают микроклиновой решеткой.

Содержание кварца в гнейсах и плагиогнейсах колеблется от 5 до 30–35%, он практически отсутствует в пироксеновых амфиболитах. Кварц как образует разрозненные изометричные зерна с извилистыми очертаниями, так и группируется в линзочки; встречаются и удлинённые, ориентированные по сланцеватости призматической формы зерна. Для кварца характерно волнистое и мозаичное погасание.

В количестве от единичных зерен до 1–3% в гнейсах и плагиогнейсах встречаются: рудный минерал (магнетит), апатит, циркон и сфен. Преобладают мелкие округлые зерна циркона.

Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы в различной степени мигматизированы. Причем преобладают незначительные изменения пород, выразившиеся в практически повсеместном развитии мелких зерен калиевого полевого шпата по плагиоклазу на стыках зерен (поровая калишпатизация); подкислении плагиоклазов; появлении зерен плагиоклаза состава основного олигоклаза, не характерных для данного типа пород; развитии вторичных биотита и роговой обманки по пироксенам, биотита по роговой обманке и др. Причем, «поровая калишпатизация» более характерна для лейкократовых разностей пород.

Наиболее мигматизированы и гранитизированы, вплоть до появления порфиробластовых и теневых образований гранитного и гранодиоритового состава, породы в тектонической полосе, разделяющей породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В этой полосе развиты порфиробластовые и милонитизированные породы с крупными порфиробластами калиевого полевого шпата, характеризующиеся практически полным замещением пироксенов роговой обманкой и биотитом, интенсивной соссюритизацией плагиоклазов.

Верхнеламайский полиметаморфический комплекс в Котуйкан-Монхоолинской зоне глубинных разломов сложен, в основном, биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами, амфиболитами. Разновидности этих пород слагают переслаивающиеся пачки и пласты мощностью до 5–50 м. Состав гнейсов и плагиогнейсов широко варьирует: амфибол – 0–35, биотит – 7–30, плагиоклаз – 15–58, кварц – от единичных зерен до 15–35, калиевый полевой шпат – от единичных зерен до 30%; в единичных зернах встречены магнетит, апатит, сфен и циркон. Довольно редко в подобных породах отмечаются полужамоченные амфиболом и биотитом зерна пироксенов.

В отличие от пород гранулитовой толщи в биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсах и плагиогнейсах развита не буро-зеленая, а сине-зеленая роговая обманка с железистостью 62–70 мол.% и $2V = 65\text{--}70^\circ$. Основность плагиоклазов в них варьирует от основного олигоклаза до кислого лабрадора. Характерно также широкое развитие в гнейсах калиевого полевого шпата.

Как для гранулитовой толщи, так и для верхнеламайского комплекса характерно присутствие в разрезе кварцитов, гранулитов, биотит-силлиманитовых гнейсов, гнейсов с графитом и кальцифиров, встречающихся в виде линз и пластообразных прослоев.

Кварциты обладают гранобластовой и мозаичной структурой, массивной и неясноплощатой текстурой. Они на 85–90% состоят из кварца, слагающего как изометричные, так и пластинчатые выделения, нередко с зубчатыми очертаниями. В незначительных количествах в кварцитах встречены калиевые полевые шпаты (микроклин), биотит, гранат, пироксены, магнетит, рутил и циркон.

Гранулиты по минеральному составу отвечают промежуточному члену ряда кварцит – биотитовый гнейс. Они сложены кварцем, микроклином, плагиоклазом (основной олигоклаз), биотитом, гранатом, а также единичными зернами циркона и апатита. Как правило, кварц и полевые шпаты в гранулитах распределены в виде чередующихся линзовидных маломощных (от долей миллиметра до 1 см) прослоев. Для гранулитов характерен оранжево-красный и коричнево-красный высокотитанистый биотит.

На плоскостях напластования в биотит-силлиманитовых гнейсах четко различимы шестоватые кристаллики силлиманита с шелковистым блеском. Порода характеризуется серовато-желтым, бледно-голубым или розовым цветом, обладает гранобластовой или лепидогранобластовой структурой и массивной тексту-

рой. Силлиманит в спутано-волоконистых агрегатах концентрируется в отдельные слойки и линзочки, его количество достигает в породе 25%. Плагноклазы (кислый андезин) и калиевый полевой шпат (микроклин) отмечаются примерно в равных количествах – до 50%. Для высокоглиноземистых гнейсов характерно развитие высокотитанистого биотита, в целом по минеральному составу они близки к гранулитам.

Наиболее часто графит наблюдается в кварцитах, гранат-биотитовых, гранат-гиперстеновых и гиперстеновых гнейсах. Чешуйки графита неравномерно рассеяны в породе, нередко они слагают тонкие (0.5–1.0 мм) прослойки, чередующиеся с прослойками, лишенными графита. Размер чешуек графита достигает 0.5–2.0 мм, содержание графита по визуальной оценке составляет 1–2%, в отдельных случаях достигая 5–8%. На правобережье р. Большая Куонамка мощность пласта графитоносных гнейсов составляет 150 м, он прослежен по простиранию более, чем на 2 км.

В виде мелких редких линз как в верхнелапунском комплексе, так и в гранулитовой толще наблюдаются кальцифиты. Минеральный состав кальцифитов представлен диопсидом, кальцитом, гранатом, плагноклазом (андезин) и кварцем.

Магнетитсодержащие плагногнейсы и пироксеновые амфиболиты слагают мелкие линзы и полосы, согласные с полосчатостью гиперстеновых и двупироксеновых плагногнейсов. Среди них по минеральному составу выделяются следующие разновидности: амфибол-двупироксеновые, двупироксеновые и гранат-двупироксеновые. Мощность линз и прослоев магнетитсодержащих пород не превышает 0.5–1.0 м при протяженности от 10–20 до 100–150 м. Магнетитсодержащие породы визуально практически не отличимы от не содержащих магнетит меланократовых прослоев, так же как и они имеют четкие согласные контакты с вмещающими плагногнейсами, фиксирующиеся по резкому обогащению темноцветными минералами и магнетитом. Они без видимой закономерности рассредоточены по разрезу гранулитовой толщи, не образуя стратиграфически выдержанных горизонтов. Магнетитсодержащие плагногнейсы и амфиболиты обладают гранобластовой и массивной, неяснополосчатой текстурой. Содержание магнетита в среднем 10–15% (до 30 объемн.%). Зерна магнетита характеризуются неправильной, удлинённой по гнейсоватости формой, нередко с прихотливыми очертаниями и преобладающей ассоциацией с зернами темноцветных минералов. Причем, чем больше магнетита в породе, тем более он ксеноморфен. Выделения магнетита иногда выполняют межзерновое пространство в породе. Выделяются три генерации магнетитов: метаморфическая, гистерогенная и переотложенная.

Метаморфический магнетит подвергся процессу собирательной перекристаллизации и отмечается в породе в виде неравномерной вкрапленности, формируя иногда согласные нечеткие прослойки (полосы). Гистерогенный магнетит образует мелкокристаллическую вкрапленность и цепочковидные скопления в псевдоморфозах амфиболов по пироксену, биотита по роговой обманке. Переотложенный магнетит слагает мелкие секущие прожилки. Не исключено, что линзы и прослойки магнетитсодержащих пород развиты более широко по разрезу как гранулитовой толщи, так и верхнелапунского комплекса.

Восточнее, в низовьях р. Далдын в толще гиперстеновых и двупироксеновых плагногнейсов развит другой тип магнетитовых пород – полосчатые магнетитовые кварциты. Они отмечены в виде линз и прослоев мощностью до 15 м и протяженностью до 0.8–1.0 км. Закартированы три рудные залежи, состоящие из ряда

линз и прослоев, нередко парных, приуроченных к единому рудному горизонту протяженностью около 6 км (см. рис. 3)

Рудный горизонт представлен пластом лейкократовых гранат-биотитовых плагиогнейсов, включающих пласты и линзы магнетитовых кварцитов. Суммарная мощность горизонта составляет 50–100 м. Залегает он на контакте пачек меланократовых гранатсодержащих амфибол-двопироксеновых плагиогнейсов и лейкократовых гиперстеновых плагиогнейсов. Линзы и пласты магнетитовых кварцитов залегают как внутри рудного горизонта, так и на его контакте с вмещающими плагиогнейсами. Контакты четкие, слабоволнистые, согласные с общей полосчатостью пород.

По минеральному составу выделяются следующие разновидности магнетитовых кварцитов: магнетитовые, гиперстен-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые, амфибол-пироксен-магнетитовые и, крайне редко, – мономинеральные магнетитовые породы. Различают следующие текстурные разновидности магнетитовых кварцитов: полосчатые, линзовидно-полосчатые, вкрапленно-полосчатые, вкрапленные и массивные. Преобладают линзовидно-полосчатые и вкрапленно-полосчатые магнетитовые кварциты. Минеральный состав магнетитовых кварцитов колеблется в широких пределах (по простиранию рудного горизонта): кварц – 40–84, магнетит – 16–35, альмандин – 0–30, гиперстен – 0–25, салит – 0–10, биотит – 0–2%, отмечены редкие зерна апатита и циркона. Усредненный химический состав магнетитовых кварцитов был пересчитан на минеральный состав (в %): магнетит – 37.77, маггемит – 7.66, кварц – 37.70, гиперстен – 8.46, салит – 8.41. Следует отметить, что магнетитовые породы в составе верхнеламайского полиметаморфического комплекса не известны.

Химический состав магнетитовых и основных типов метаморфических пород приведен в табл. 1. Как видно из таблицы, основное отличие магнетитовых кварцитов от магнетитовых плагиогнейсов и амфиболитов (типы пород 26, 27) в обогащении кварцем и отсутствии полевых шпатов.

Первичная природа метаморфических пород

Вопрос реставрации первичной природы метаморфических образований гранулитовой фации метаморфизма может быть решен лишь с помощью комплекса геологических, акцессорно-минералогических, структурно-текстурных, петрохимических и геохимических методов.

Геологические предпосылки. Детальное геологическое картирование участка развития пород далдынской, верхнеанабарской серий и верхнеламайского комплекса, дешифрирование аэрофотоснимков откартированной территории (см. рис. 2) позволили сделать главный вывод о том, что мы имеем дело с первично слоистой, напластованной толщей. Внешне монотонный, полосчатый гранулитовый комплекс на аэрофото- и космических снимках обнаруживает свое первично слоистое строение. Он эпизодически смят в пережатые опрокинутые линейные складки, реже отмечаются складки, близкие по форме к брахиструктурам.

Мигматизация и частичная гранитизация пород в зоне тектонических нарушений, отделяющих верхнеламайский комплекс от образований верхнеанабарской серии, не скрывает полностью полосчатый облик толщи (северо-восточный угол карты), что находит отражение на снимке в виде сохранившегося комплекса дешифрируемых признаков – простирание, характер полосчатости и др.

Таблица 1. Средний химический состав

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	59.45	66.57	59.81	68.99	49.73	50.03	45.04	44.09	49.71	92.40	43.96	19.37	69.98
TiO ₂	0.75	0.47	0.89	0.35	1.81	1.01	1.42	1.96	1.21	0.10	0.78	0.04	0.38
Al ₂ O ₃	14.89	14.62	14.61	13.15	14.95	13.82	6.78	13.92	14.56	2.58	26.50	4.30	13.92
Fe ₂ O ₃	4.04	3.49	5.42	1.30	7.42	8.02	8.54	9.73	5.63	0.79	2.42	3.82	2.52
FeO	5.33	3.29	6.44	5.53	5.66	6.01	6.20	6.81	8.36	1.81	6.44	3.89	2.18
MnO	0.08	0.06	0.15	0.10	0.16	0.28	0.18	0.22	0.15	0.02	Следы	0.11	0.09
MgO	3.93	1.71	3.20	2.08	5.90	5.81	21.29	8.68	5.22	0.37	15.16	14.56	2.06
CaO	5.90	3.42	4.68	1.86	9.28	11.85	8.10	11.93	10.39	0.23	2.35	31.29	2.62
Na ₂ O	4.00	3.77	2.96	3.35	3.06	1.62	0.86	1.48	2.62	0.60	0.49	0.87	3.03
K ₂ O	0.84	1.90	1.11	2.84	0.89	0.54	0.24	0.37	0.79	0.66	2.36	0.65	2.54
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.09	0.02	0.38	0.14	0.10	0.02	0.18	0.02	Следы	0.32	0.05
H ₂ O	0.09	0.10	0.10	0.10	0.14	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.16	0.13	0.10
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	-	-	20.68	-
S	0.06	0.08	0.08	0.10	0.12	0.08	0.19	0.09	0.08	0.10	0.01	0.08	0.10
п.п.п.	0.31	0.21	0.04	0.12	0.15	0.25	0.45	0.10	0.23	0.02	0.18	1.44	0.24
Сумма	99.76	99.79	99.58	99.89	99.65	99.58	99.50	99.50	99.60	99.80	100.81	100.55	99.81
F	0.03	0.03	0.02	0.02	0.09	0.04	0.08	0.06	0.09	0.03	0.02	Нет данных	0.08
Mo	1	1	2	3	1	1	1	1	1	2	1	То же	1
Sn	3	4	3	5	4	4	4	3	3	5	3	"	3
Zn	96	150	140	300	218	200	200	70	105	-	30	"	123
Pb	33	20	22	10	10	14	13	6	10	12	17	"	35
Ni	26	24	18	30	55	43	600	40	38	10	5	"	37
B	25	7	8	8	9	8	6	11	11	14	14	"	10
Cr	57	90	42	110	107	89	1100	250	180	58	35	"	90
V	64	120	37	16	207	210	250	200	205	6	20	"	101
Cu	55	7	20	45	31	20	50	24	52	29	5	"	25
Co	15	27	16	10	51	50	70	33	28	4	3	"	12
Zr	150	150	106	122	138	113	90	60	90	120	120	"	160
Ga	40	36	31	27	57	65	67	18	21	41	21	"	50
Ba	408	450	300	300	138	295	180	200	260	45	600	"	650
Sr	181	90	270	30	156	275	440	430	380	30	280	"	210
Sc	6	12	8	10	16	14	10	47	54	2	3	"	6
Li	9	5	8	10	15	14	40	-	-	2	-	"	20
Rb	20	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	"	80
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	"	-
Ta	0.6	0.5	0.4	0.6	1.4	0.9	2.0	0.4	1.0	0.6	0.8	"	1.2
Nb	13	15	10	12	26	10	25	10	12	10	10	"	10
Ge	1	1.1	1.5	2.0	1.5	1.7	1.2	1.2	1.4	0.8	0.8	"	1.1
N	9	10	5	4	9	6	9	1	7	15	3	3	11

метаморфических пород Анабарского массива

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
62.93	57.17	58.00	49.30	49.72	54.73	60.16	65.46	70.71	74.17	69.94	75.58	48.20	44.75
0.63	1.03	0.96	1.18	0.98	0.80	0.73	0.68	0.39	0.11	0.50	0.14	2.53	0.38
9.98	13.05	13.88	16.05	17.08	15.71	16.95	15.54	15.06	12.99	14.28	13.48	12.66	-
6.00	4.28	5.76	6.02	3.77	2.31	2.19	1.59	1.00	0.56	1.37	0.63	14.10	32.33
8.33	6.86	6.07	7.25	6.62	6.60	5.20	4.18	2.12	3.26	1.38	8.25	16.62	16.65
0.16	0.15	0.12	0.24	0.20	0.15	0.13	0.08	0.04	0.03	0.06	0.07	0.62	0.08
3.22	5.78	4.14	4.60	6.06	5.53	3.49	1.93	1.12	0.38	1.20	0.39	1.31	2.35
1.78	7.05	3.97	10.98	10.33	8.58	5.18	3.54	2.44	1.26	2.01	1.29	8.10	2.26
1.68	2.86	2.59	2.55	2.96	3.44	3.42	3.33	3.25	2.97	2.98	3.11	1.20	Следы
4.14	1.10	2.93	0.53	0.60	0.94	1.35	2.22	2.92	5.73	2.90	3.93	0.75	Следы
0.06	0.07	0.17	0.17	0.22	0.17	0.24	0.18	0.12	0.06	0.13	0.06	0.61	-
0.13	0.10	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.17	0.35
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0.08	0.10	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10	-
0.46	0.13	0.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.20	-
99.58	99.73	99.70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99.50	99.12
0.04	0.08	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-
1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	4
3	3	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	4
150	210	360	-	-	-	-	-	-	-	-	-	150	140
4	16	50										11	7
34	235	90	46	70	80	32	16	15	10	15	6	14	8
6	6	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	6
80	495	260	100	200	165	115	50	50	18	17	20	44	30
500	150	210	330	220	140	104	53	40	14	36	10	175	11
30	45	35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	51	9
70	41	32	47	35	39	21	16	9	5	11	6	27	4
150	90	80	80	80	90	100	130	150	300	200	300	250	36
26	39	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25	39
120	320	440	300	450	450	550	770	1400	1600	1000	1300	360	75
120	220	70	190	200	250	280	280	290	110	180	66	200	70
11	12	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60	4
10	13	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
100	10	150	4	7	20	30	60	80	130	80	110	-	-
-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0.6	1	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.1	0.6
10	10	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21	18
1.4	1.6	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	2.3
3	6	5	2	5	3	9	5	8	2	4	4	8	11

Примечание. Типы пород: 1–12 – далдынская серия: 1 – гиперстеновые плагиогнейсы, 2 – гиперстеновые гнейсы, 3 – гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, 4 – гранат-гиперстеновые гнейсы,

5 – амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, 6 – гранат-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, 7 – пироксеновые амфиболиты и ультрамафиты, 8 – гранат-пироксеновые амфиболиты, 9 – амфиболиты, 10 – кварциты, 11 – гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, 12 – кальцифиры; 13–16 – монхолинский полиметаморфический комплекс: 13 – биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, 14 – гранат-биотитовые гнейсы, 15 – гранат-биотитовые плагиогнейсы, 16 – биотит-роговообманковые плагиогнейсы; 17–27 – верхнеанабарская серия: 17 – амфибол-двупироксен-гранатовые плагиогнейсы, 18 – амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, 19–23 – гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы, 24, 25 – кислые гранулиты, 26 – магнетитовые плагиогнейсы и амфиболиты, 27 – магнетитовые кварциты. Типы пород 17–25 по: [66, 67]. Здесь и далее в таблицах: содержание петрогенных компонентов – в %, малых элементов – в г/г; N – количество образцов в выборке; прочерки – не определялось; Не опр. – не определено.

Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет нам выделить на картируемой территории следующие элементы: 1) три разнохарактерные толщи пород: монотонную полосчатую, западную (нижняя), слоистую центральную (верхняя) и осветленную пятнами бесструктурную восточную (верхнелапудинский комплекс); 2) линейную пережатую складку в западной толще; 3) ряд маркирующих горизонтов в центральной толще (гранатовые амфиболиты и амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы, кварциты, гранулиты); 4) зону тектонических нарушений, отделяющих центральную и восточную толщи; 5) контуры делювиально-пролювиальных отложений; 6) разрывные нарушения; 7) дайки и др. Детальные маршрутные обследования на местности позволили подтвердить эти элементы.

Исходя из общегеологических признаков и условий залегания пород гранулитового комплекса, приходим к выводу, что нижняя толща закартированной территории более монотонна и сложена комплексом метавулканических пород. Верхняя толща, напротив, более разнородна и представлена переслаиванием метавулканических и метасадочных отложений, при преобладании в разрезе первых.

Текстурно-структурные особенности пород. Известны крайние точки зрения на объяснение полосчатости, наиболее широко развитой в гранулитах – отождествление ее со слоистостью, либо мигматитовый или метаморфический ее характер. Мигматитовая природа полосчатости в гранулитах несомненна на западном и восточном склонах щита, где развиты гранито-гнейсовые купола (плагиомигматиты), и вблизи зон развития диафоритов полиметаморфических комплексов. Наблюдения над изменением основности плагиоклазов в мелано- и лейкократовых полосах (соответственно 34–65 и 15–56% анортитовой молекулы) подтверждают эту точку зрения. Вместе с тем, в центральных частях тектонических блоков, где развиты породы, мало измененные метасоматозом (отсутствие зональности в плагиоклазах, устойчивый состав плагиоклазов в мелано- и лейкократовых полосах), более вероятна метаморфическая природа полосчатости в гранулитах. В одних случаях она подчеркивает и наследует неоднородности исходного строения пород [101, 110], в других может и маскировать эти разнородности. Неоднократно наблюдалось, что меланократовые и лейкократовые полосы повторяли литологические контуры паропород (мраморы, кальцифиры, гнейсы с графитом, кварциты и др.).

В полосчатых гиперстеновых плагиогнейсах и лейкократовых двупироксеновых плагиогнейсах неоднократно описывались реликты косой однонаправленной слоистости [51, 95]. Нами они описаны в коренном обнажении гиперстеновых плагиогнейсов в устье р. Алы-Юрек (левый приток р. Большая Куонамка). Подобные текстуры известны как в обломочных пролювиальных и аллювиальных отложениях, мелководных морских осадках, так и в туфах, туффитах. Напротив, эти текстуры иногда объясняются как результат либо метаморфического перераспределения

вещества в условиях пластических деформаций, либо кливажирования пород. Реликты первичных структур в метаморфитах гранулитовых комплексов крайне редки и интерпретируются неоднозначно (бластопорфировые и другие структуры).

Акцессорно-минералогический анализ. На основании сходства химических составов и петрохимических характеристик мергелей и основных безкарбонатных кристаллических сланцев гранулитовых комплексов было высказано предположение об образовании последних за счет мергелей, т.е. первично-осадочной их природе [48, 94]. Эллипсоидальная до округлой форма большей части зерен циркона из пироксеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев верхнеанабарской и далдынской серий как бы подтверждала это предположение.

Целенаправленное изучение цирконов из различных типов пород гранулитового комплекса Анабарского массива проводилось в ИЛСАН с 1979 г. в рамках исследований процессов формирования литосферы на ранних стадиях развития Земли [5, 113]. Электронно-микроскопическое и рентгеномикроспектральное изучение цирконов позволило выделить метаморфогенную и дометаморфическую его модификации. [5, 130]. Метаморфогенный циркон имеет вид округлых и эллипсоидальных зерен, форма которых обязана наличию свежих мельчайших граней роста, а также слагает тонкие каемки или бугорчатые наросты на зернах циркона ранней генерации. Последний, обнаруженный как в виде ядер зерен метаморфогенного происхождения, так и в виде самостоятельных индивидуумов или их сростков, является показателем первичного происхождения породы. Обнаружение на зернах циркона, даже удлиненной призматической формы, борозд и штрихов и других элементов механической обработки говорит о детритовом происхождении и соответственно седиментогенной природе вмещающих его пород. Так, первичная осадочная природа обоснована для гранат-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов, развитых в верхах разреза верхнеанабарской серии и послойно по всему разрезу хапчанской серии.

Циркон ранней генерации в пироксеновых плагиогнейсах не несет следов механической обработки кристаллов и обнаруживает признаки кристаллографического роста. Головки кристаллов, как правило, тупые с овальными контурами. Характерны сростки кристаллов, обладающих хорошо выраженной кристаллографической формой. Совокупность вышеописанных признаков свидетельствует в пользу магматической, вулканогенной природы этих пород [5].

Проведенные исследования показывают, что округлая форма зерен циркона чаще всего характерна для его метаморфогенной модификации и не может сама по себе являться признаком седиментогенной природы метаморфитов. В то же время, в ядрах зерен метаморфогенного циркона из гранат-биотитовых плагиогнейсов встречаются мелкие идиоморфные кристаллы ранней генерации без следов механической обработки. Следует учитывать, что мелкие (меньше 0.1 мм) зерна циркона практически не поддаются механической обработке и транспортируются во взвешенном состоянии. Кроме того, они характеризуются относительно повышенным содержанием в породе (до 19–20%), что типично для пелитосодержащих осадков. Лишь комплексное изучение циркона в совокупности с геологическими, структурно-текстурными и петрогеохимическими признаками поможет выяснить, но к сожалению не всегда однозначно, первичную природу метаморфитов.

Химизм. В гранулитовом комплексе Анабарского массива реликты первичных структур и текстур крайне редки и интерпретируются неоднозначно. Поэтому возрастает роль петрохимических и геохимических построений с целью реставрации

первичной природы метаморфических пород. Необходимым условием разного рода петрохимических построений является применение наименее подвижных при метаморфизме компонентов. Этим условиям в первую очередь отвечают петрохимические диаграммы ACFM [105] и $(\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ}} + \text{TiO}_2 + \text{CaO}) - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ [165].

На диаграмме ACFM (рис. 4), координатами которой являются $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - (\text{FeO} + \text{Mg})$, точки усредненных химических составов амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов, гранат-пироксеновых амфиболитов и амфиболитов (№№ 5, 6, 8, 9, 17, 18, 19, 26, см. табл. 1) попадают в поле IX магматических пород основного состава. По содержанию кремнезема они соответствуют базальтам. Гранат-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы (№ 6) являются, видимо, гетерогенными образованиями, так как точка их усредненного состава смещена к границе поля X известково-алюмосиликатных пород. По крайней мере, часть из них может быть первично основными граувакками с примесью карбоната в цементе. Пироксеновые амфиболиты и ультрамафиты попадают в поле VIII ультраосновных пород (№ 7 в табл. 1).

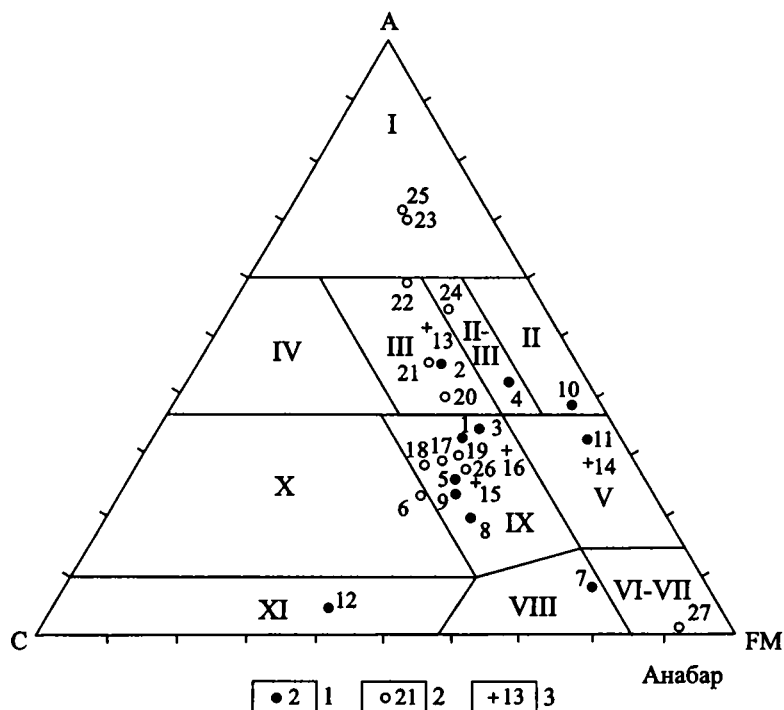


Рис. 4. Диаграмма ACFM для пород гранулит-гнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Поля пород: I – кварц-полевошпатовых (песчаных), II – глинистых, III – кислых-средних вулканических, IV – известково-алюмосиликатных, V – глиноземисто-магнезиально-железистых, VI – железисто-кремнистых, VII – магнезиальный ортогнейс, VIII – ультраосновных, IX – основных магматических, X – глиноземисто-известковых, XI – известково-карбонатных пород

Условные обозначения к рис. 4–10, 14–20

Точки составов основных типов пород серий: 1 – далдынской, 2 – верхнеанабарской, 3 – полиметаморфического комплекса. Цифры на диаграмме (1–27) – типы пород (пояснения см. в табл. 1)

На диаграмму Х. ля Роша (рис. 5) нанесены точки усредненных составов основных минералогических типов пород (см. табл. 1). Основная часть точек образует четко выраженный ряд, параллельный тренду составов магматических образований и непосредственно прилегающий к нему. Судя по диаграмме, основная часть гранулитов образована при метаморфизме вулканитов ряда: коматиитовый базальт – базальт – андезит-базальт – андезит – дацит – риолит. Нижняя часть ветви точек попадает в зону перекрытия составов кислых магматических пород и глинистых сланцев, граувакк, литоидных песчаников и аркозов. Основная часть этих точек слагает непосредственное продолжение петрохимического тренда вулканических пород Анабарского массива, параллельно и непосредственно примыкающего к теоретическому магматическому тренду. Поэтому мы отдаем предпочтение магматическому, а именно вулканическому происхождению и части гранулитов кислого состава.

Исключение составляют гранат-биотитовые гнейсы и часть точек гранат-биотитовых плагиогнейсов, гранат-гиперстеновых гнейсов, несколько выбивающихся из общего ряда и попадающих в поле песчаников полимиктового и аркозового составов. Из общего ряда петрохимического тренда выпадает ряд точек составов основных гранулитов – гранат-амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов (№ 6, см. табл. 1), первично являющихся, видимо, основными граувакками с карбонатным цементом.

Заслуживает внимания сходство в интерпретации практически всех типов метаморфических пород на рассмотренных выше диаграммах. На диаграмме Х. ля Роша проявляется тяготение части точек составов основных гранулитов к коматиитовым базальтам. Первично, видимо, это были потоки коматиитовых базальтов. Некоторое расхождение наблюдается в интерпретации основности первичной магмы магнетитсодержащих амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов. На диаграмме ACFM они диагностируются как базальты, а на диаграмме Х. ля Роша – как коматиитовые базальты.

На диаграмме Б.Черча (рис. 6) подтверждается наличие среди основных гранулитов разностей, переходных по химизму от базальтов к перидотитовым коматиитам, т.е. первично коматиитовых базальтов. Отмечается также смещение петрохимического тренда гранулитов на диаграмме влево, в зону малоглиноземистых разностей. В левой части диаграммы, построенной в системе координат $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \text{S}(\text{CaO} + \text{MgO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, также четко намечается тренд дифференциации вулканитов по составу последовательно от коматиитов к риолитам. Тренд составов гранулитов смещен относительно теоретического тренда магматических пород вправо, в зону уменьшения суммарной щелочности. Видимо, это связано с потерей щелочей вулканитами при метаморфических превращениях. Можно ориентировочно прикинуть количество этих потерь – около 50–60%.

Поэтому ко всем попыткам реконструировать первичную природу метаморфических пород с помощью петрохимических и геохимических диаграмм, при построении которых применяются щелочи, необходимо подходить критически, учитывая потери щелочей при метаморфизме (см. рис. 5).

Сумма щелочей участвует в построении рассмотренных выше и нижеследующих диаграмм: тетраэдра П.Ниггли [170], диаграмм $\text{Si} - (\text{Na} + \text{K})$ А.А. Маракушева и В.И. Фельдмана [77], АФК А.А. Предовского [91]. Из них более привлекательны для целей реставрации первичной природы метаморфитов диаграмма (тетраэдр) П.Ниггли, известная в литературе под названием метод «чисел», и диаграмма АФК.

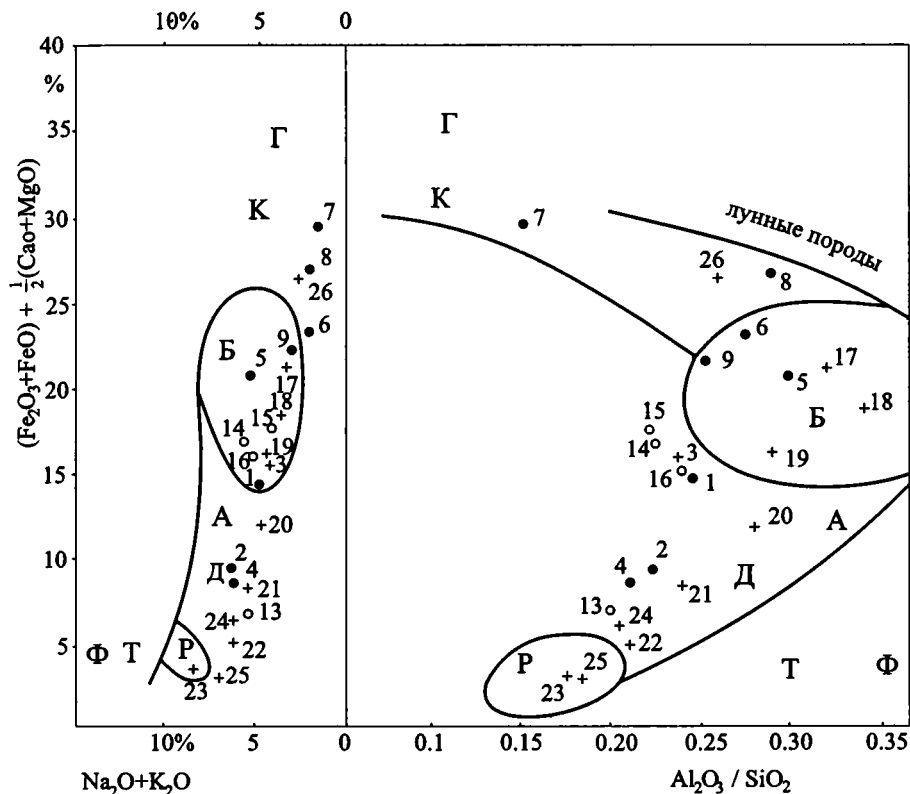


Рис. 6. Диаграмма Б. Черча [149] для пород гранулит-гнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Буквенные обозначения: А – андезиты, Б – базальты, Г – лунные породы, Д – дациты, Р – риолиты, Т – трахиты, Ф – фельзиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

В методе «чисел» П.Ниггли выделяются четыре группы окислов: Al_2O_3 (al); $Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO$ (fm); CaO (c) и $Na_2O + K_2O$ (alk). Такая важная величина, как кремнезем, является самостоятельной характеристикой. Метод привлекателен тем, что наряду с определением первичной магматической, остаточной (обломочной) и хемогенной природы метаморфитов, можно установить по числам тип и группу магм первично-магматических образований.

На тетраэдре П.Ниггли (см. рис. 7) уверенно в поле глинистых пород попадают высокоглиноземистые гнейсы (№ 11), а в поле карбонатных пород – кальцифиры (№ 12, см. табл. 1). По «числам» гиперстеновые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы являются производными тоналитовой (кварц-диоритовой) группы магм, амфибол-двупироксеновые и гранат-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы – соответственно габброидной и габбро-диоритовой, пироксеновые амфиболиты – роговообманково-перидотитовой, гранат-пироксеновые амфиболиты – горнблендитовой (переходной к пироксенитовой), амфиболиты – габброидной, гранат-биотитовые плагиогнейсы – габбро-диоритовой, биотит-роговообманковые плагиогнейсы – диоритовой группам и типам магм.

ти, формально занимая последнее поле. Видимо, для метаморфитов гранулитовой фации эту диаграмму как реставрационную нужно применять очень осторожно.

На диаграмме AFM (164) в системе координат A-FM (рис. 9) метаморфиты далдынской и верхнеанабарской серий интерпретируются следующим образом: пироксеновые, гранат-пироксеновые амфиболиты (№№ 7, 8) – как ультрабазиты (коматиитовые базальты и коматииты); амфиболиты, амфиболиты и меланократовые плагиогнейсы с магнетитом, двупироксеновые и гранат-двупироксеновые плагиогнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы (№№ 5, 6, 9, 15, 17, 18, 19, 26) – как базальты; гиперстеновые плагиогнейсы (№ 1) – как андезит-базальты и андезиты; гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, гиперстеновые гнейсы (№№ 2, 3), гранат-биотитовые гнейсы и биотит-роговообманковые плагиогнейсы (№№ 14, 16) – как туффиты с основным материалом. Выделяется также группа паропород (№№ 4, 10, 13, 20, 22, 23, 24, 25, см. табл. 1) – граувакковые и полимиктовые песчаники, кварциты.

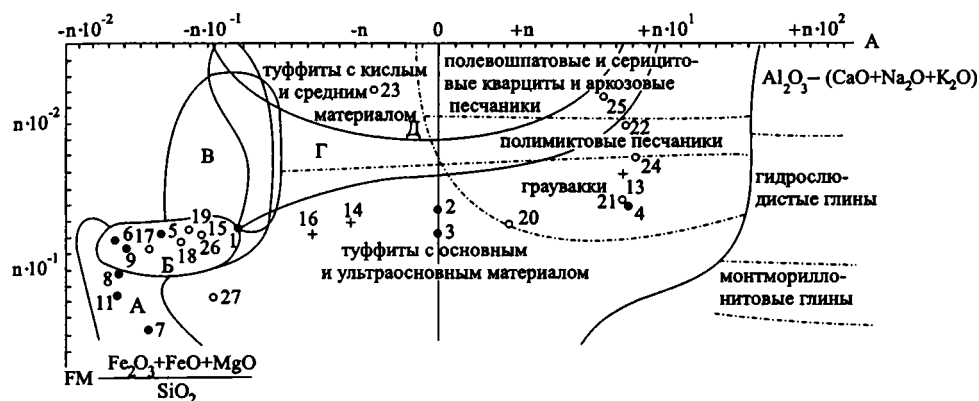


Рис. 9. Диаграмма AFK для пород гранулит-гнейсового комплекса южной части Анабарского массива

А–Д – поля вулканитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

Геохимические предпосылки. На диаграмме $R_{fm} - R_n$ (рис. 10) точки усредненных составов основных гранулитов тяготеют к ординате R_{fm} , что свидетельствует, по мнению авторов метода коэффициента относительной фемафилности [34], о их первичной магматической природе.

Метод коэффициента относительной фемафилности применяется для расшифровки первичной природы основных метаморфических пород. Эффективных и простых методов обработки обширной геохимической информации по средним и кислым магматическим и эквивалентным им по химическому составу осадочным породам пока в литературе не известно, за исключением попыток использовать с диагностическими целями содержания отдельных малых элементов, коэффициентов корреляции пар элементов и некоторые другие.

Мы предложили способ изображения геохимической характеристики пород при помощи графика соотношения групп элементов и сопоставления его по форме с графиками эталонных типов осадочных и метаморфических образований [61]. Ранее делались попытки привлечь ряд элементов, устойчивых при метаморфизме,

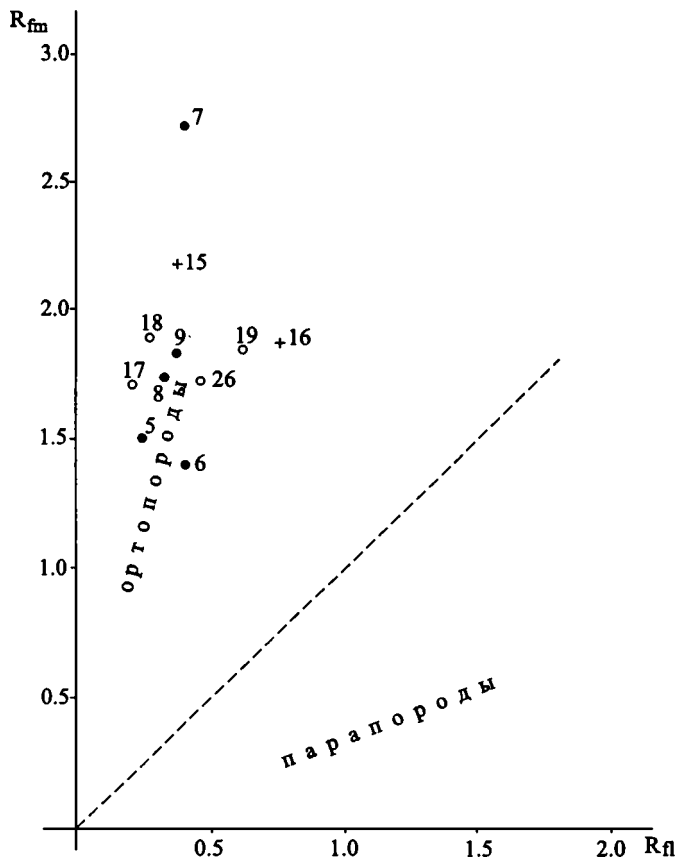


Рис. 10. Диаграмма $R_{fm} - R_n$ [34] для пород гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

к решению вопросов расшифровки первичной природы метаморфических пород, включая и гранулиты [58, 59] (см. рис. 6–10).

В качестве эталонов для сравнения были выбраны основные типы осадочных (обломочных и хемогенных), вулканических и интрузивных пород. Графики соотношения содержания групп элементов по ним приведены на рис. 11. Основой для построения графиков послужили данные по средним содержаниям микроэлементов в основных типах горных пород, приведенные в работах [10, 99, 118, 143, 159]. Они были отнесены к средним содержаниям этих элементов в земной коре [21] и пересчитаны на кларки концентраций (к.к.). Все элементы в соответствии с геохимической таблицей элементов А.Н. Заварицкого разделены на группы: первая (литофилы) – литий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, барий; вторая (сидерофилы) – титан, марганец, ванадий, хром, никель, кобальт; третья (халькофилы) – медь, цинк, свинец, олово, галлий, германий; четвертая (редкие) – скандий, циркон, тантал, ниобий; пятая (галогены) – бор, фтор, фосфор, сера. Методом среднеарифметического вычислены усредненные кларки концентрации для вышеперечисленных групп элементов. Эти данные нанесены на графики, по оси абсцисс которых расположены группы элементов в указанной последовательности, а по оси ординат – средние кларки концентрации групп элементов.

Анализируя приведенные на рис. 11 графики, видим, что основные типы пород характеризуются присущим им специфическим соотношением кларков концент-

рации групп элементов, что наглядно отражается в форме графиков. Осадочные обломочные породы обладают повышенными кларками концентрации элементов первой и пятой групп, а в песчаниках несколько повышено содержание элементов и третьей группы. Глины отличаются повышенным количеством элементов третьей и пятой групп. Известняки и доломиты характеризуются низкими содержаниями всех групп элементов, за исключением пятой группы. Количество элементов последней группы достигает величины одного кларка концентрации. Кларки концентрации всех групп элементов в глинах соответственно выше, чем в конгломератах, песчаниках и известняках. Видимо, это связано с повышенной адсорбционной способностью глинистых минералов.

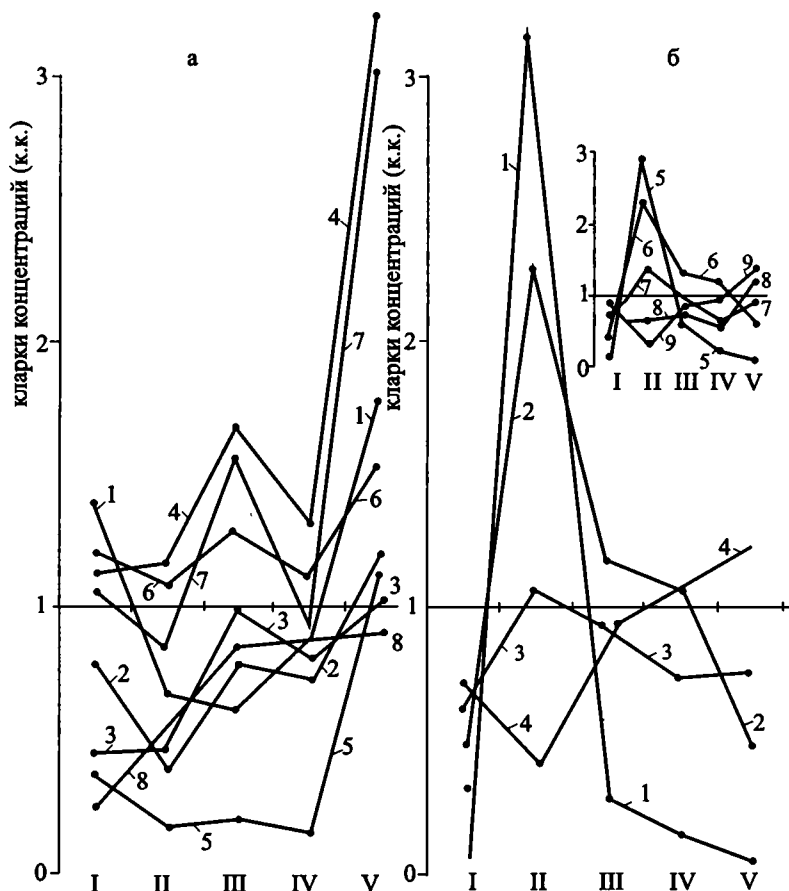


Рис. 11. Соотношение содержания групп элементов в основных типах осадочных и метасадочных (а), вулканических и метавулканических (б) пород

I-V – группы микроэлементов: I – литофильные, II – сидерофильные, III – халькофильные, IV – редкие, V – галогенные.

На а: 1 – конгломераты; 2 – песчаники полимиктовые; 3 – песчаники аркозовые; 4 – глины; 5 – известняки, доломиты; 6 – углисто-глинисто-карбонатные сланцы; 7 – рудовмещающие сланцы криворожской серии; 8 – аркозовые песчаники криворожской серии.

На б: 1-4 – вулканы: 1 – ультраосновные, 2 – основные, 3 – средние, 4 – кислые; 5-9 – метавулканические породы зеленокаменных поясов Канады: 5 – коматиты, 6 – базальты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – риолиты

Графики соотношения содержаний выделенных групп элементов в главных типах вулканических и интрузивных пород по составу близки друг к другу, что вполне понятно, учитывая единый магматический источник вещества обеих групп пород. Кислые магматические образования характеризуются обратным соотношением содержания групп элементов по сравнению с основными. Последние обладают повышенным содержанием элементов группы сидерофилов (вторая группа). Средний кларк концентрации этой группы обычно несколько выше двух, до трех к.к., в кислых же образованиях он значительно меньше единицы. В ультраосновных породах эта величина достигает десяти и более единиц к.к. и на графиках показана вне масштаба. Средние кларки концентрации элементов третьей и четвертой групп в основных и кислых породах мало различаются и примерно равны единице. Резко отличен в кислых и основных магматических образованиях кларк концентрации элементов пятой группы. В кислых породах он выше, а в основных и ультраосновных – значительно меньше единицы. Средние по составу магматические образования (андезиты–диориты) характеризуются усредненным содержанием основных групп микроэлементов на уровне одного к.к. Содержание элементов второй и третьей групп в них обычно несколько выше.

Необходимо проверить, насколько сохраняется соотношение содержания выделенных групп микроэлементов в однотипных породах, от неизменных метаморфизмом до глубокометаморфизованных, прежде чем определить возможность применения способа в целях расшифровки первичной природы метаморфических образований. С этой целью были построены графики соотношения содержания групп микроэлементов для пород различных фаций метаморфизма, включая гранулитовую: пород криворожской серии, метавулканитов зеленокаменных поясов Канады [159], толеитов архея и современных вулканических зон различных геодинамических обстановок, гранулитов Западной Австралии и Бразилии [143] (см. рис. 11).

При сопоставлении геохимической характеристики этих пород с эталонными видно, что основные закономерности соотношения групп микроэлементов сохраняются в них независимо от степени метаморфических преобразований. Отмечается несколько повышенное содержание элементов первой, третьей и пятой групп в осадочных обломочных породах, третьей и пятой – в глинах, второй и третьей – в средних по составу магматических образованиях, второй – в основных и резко повышенное содержание элементов второй группы в ультрамафитах. И, наоборот, пониженное их содержание в кислых магматических породах.

Метапесчаники криворожской серии сохраняют черты сходства с графиком песчаных отложений и сходны по характеру соотношения групп микроэлементов с практически неизменными метаморфизмом аркозовыми песчаниками красноцветной молассы девона Центрального Казахстана [61]. Рудовмещающие сланцы криворожской серии обладают формой графика, характерной для глинистых пород. Тальк-актинолитовые сланцы той же толщи образованы по ультраосновным магматическим породам, а амфиболиты, подстилающие криворожскую серию, – по средним–основным вулканическим породам.

Среди метавулканитов зеленокаменных поясов архея и нижнего протерозоя Канады четко выделяются по форме графиков все разновидности магматических образований по кислотности. Гранулиты Западной Австралии, судя по форме графиков, обнаруживают свое происхождение по магматическим образованиям основного состава, а гранулиты Бразилии – по песчаным отложениям. Анализ графиков, приведенных на рис. 11, позволяет сделать вывод о том, что геохимическая специфика пород, т.е. соотношение содержания основных групп микроэлементов,

в основном сохраняет свою индивидуальность и при глубоких метаморфических превращениях.

Возможности применения этого способа были проверены при восстановлении первичной природы метаморфических пород далдынской и верхнеанабарской серий Анабарского массива (рис. 12; составлен по табл. 1). По форме графиков гиперстеновые плагиогнейсы сопоставимы со средними вулканическими породами (андезиты), гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы – с глинистыми песчаниками (граувакки), гиперстеновые гнейсы по форме графика напоминают обломочные породы, но в них низко содержание элементов первой группы. По геохимическим признакам двупироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты и гранат-пироксеновые амфиболиты сопоставимы с базальтами (в них несколько увеличено содержание элементов халькофильной группы), двупироксеновые плагиогнейсы с гранатом – с андезито-базальтами, пироксеновые амфиболиты – с ультраосновными породами (коматититы?).

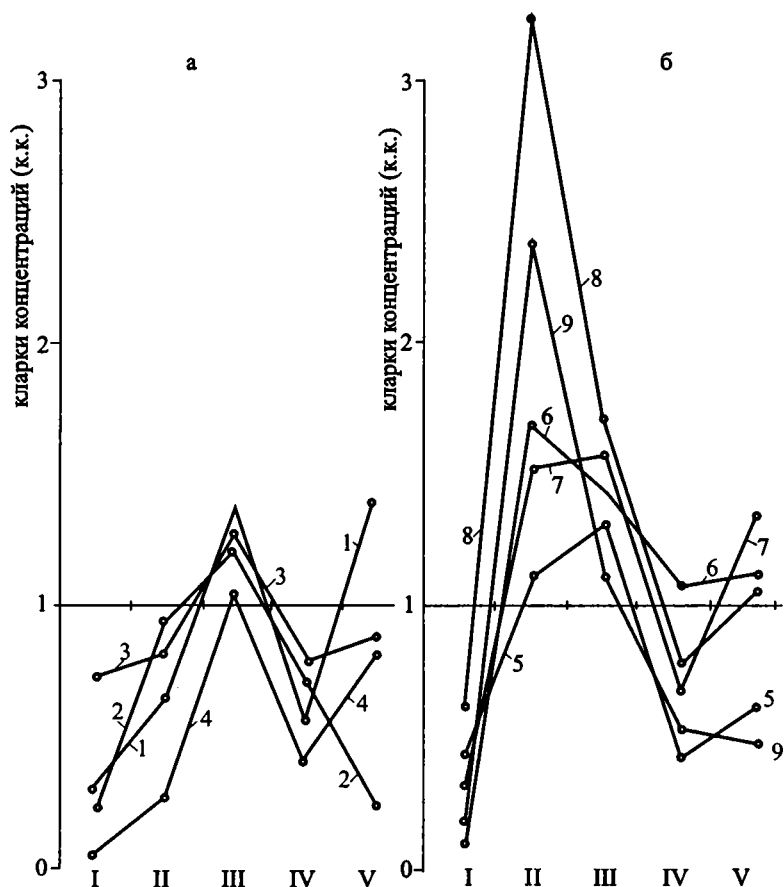


Рис. 12. Соотношение содержания групп элементов в основных типах метаморфических пород гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

а – парапороды: 1 – гранат-гиперстеновые гнейсы, 2 – гиперстеновые гнейсы, 3 – гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, 4 – кварциты; б – ортопороды: 5 – гиперстеновые плагиогнейсы, 6 – двупироксеновые плагиогнейсы, 7 – гранат-двупироксеновые плагиогнейсы, 8 – пироксеновые амфиболиты, 9 – гранат-пироксеновые амфиболиты. Пояснения групп микроэлементов см. на рис. 11

Таблица 2. Определение первичной природы метаморфических пород южной части Анабарского массива по совокупности структурно-текстурных, аксессуарно-минералогических, петрохимических и геохимических признаков

Метаморфические породы	Первичная природа метаморфических пород по признакам				Неметаморфизованные аналоги (по совокупности признаков)
	структурно-текстурным	акцессорно-минералогическим (по цирконам)	петрохимическим	геохимическим	
Далдынская и верхнеанабарская серии					
Гиперстеновые плагиогнейсы	Редкие фрагменты косо́й слоистости	Магматогенный циркон	Средние магматические породы	Средние магматические породы	Средние вулканические породы (андезиты, андезито-базальты)
Гиперстеновые гнейсы	Нет	Обломочный циркон	Кислые магматические породы	Песчаники	Туфопесчаники кислого состава
Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы	Редкие фрагменты косо́й слоистости	Нет данных	Кислые–средние магматические породы	Глинистые песчаники	То же
Гранат-гиперстеновые гнейсы	Нет	Обломочный циркон	Глинистые породы	То же	Глины–песчаники
Амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы	"	Магматогенный циркон	Основные магматические породы	Основные магматические породы	Основные вулканические породы
Гранат-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы	"	То же	Основные магматические – известково-алюмосиликатные породы	Основные магматические породы с примесью карбонатного материала	Основные вулканические породы (базальт) с прослоями мергелистых грауваки
Пироксеновые амфиболиты и ультрамафиты	"	Нет данных	Ультраосновные магматические породы	Ультраосновные магматические породы	Коматиитовые базальты (?)
Гранат-пироксеновые амфиболиты	"	То же	Основные магматические породы (частично коматиитовые базальты)	Основные магматические породы	Основные вулканические породы (частично коматиитовые базальты)

Таблица 2. Окончание

Амфиболиты	"	"	Основные магматические породы	То же	Основные вулканические породы (базальты, частично коматитовые базальты)
Кварциты	"	"	Кремнисто-глинистые породы	Песчаники	Кварцевые песчаники с глинистым цементом
Гранат-силлиманитовые гнейсы	"	"	Алюможелеземагниеые породы	Глинистые породы	Глинистые породы
Кальцифиры	"	"	Карбонатные породы	Нет данных	Глинисто-карбонатные породы
<i>Верхнеламуйский полиметаморфический комплекс</i>					
Биотитовые гнейсы и плагиогнейсы	Нет	Нет данных	Кислые магматические породы	Песчаники	Туфопесчаники кислого состава (?)
Гранат-биотитовые гнейсы	"	То же	Алюможелеземагниеые породы	Основные магматические породы	Основные вулканические породы (базальты, андезито-базальты)
Гранат-биотитовый плагиогнейс	"	"	Основные магматические породы	То же	То же
Биотит-роговообманковый плагиогнейс	"	"	Средние магматические породы	Средние магматические породы	Средние вулканические породы (андезито-базальты, андезиты)
Магнетитовые плагиогнейсы и амфиболиты	"	"	Основные магматические породы	Основные магматические породы	«Рудные лавы и туфы» базальтов и частично андезито-базальтов
Магнетитовые кварциты	"	Полосчатость (по слоистости)	Породы железисто-кремнистого состава	Осадочные породы	Экзгальационно-осадочные отложения железа и кремнезема

Кварциты и магнетитовые кварциты по форме графиков напоминают обломочные породы, лишь с несколько пониженным содержанием элементов литофильной группы (у магнетитовых кварцитов понижен к.к. элементов пятой группы). Они могут быть отнесены к типу осадочных пород. Магнетитсодержащие плагиогнейсы и амфиболиты характеризуются повышенным кларком концентрации элементов второй и третьей групп и похожи по форме графика на базальты, в меньшей степени – на андезито-базальты.

Как правило, у основных, в меньшей степени у средних магматических пород кларк концентрации (к.к.) сидерофильных элементов резко превышает к.к. халькофилов. В этой связи интересно рассмотреть графики амфибол-двупироксеновых (№ 5 в табл. 1) и гранат-амфибол-двупироксеновых (№ 6) плагиогнейсов. Не исключено, что часть из них произошла за счет основных граувакк с примесью карбонатов, особенно у гранат-амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов. Результаты интерпретации первичной природы метаморфических пород Анабарского массива по совокупности ряда признаков суммированы в табл. 2.

Суммирование акцессорно-минералогических, структурно-текстурных, петрохимических и геохимических признаков приводит к выводу о первичной магматической природе метаморфитов. Напластованный, складчатый характер толщи, эпизодически включающей пласты осадочных пород, говорит о вулканической первоприроде слагающих ее пород. Более доказателен этот вывод для гранулитов основного и кислого составов. У кислых гранулитов наблюдается смешение признаков магматического и осадочного происхождения, поэтому лучше говорить о происхождении их за счет туфопесчаников кислого состава и песчано-глинистых отложений. К близким выводам о первично-вулканогенной природе основной части гранулитов далдынской и верхнеанабарской серий пришли Б.Г. Лутц [66, 67] и О.М. Розен с соавторами [98].

Закономерности строения реставрированных разрезов с элементами формационного анализа

По результатам реставрации первичного состава гранулитовый комплекс южной части Анабарского массива представляется в виде единой вулканической толщи, включающей эпизодические пласты паропород, роль которых возрастает вверх по разрезу. На рис. 13 помещены реставрированные разрезы нижней (далдынской) и верхней (верхнеанабарской) серий.

Далдынская серия более меланократовая, первично она сложена напластованием лав базальтов с эпизодическими силами ультрамафитов (коматииты?) и редкими линзами кислых вулканических пород (дациты). Эта меланократовая вулканическая толща включает редкие пласты граувакк, мергелистых граувакк, известково-глинистых (кальцифиры) пород и кварцевых песчаников с глинистым цементом (кварциты).

Б.Г. Лутц [69] предлагает верхнюю часть разреза далдынской серии, где появляются потоки андезитов и пласты кварцитов, относить к верхнеанабарской серии. Таким образом, нижняя граница верхнеанабарской серии становится более определенной и проводится по появлению в разрезе кварцитов. Но соответственно далдынская серия становится более меланократовой и состоит из напластования лав коматиитовых базальтов, коматиитов, базальтов и частично андезито-базальтов с включением эпизодических пластов осадочных пород и линз кислых вулканитов в

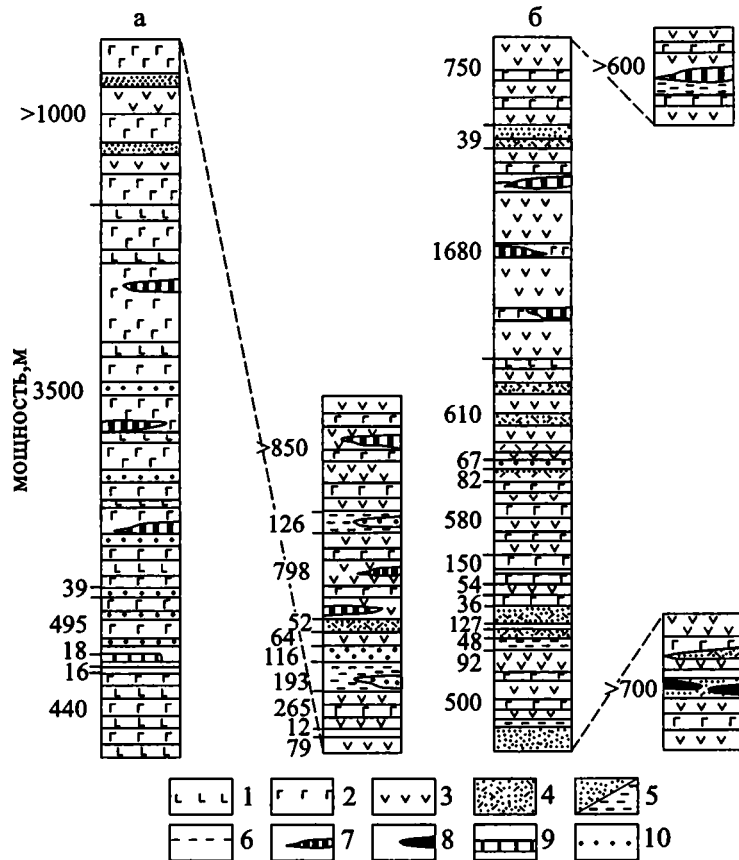


Рис. 13. Реставрированные разрезы вулканического комплекса южной части Анабарского массива далдынской (а) и верхнеанабарской (б) серий

1 – ультраосновные вулканы (коматиты, коматитовые базальты); 2 – базальты; 3 – андезит-базальты, андезиты; 4 – дациты, риолиты; 5 – осадочные породы; 6 – линия корреляции разрезов; 7 – рудные лавы; 8 – магнетитовые кварциты; 9 – карбонатные породы; 10 – песчаники

верхах разреза. Характерным для серии является то, что она не содержит стратиграфически выдержанных (маркирующих) горизонтов. Эпизодические линзы паропород, встречающиеся в ней, по простирацию прослеживаются лишь на несколько сотен метров.

В базальтах (частично в андезит-базальтах) далдынской серии наблюдаются линзы меланократовых пород, обогащенных вкрапленностью магнетита. По внешнему виду они практически ничем не отличаются от вмещающих глубокометаморфизованных, первично вулканических образований. Мощность линз составляет доли метра, реже первые метры, прослеживаются они по простирацию на десятки, редко первые сотни метров. Они без видимой закономерности рассредоточены по вулканической части разреза серии.

Снизу вверх по разрезу отмечается постепенное уменьшение роли пластов коматитовых базальтов (пироксеновые амфиболиты), в верхах разреза толщи они практически исчезают и появляются дациты. В целом наблюдается постепенное снижение основности вулканической толщи. По парагенезису основных (базаль-

ты), переходных к ультраосновным (коматиитовые базальты), ультраосновных (коматииты) и кислых (дациты) вулканитов далдынскую серию следует отнести к контрастной (или бимодальной) парагенетической вулканической ассоциации (формации), так как в ее составе нет андезитов.

Верхнеанабарская серия более разнородна и дифференцирована по составу вулканитов. В ней отмечается переслаивание основных, средних и кислых вулканических пород, коматиитовые базальты (пироксеновые амфиболиты) крайне редки и маломощны и отмечаются лишь в низах разреза толщи. В целом это дифференцированная вулканическая ассоциация. Роль осадочных пород в строении серии возрастает. В качестве маркирующих горизонтов прослеживаются по простиранию на несколько километров пласты кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов, гнейсов с графитом, линзы железистых кварцитов. В верхах толщи появляются редкие линзы мраморов. По полному набору разнотипных по кислотности вулканических пород верхнеанабарская серия отнесена нами к дифференцированной вулканической парагенетической ассоциации (формации).

Полосчатые магнетитовые кварциты, описанные в бассейне рек Далдын и Хатырык, приурочены к нижней части разреза верхнеанабарской серии. Они залегают в виде серии стратиграфически выдержанных линз и пластов в первично-осадочном, песчано-глинистом горизонте, подстилающимся андезитами и перекрываемом базальтами. Мощность осадочного горизонта достигает 50–100 м, прослежен он по простиранию на 8–10 км. Линзы и пласты полосчатых магнетитовых кварцитов имеют обычно мощность первые метры, до 15–20 м, при протяженности от первых сотен метров до 1 км.

По результатам исследований О.М. Розена с сотрудниками [113], стратиграфически более высокая хапчанская серия является первично вулканогенно-осадочной. В ней песчаные, песчано-глинистые и карбонатные отложения эпизодически перемежаются вулканитами кислого и основного–среднего составов. Б.Г. Лутц [69] относит эту серию к контрастной (бимодальной) вулканогенно-осадочной формации.

Таким образом, реставрированный разрез гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива представляет собой смену во времени контрастной дацит-ультрабазит-базитовой вулканической парагенетической ассоциации осадочно-вулканогенной дифференцированной. Последняя постепенно сменяется вулканогенно-осадочной толщей с эпизодическими излияниями вулканитов кислого и основного–среднего составов. Отмеченная на примере Анабарского массива закономерность характерна в целом для вулканических зон и зеленокаменных поясов раннего архея и лишь подтверждает общую гомодромную направленность развития магматического процесса и его соотношения с осадконакоплением в раннеархейский период становления земной коры.

С учетом изохимического характера гранулитового метаморфизма для большей части элементов [22, 66], была сделана попытка выяснить принадлежность анабарских метавулканитов к определенным петрохимическим сериям вулканических пород и выявить геотектонические обстановки и геодинамические режимы их накопления по петрохимическим признакам. Вулканические толщи формируются, как правило, в геодинамических режимах растяжения (океанические рифты, плато, острова, континентальные рифты и др.) и сжатия (океанические островные дуги, активные континентальные окраины, орогенные пояса и др.), которым соответствуют в первом приближении соответственно толеитовые и известково-щелочные серии вулканических пород.

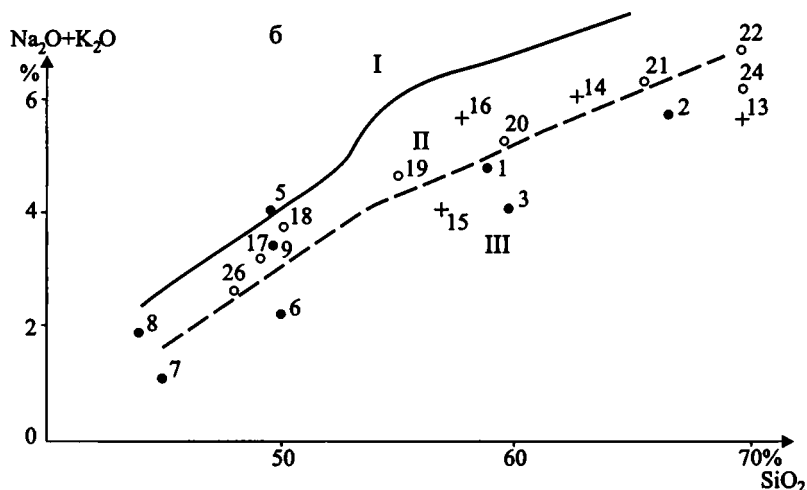
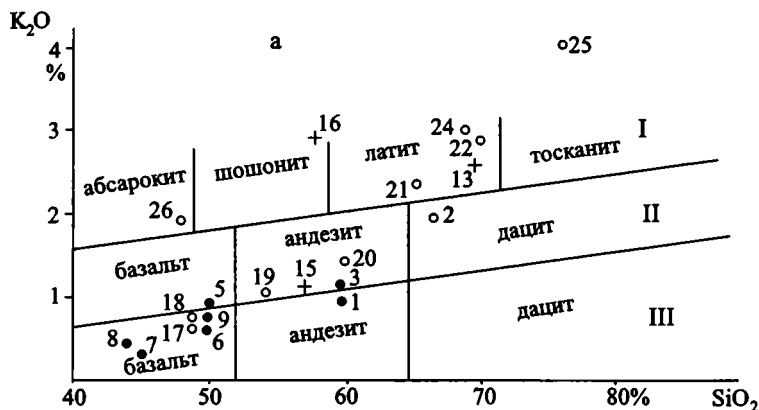


Рис. 14. Диаграммы $K_2O - SiO_2$ (а) и $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (б) [164] для метавулканитов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Серии пород: I – щелочные, II – известково-щелочные, III – толеитовые.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

Для разграничения петрохимических серий неизмененных и слабоизмененных метаморфизмом вулканитов обычно применяются диаграммы типа $K_2O - SiO_2$; $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 14, а, б); AFM и др. На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ [164] метавулканиты далдынской толщи, отнесенные нами к контрастной вулканической ассоциации, попадают в поля толеитовой и известково-щелочной серий, верхнеанабарской толщи (дифференцированная ассоциация) – в поля толеитовой, известково-щелочной и щелочной серий, подобно метавулканитам верхнелапунского (монхоолинского) полиметаморфического комплекса.

На диаграмме AFM (рис. 15) картина разброса точек в поля толеитовой и известково-щелочной серий повторяется. Однако большая часть точек составов метавулканитов контрастной ассоциации попадает в поле толеитовой, а дифференцированной ассоциации – в поле известково-щелочной серий. Такой значительный

разброс точек составов на диаграммах, использующих при построениях щелочи, вызван, видимо, частичной подвижностью щелочей при метаморфизме высоких ступеней.

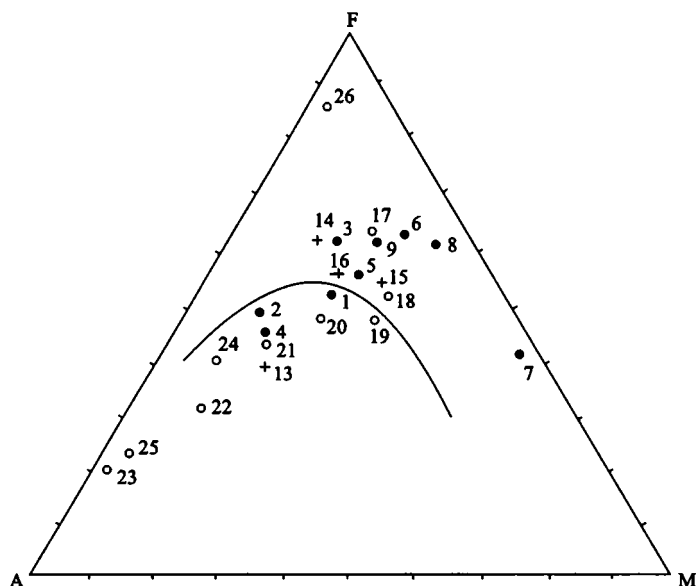


Рис. 15. Диаграмма AFM [164] для метавулканитов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

Необходимо диаграммы подобного рода подкорректировать диаграммами, построенными на более инертных при метаморфизме элементах. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Zr/Ti}$ [176] (рис. 16) точки составов метавулканитов контрастной (далдынская серия) и дифференцированной (верхнеанабарская серия) ассоциаций попадают в поля нормальных по щелочности вулканических пород, показывая отсутствие среди анабарских метавулканитов щелочных пород.

Диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (рис. 17) отмечает принадлежность метабазитов контрастной ассоциации к толеитовой серии океанических обстановок, лишь рудные магнетитовые лавы (№ 26) благодаря высокому содержанию пятиоксида фосфора (0.6%) попадают в зону перекрытия полей толеитовой и известково-щелочной серий, более тяготея к последней. Точки составов метабазитов дифференцированной ассоциации ложатся в поле известково-щелочных серий островодужных обстановок, за исключением гранат-амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев (плагингнейсов) (№ 17, см. табл. 1), попадающих в поле толеитовых серий.

Анализ сериальной принадлежности анабарских метавулканитов, не только метабазитов, но и средних-кислых пород, а также применимости щелочей (в большей степени калия) при подобных петрохимических построениях, можно сделать при сравнении диаграмм $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{ZrO}_2 \cdot 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 18, а, б). На первой из них [171] точки составов метавулканитов контрастной и дифференцированной ассоциаций попадают в равной мере в оба поля. Однако большая

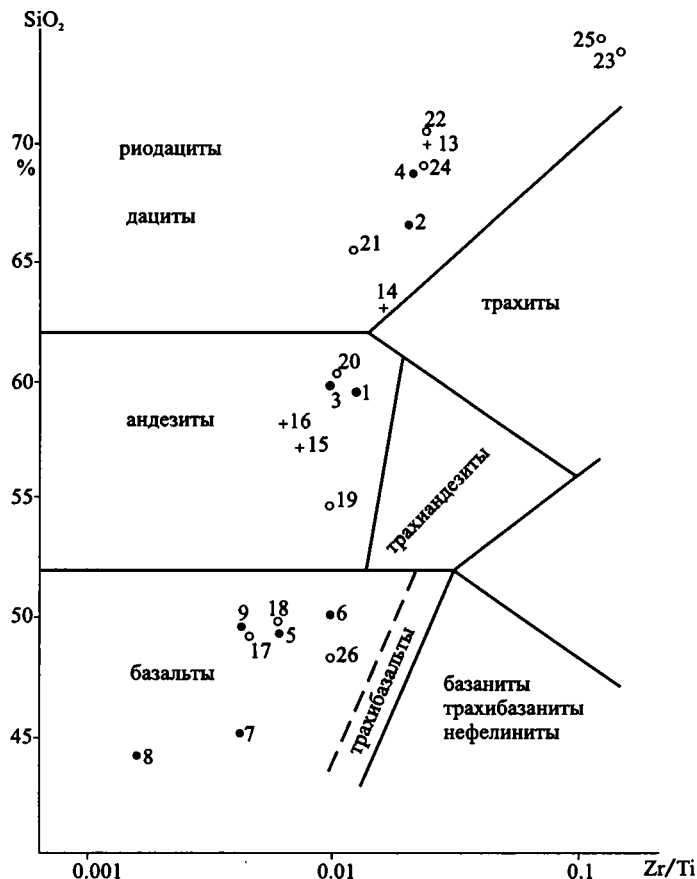


Рис. 16. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Zr/Ti}$ [171] для метавулканитов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1



Рис. 17. Диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ для метавулканитов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

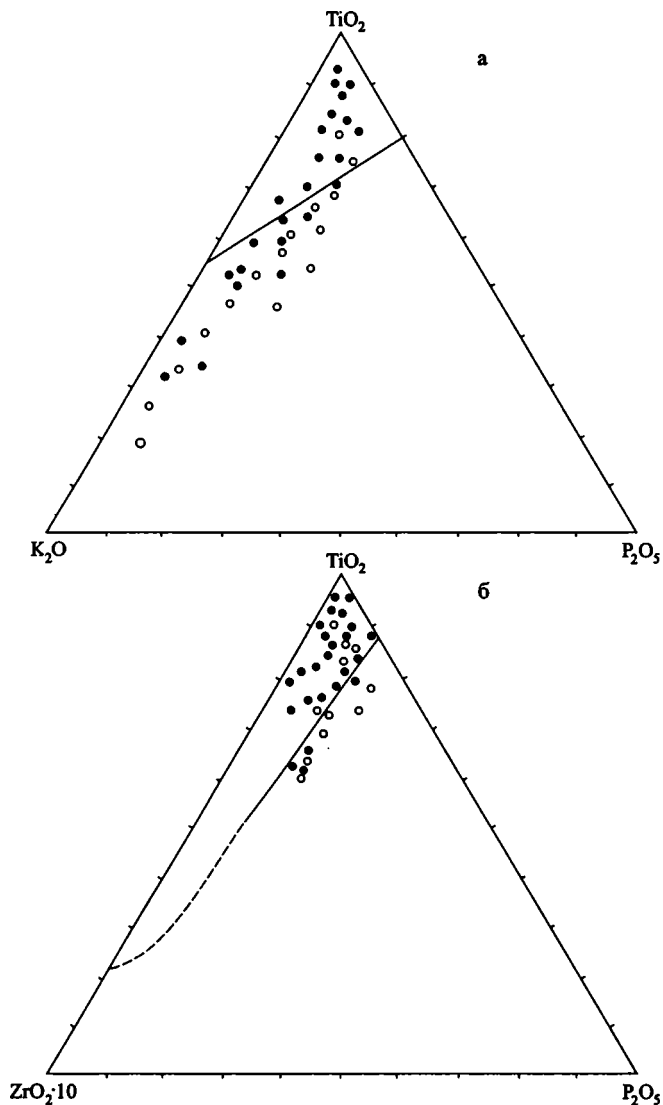


Рис. 18. Диаграмма $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ (а) и $ZrO_2 \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5$ (б) [171] для метавулканитов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива. Верхнее поле – толеитовая, нижнее – известково-щелочная серии

Условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

часть точек дифференцированной ассоциации тяготеет к полю известково-щелочных серий (частично и щелочных). Более показательна в диагностических целях построенная нами диаграмма $TiO_2 - P_2O_5 - ZrO_2 \cdot 10$ (см. рис. 18, б), на которой также выделены поля вулканитов толеитовых и известково-щелочных серий. При построении этой диаграммы использованы многочисленные (более 1000) анализы, опубликованные в литературе [68, 124 и др.]. Точки составов метавулканитов контрастной ассоциации (далдынская серия) южной части Анабарского массива

на этой диаграмме полностью ложатся в поле толеитовых серий, лишь кислые вулканы тяготеют к пограничной зоне; точки составов дифференцированной ассоциации тяготеют к границе раздела полей, большей частью (частично – основные, полностью – средние и кислые) попадая в поле известково-щелочных серий.

Проведенный анализ определения принадлежности анабарских метавулканитов к конкретным петрохимическим сериям при помощи различного рода диаграмм приводит к выводу, что вулканические породы контрастной ассоциации (далдынская серия) относятся в основном к толеитовой серии и частично – к известково-щелочной, дифференцированной ассоциации (верхнеанабарская серия) – и к толеитовой и, в большей степени, к известково-щелочной сериям.

Дополнительные доказательства вулканической природы метаморфитов южной части Анабарского массива выявляются при анализе их составов при помощи диаграмм Х. ля Роша (см. рис. 5), Б.Черча (см. рис. 6) и Х.Пикок (рис. 19). На первой из них (см. рис. 5) точки составов основных типов метаморфических пород далдынской и верхнеанабарской серий отстраивают два сближенных тренда, практически совпадающих с теоретическим трендом дифференциации магматических пород, из которых выпадают точки составов метаосадочных пород и ультрабазитов. В случае, если на диаграмму нанесены все точки составов метаморфитов, то от основного тренда отпадают короткие поперечные тренды в области составов основных, средних и кислых пород. Это говорит о происхождении части метаморфитов за счет осадочных образований (кроме кварцитов, кальцифиров, железисто-кремнистых и высокоглиноземистых пород).

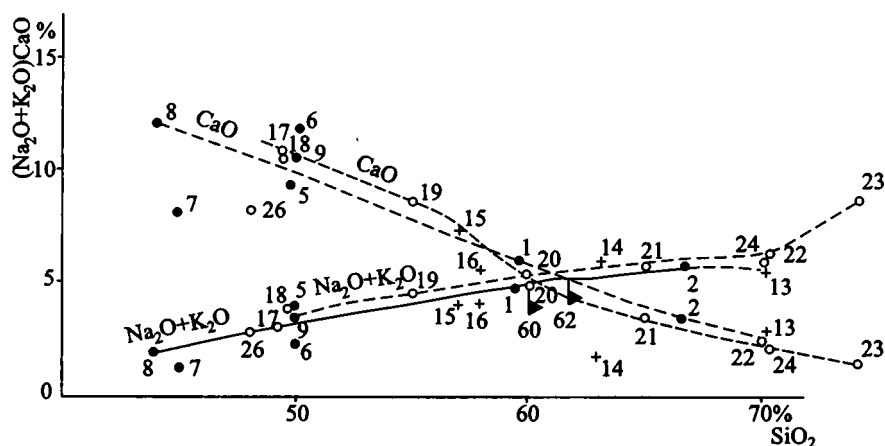


Рис. 19. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{SiO}_2$ для метавулканов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

Аналогичный тренд, параллельный тренду магматических пород, отстраивается и на диаграмме Б.Черча (см. рис. 6). Причем, в системе координат $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ тренд метавулканитов сдвинут относительно теоретического в область малощелочных пород, разница в сумме щелочей составляет 3–4%. Тренды метавулканитов далдынской и верхнеанабарской серий практически совпадают, лишь последний несколько сдвинут в область кислых пород и в

нем отсутствуют ультраосновные породы. В правой части диаграммы, в системе координат $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ тренд метавулканитов верхнеанабарской серии (дифференцированная ассоциация) сдвинут в область средних–основных пород, обогащенных алюминием. В серии практически нет пород, подобных коматиитовым базальтам, развитым в далдынской серии (контрастная ассоциация). К тренду состава лунных пород примыкают гранат-пироксеновые амфиболиты далдынской серии (№ 8, см. табл. 1).

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{CaO} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 19) в ряду основные–средние–кислые породы отмечается последовательное уменьшение содержания окиси кальция и увеличение содержания суммы щелочей, что говорит о магматической первоприроде метаморфитов. Индекс Пикока составляет для контрастной ассоциации – 62, дифференцированной – 60, что отвечает вулканитам известковой и известково-щелочной серий.

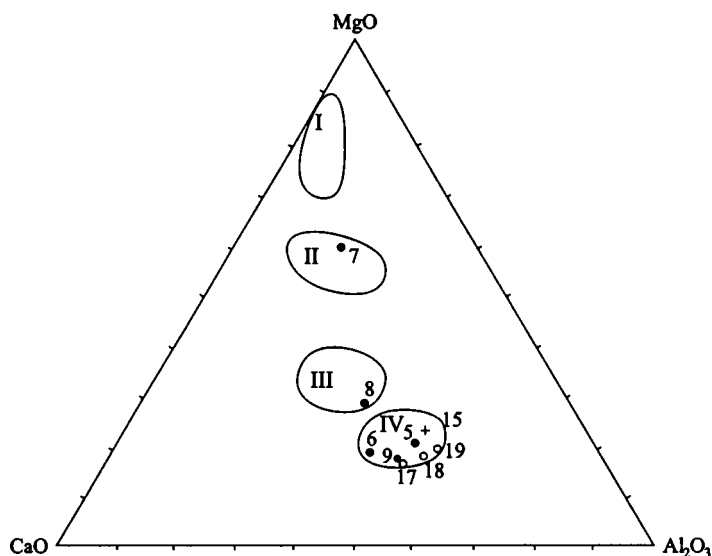


Рис. 20. Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [172] для основных и ультраосновных метавулканитов гранулитогнейсового комплекса южной части Анабарского массива

Поля базальтов: I – перидотитовых, II – пироксенитовых, III – коматиитовых, IV – толеитовых. Остальные условные обозначения см. на рис. 4. Пояснения типов пород см. в табл. 1

Часть ультраосновных и основных метавулканитов с содержанием окиси кремнезема 40–52% обнаруживает петрохимическое родство с коматиитовыми породами. На диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [172] (рис. 20) наряду с базальтами, отличающимися несколько повышенным содержанием окиси магния, часть точек составов основных метавулканитов далдынской серии попадает в поле коматиитовых базальтов (№ 8) и пироксеновых коматиитов (№ 7). Содержание окиси магния в коматиитовых породах колеблется в пределах 8–15%, достигая в пироксеновых коматиитах 20–22%, редко 29%. Они отличаются повышенным отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, равным или больше единицы и низким содержанием двуокиси титана, повышенным – хрома, кобальта, никеля (№№ 7, 8, см. табл. 1). Характерно, что коматиитовых пород в составе верхнеанабарской серии нет.

Б.Г. Лутц [69] наряду с коматитами выделяет на Анабарском массиве ультрабазитовые дайки и силы орогенной перидотит-верлитовой формации. Они характеризуются пониженным отношением окиси кальция к окиси алюминия (менее 0,5%) и более высокими содержаниями окиси титана (более 1%).

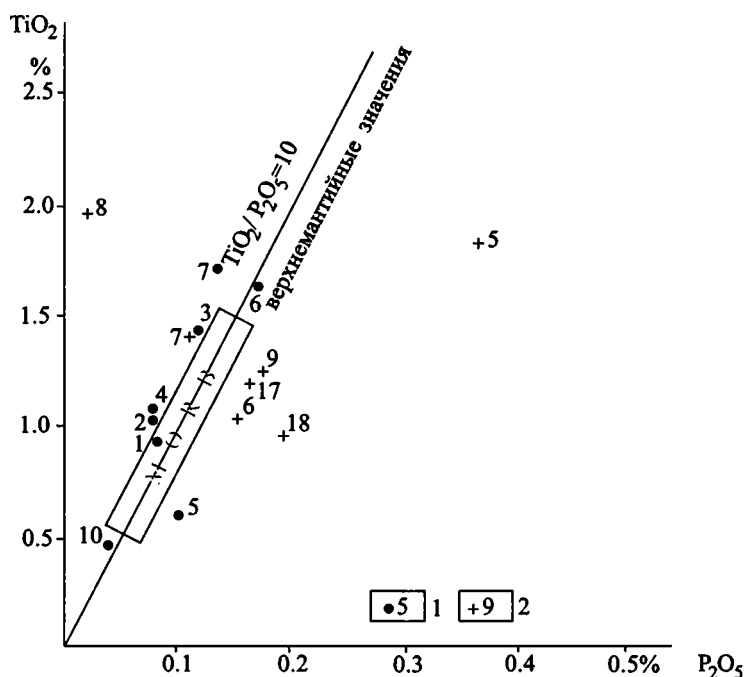


Рис. 21. Диаграмма $TiO_2 - P_2O_5$ для метавулканитов основного и ультраосновного состава вулканических комплексов

Точки составов: 1 – серии полмос-порос зоны Колмозеро-Воронья, 2 – гранулитогнейсового комплекса Анабарского массива. Пояснения типов пород см. в табл. 1 и 5

Проводить прямые параллели для метаморфитов гранулитовой фации метаморфизма на диаграммах, построенных на относительно стабильных при метаморфизме компонентах, не совсем корректно, поэтому лучше говорить о тенденциях (направленности): толеитовой – с относительным увеличением железистости и снижением магнезиальности пород в ряду магматических образований с уменьшающейся основностью и известково-щелочной – при относительном росте щелочности и кремнеземистости пород. Эти тенденции при определении серийной принадлежности метавулканитов необходимо проверить на микроэлементах. Б.Г. Лутц (68) применяет с этой целью такие элементы, как калий, рубидий, стронций, цирконий, барий, титан, хром, кобальт и ванадий. Анализ подвижности этих элементов в процессе метаморфизма показывает, что в условиях гранулитовой фации наиболее стабильны цирконий, титан, фосфор, иттрий, ниобий, редкие земли и алюминий, в меньшей степени – кальций, хром, барий и стронций. Поэтому все наши геохимические построения базировались, по возможности, на стабильных элементах. На диаграмме (рис. 21) $TiO_2 - P_2O_5$ отмечается значительный разброс точек составов ультраосновных и основных метавулканитов. Среди пород дал-

дынской серии амфиболиты, пироксеновые амфиболиты и амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы (№№ 6, 7, 9, см. табл. 1), интерпретируемые как толеитовые и коматиитовые базальты, обнаруживают близкие к мантийным отношения титана к фосфору (около 10). Другие основные метавулканыты, в том числе и верхнеанабарской серии, значительно отличаются по этой величине от базальтов современных срединно-океанических хребтов.

Барий-стронциевое отношение в ряду основные–средние–кислые вулканыты Б.Г. Лутц [67, 68] считает очень показательным для определения их серийной принадлежности, отмечая прямую зависимость содержаний этих элементов для океанических пород толеитовой серии, и обратную – для вулканытов известково-щелочных серий островных дуг.

Анализ соотношения этих элементов показывает, что характер его довольно сложен и неоднозначен. В ряду пород базальт–андезит–базальт–дацит океанических островов наблюдается четкая прямая зависимость изменения содержания бария и стронция, т.е. это породы толеитовой серии. Аналогичная прямая зависимость отмечается и в ряду пород базальт–андезит–базальт–дацит юных островных дуг (океаническая стадия островных дуг, по Т.Н. Фроловой). В ряду пород базальт–андезит–дацит зрелых островных дуг с увеличением содержания бария количество стронция не меняется, либо уменьшается [68], т.е. наблюдается обратная зависимость, характерная для известково-щелочных серий собственно островных дуг. В дифференцированной толеитовой океанической серии Исландии [29] в ряду пород базальт–андезит–базальт–андезит–дацит с увеличением содержания бария количество стронция уменьшается незначительно, что больше отвечает толеитовой тенденции (направленности). В ряду пород дацит–риолит с ростом содержания бария количество стронция резко падает. Таким образом, в верхах разреза вулканической толщи Исландии отмечается подобие известково-щелочной тенденции известково-щелочной серии островных дуг.

На барий-стронциевую диаграмму нанесены точки составов основных типов метавулканытов далдынской и верхнеанабарской серий (рис. 22). Закономерности соотношения обоих элементов в ряду метавулканытов основные–средние–кислые сходны, тренды их подобны, лишь для вулканытов далдынской серии содержания бария на порядок ниже. Для обеих серий в ряду пород ультрамафиты–базиты отмечается прямая зависимость содержаний бария и стронция: с ростом содержания бария в вулканытах растет количество стронция. Затем в области средних пород наблюдается перегиб оси тренда, а в ряду вулканытов среднего–кислого состава соотношение бария и стронция меняется на обратное: при продолжающемся росте количества бария содержание стронция падает.

Таким образом, толеитовая тенденция низов разреза серий сменяется известково-щелочной в верхах разреза, в области более кислых вулканытов. Следует отметить, что подобная смена соотношения содержаний этой пары элементов отмечалась и в полнодифференцированной вулканической толще океанического типа острова Исландии [29].

По данным Б.Г. Лутца [68], для толеитовых серий характерно обратное соотношение фосфора и титана, т.е. содержание фосфора возрастает, а количество титана соответственно падает в ряду основные–кислые вулканыты (толеитовая тенденция). В известково-щелочных и щелочных сериях островных дуг и активных континентальных окраин это соотношение меняется на обратное в ряду базальт–андезит–базальт–андезит–риолит (известково-щелочная тенденция).

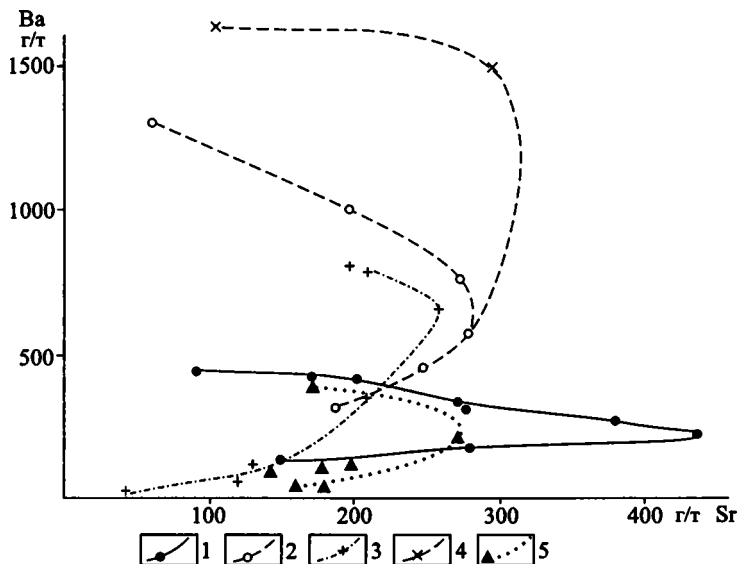


Рис. 22. Диаграмма Ba-Sr для основных типов метавулканитов вулканических комплексов

Условные обозначения к рис. 22-24

Вулканические комплексы: Анабарского массива (1 и 2) и Балтийского щита (3-5): 1 – контрастная (далдынская серия), 2 – дифференцированная (верхнеанабарская серия); 3 – контрастная (Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс), 4 – дифференцированная (олонегорская серия), 5 – контрастная (серия полмос-порос) ассоциации

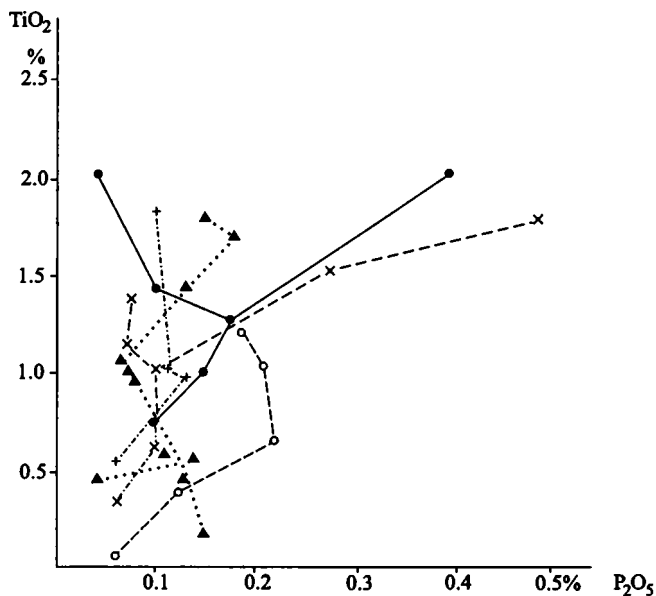


Рис. 23. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ для основных типов метавулканитов вулканических комплексов

Условные обозначения см. на рис. 22

В ряду пород базальты–андезито–базальты полнодифференцированной вулканической толщи Исландии, которую с полным основанием можно считать океанической [29], отмечается обратная зависимость в соотношениях титана и фосфора – с уменьшением содержания титана возрастает количество фосфора (толеитовая тенденция). В ряду вулканитов андезито–базальты–дациты–риолиты это соотношение меняется на противоположное – прямое, когда с уменьшением количества титана в вулканических породах падает содержание фосфора (известково–щелочная тенденция).

Метавулканиты далдынской и верхнеанабарской серий обнаруживают принципиальное сходство в поведении титана и фосфора в ряду пород от основных к кислым разностям с полнодифференцированным комплексом вулканических пород Исландии. Для обеих серий отмечается смена толеитовой тенденции в мафических частях разрезов известково–щелочной при переходе к средним и кислым вулканитам. Метавулканиты далдынской серии в целом отличаются от соответствующих по основности типов пород верхнеанабарской серии повышенной титанистостью и меньшей фосфористостью. У петрохимического тренда далдынской серии намечается ответвление в область повышенных содержаний титана и фосфора (амфибол–двупироксеновые плагиогнейсы и амфиболиты с магнетитом), как бы продолжающее ветвь известково–щелочной тенденции (рис. 23).

Соотношение содержаний циркония и хрома в метавулканитах далдынской и верхнеанабарской серий подобно в ряду основные–кислые вулканические породы (рис. 24). В нижних мафитовых частях разрезов серий наблюдается прямое соотношение содержаний этих элементов – с увеличением количества хрома содержание циркония незначительно растёт (далдынская серия), либо практически неизменно

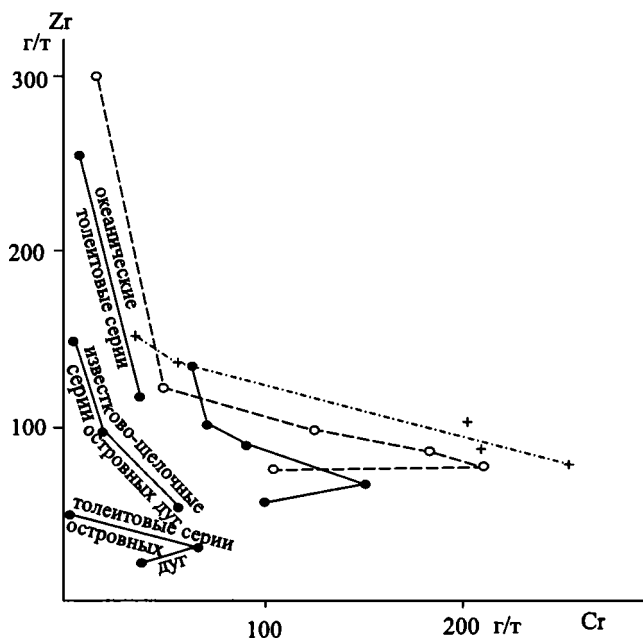


Рис. 24. Диаграмма Zr – Cr для основных типов метавулканитов вулканических комплексов
Условные обозначения см. на рис. 22

(верхнеанабарская серия). Но в ряду средние–кислые породы соотношение хрома и циркония изменяется на обратное – резко падает содержание хрома и возрастает циркония. Содержание циркония во всех разновидностях метавулканитов далдынской серии несколько выше, чем в однотипных (по кислотности) породах верхнеанабарской серии, содержание хрома – несколько меньше (в мафитовых породах – примерное равенство). Аналогичное соотношение этой пары элементов описано в вулканических породах толеитовой серии юных островных дуг [68, 124].

Соотношение содержаний титана и хрома в ряду пород от основных к кислым характеризуется прямой зависимостью в толеитовых и известково-щелочных сериях океанических и островодужных обстановок: с уменьшением содержания титана количество хрома также падает. Но если для однотипных пород океанических и островодужных обстановок содержание хрома примерно равно, то количество титана в вулканитах океанических обстановок резко повышено.

На диаграмму $\text{TiO}_2 - \text{Cr}$ (рис. 25) нанесены точки составов основных типов вулканитов океанической ассоциации Исландии, островодужных серий и метавулканитов далдынской и верхнеанабарской серий. Тренды метавулканитов обеих серий подобны, но тренд верхнеанабарской серии сдвинут в область меньших значений титана и хрома. Аналогично вулканитам Исландии, содержания титана и хрома изменяются от высоких значений, характерных для океанических обстановок (метабаазальты), к низким островодужным значениям (метадациты, метаприолиты).

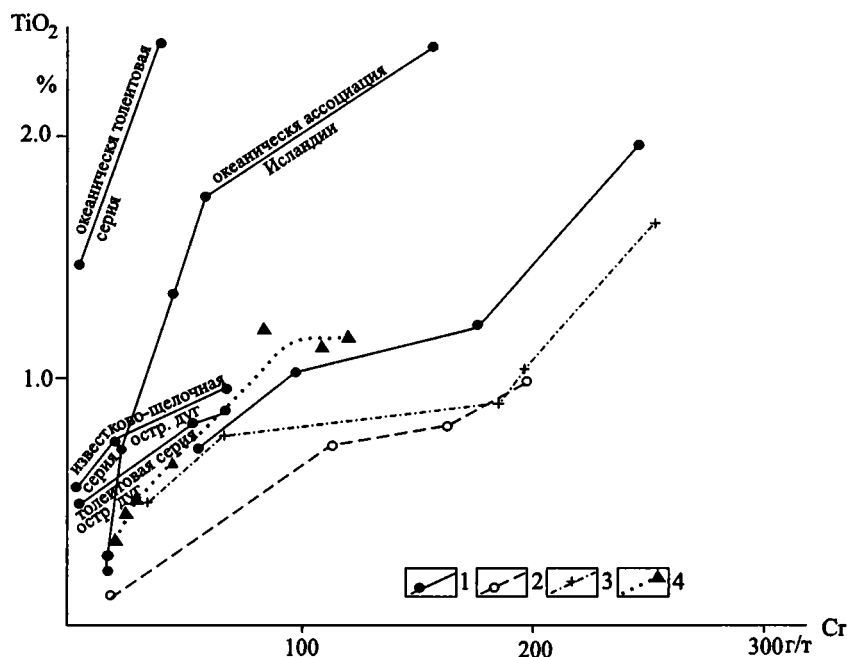


Рис. 25. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{Cr}$ для основных типов метавулканитов вулканических комплексов

Условные обозначения к рис. 25 и 26

Точки составов основных типов метавулканитов серий Анабарского массива (1 и 2) и Балтийского щита (3, 4): 1 – далдынской (контрастная ассоциация), 2 – верхнеанабарской (дифференцированная ассоциация), 3 – Умбинско-Колвицкого грануито-гнейсового комплекса (контрастная ассоциация), 4 – серии полмолос-порос (контрастная ассоциация)

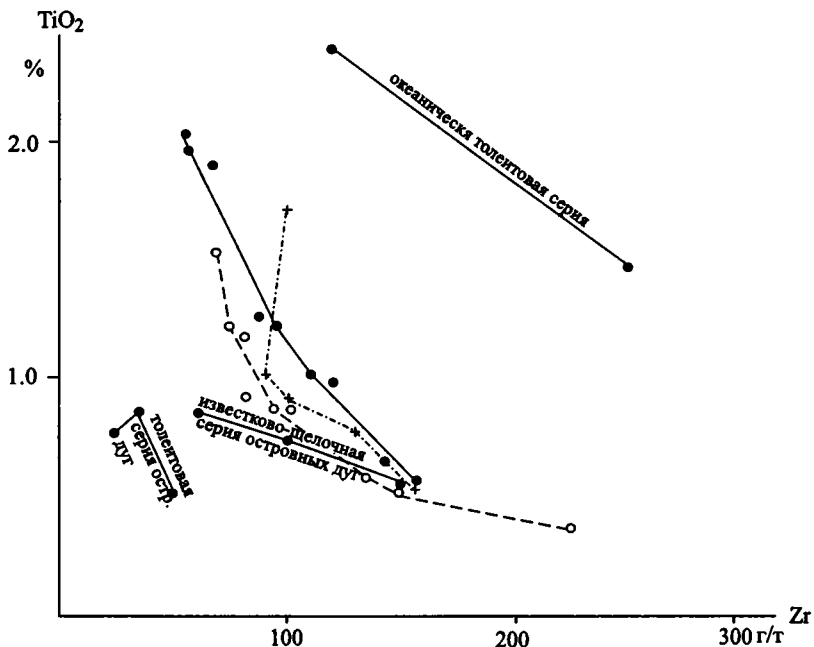


Рис. 26. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ для основных типов метавулканитов вулканических комплексов. Условные обозначения см. на рис. 25

Близкая ситуация намечается на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ (рис. 26). Значения содержаний титана и циркония для метавулканитов далдынской и верхнеанабарской серий занимают промежуточное поле между трендами вулканитов океанических и островодужных обстановок. Отмечается четкое снижение содержаний титана и рост циркония от метабазитов к дацитам и риолитам (подобное островодужным обстановкам).

Проведенный анализ петрохимических характеристик метавулканитов далдынской и верхнеанабарской серий по петрогенным и малым элементам (титан, фосфор, цирконий, хром, барий, стронций) показывает, что принадлежность вулканических пород к конкретным петрохимическим сериям в период формирования вулканических комплексов закономерно изменялась. Далдынская серия по преобладанию в разрезе ультрабазит-базитовых пород и малой роли кислых эффузивов отнесена к контрастной ассоциации, в ней нет типичных андезитов и риолитов.

По сугубо ориентировочным расчетам соотношение ультраосновные—основные—средние—кислые вулканиты — осадочные породы в контрастной ассоциации составляет 2:6:1:1. В разрезе явно преобладают двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы (базальты), мощность пачек которых достигает иногда 500–600 м. Ориентировочно доля базальтов составляет около 60–65%. Гранат-пироксеновые и пироксеновые амфиболиты (коматиниты, коматинитовые базальты) больше тяготеют к низам разреза контрастной ассоциации, отдельные слои их имеют мощность до нескольких десятков метров (15–20 м). Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы (дациты, андезито-дациты) тяготеют к верхам разреза ассоциации, слагая пласты и линзы мощностью в метры, редко десятки метров. Доля их в разрезе не превышает 10–15%. Осадочные породы редки в кон-

трастной ассоциации. Такие метаосадочные породы, как кварциты, кальцифиры и высокоглиноземистые гнейсы здесь крайне редки. Осадочные породы типа граувакк предположительно устанавливаются на петрохимических диаграммах по поперечным трендам. Общее количество осадочных пород в составе контрастной ассоциации не превышает 5%.

Нижняя часть разреза ассоциации, сложенная коматиитовыми и толеитовыми базальтами, относится по петрохимическим признакам к толеитовой серии вулканитов, петрохимически подобных современным океаническим толеитам. Необходимо отметить, что ультраосновные породы (ультрабазиты и пироксеновые амфиболиты), условно интерпретируемые нами как коматииты, как правило, на диаграммах, построенных на петрогенных компонентах, выбиваются из общего петрохимического тренда. Напротив, на геохимических диаграммах (по малым элементам) они, обычно, закономерно вписываются в общий тренд.

Вверх по разрезу контрастной ассоциации толеитовая тенденция соотношения элементов сменяется постепенно (иногда резко) известково-щелочной и в ряду основные–кислые вулканиты приобретает явно выраженную известково-щелочную тенденцию. Вулканические породы верхов разреза ассоциации по содержанию и соотношениям малых элементов приближаются к значениям, характерным для современных вулканитов известково-щелочных серий островодужных обстановок.

Верхнеанабарская серия по примерно равному развитию в вулканическом разрезе базальтов, андезитов, дацитов и риолитов отнесена нами к дифференцированной ассоциации. В ней соотношение основных типов пород: ультраосновные–основные–средние–кислые (андезиты, дациты, риолиты) вулканиты – осадочные образования совершенно иное – 0.5:4:4:1.5. Характерной чертой ассоциации является примерно равное количество в разрезе основных, средних и кислых вулканитов, что находит отражение в их монотонном чередовании. На этом фоне уменьшается количество прослоев коматиитовых базальтов (редки, встречаются лишь в низах разреза) и возрастает роль метаосадочных пород (до 15–20%), среди которых типичны кварциты, кальцифиры, высокоглиноземистые гнейсы, гнейсы с графитом и др.

В дифференцированной ассоциации, так же как и в контрастной, толеитовая тенденция взаимоотношений многих пар элементов сменяется вверх по разрезу известково-щелочной. Коматиитовые базальты, базальты, андезито-базальты нижней части разреза ассоциации относятся к толеитовой серии, а базальты, дациты и риолиты остальной части разреза – к известково-щелочной.

Таким образом, контрастную и дифференцированную ассоциации Анабарского массива по парагенезу вулканических пород и по петрохимическим признакам можно подразделить на две подассоциации-серии: контрастную – на коматиит (+коматиитовые базальты)-базальтовую подассоциацию толеитовой серии и базальт (±коматиитовые базальты)-дацитовую (или базальт-риолитовую) подассоциацию толеитовой серии переходного типа; дифференцированную – на базальтовую (±коматиитовые базальты) подассоциацию толеитовой серии и базальт-андезит-дацит-риолитовую подассоциацию известково-щелочной серии. Все выделенные ассоциации и подассоциации-серии в разрезах далдынской и верхнеанабарской серий залегают без видимого перерыва и постепенно переходят друг в друга.

Вулканиты толеитовых серий, судя по геохимическим характеристикам, формируются в геотектонических обстановках, сопоставимых с современными оке-

аническими; условия накопления вулканических комплексов известково-щелочных серий сопоставимы с современными островодужными обстановками. Но, понимая ограничения принципа актуализма, мы далеки от того, чтобы в каждой вулканической зоне раннего докембрия дважды реставрировать древние океаны, трансформирующиеся в островные дуги. В отношении вулканических комплексов раннего докембрия корректнее говорить о геодинамических режимах сжатия и расширения, периодически меняющихся во времени и пространстве. На примере Анабарского вулканического комплекса видно, что начальные режимы растяжения в каждой вулканической ассоциации сменялись условиями сжатия.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В Карело-Кольском регионе Балтийского щита (рис. 27) выделяется три стратиграфических уровня формирования железорудных толщ: нижнеархейский (оле-негорская толща), верхнеархейский (контокская и гимольская серии лопия, серия полмос-порос зоны Колмозеро-Воронья) и, условно, верхнеархейский–нижнепротерозойский (тундровая или аннамская серии). Не исключено, что железорудные толщи двух верхних стратиграфических уровней синхронны.

Возраст и стратиграфические разрезы железорудных комплексов

Со времен А.А. Полканова [90] кольская серия рассматривалась как древнейшее архейское ядро. Это положение в последнее время подвергается сомнению на том основании, что по метаморфическим породам возраст древнее 2900 млн лет пока не удалось получить. Между тем на гнейсах кольской серии лежат достоверно датированные верхнеархейские осадочно-вулканогенные толщи с возрастом 2.6–2.8 млрд лет [90]. Естественно полагать, что подстилающие их глубокометаморфизованные толщи скорее относятся к раннему архею (более 3.0 млрд лет). По минеральным фракциям пород Мончегорского плутона, прорывающего комплексы кольской серии, получена Rb–Sr изохрона 3340 млн лет [167]. Можно также отметить цифры 3150 ± 150 млн лет для гнейсов кольской серии – Pb–Pb изохрона по валовой пробе (77).

Фундаментом кольской серии с точки зрения одних исследователей является гранито-гнейсовый субстрат, так называемый комплекс серых гнейсов (габбро-плагиогранитная формация и синхронная ей вулканическая серия базальт-андезит-дацитового ряда) [4, 69, 125]. По мнению других исследователей, фундамент для кольской серии невозможно выделить [30, 31, 43, 64]. Мы же считаем, что кольскую серию, возможно, подстилают гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы гранулитового комплекса.

Многочисленные определения абсолютного возраста разными методами по гранулитам не давали цифры древнее 2.9 млрд лет, отмечая их омоложение на рубеже 1.7–1.8 млрд лет. Изотопные данные по U–Rb–Th методу позволяют предположить, что возраст исходных пород гранулитов может быть порядка 3.7 млрд лет или несколько древнее [50].

Можно составить такую идеализированную стратиграфическую схему (снизу вверх): нижнеархейские гнейсы кольской серии с гранулитовым комплексом (условно) в основании – комплексы зеленокаменных поясов верхнего архея с кислыми вулканитами в верхах разреза – нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи печенгского типа.

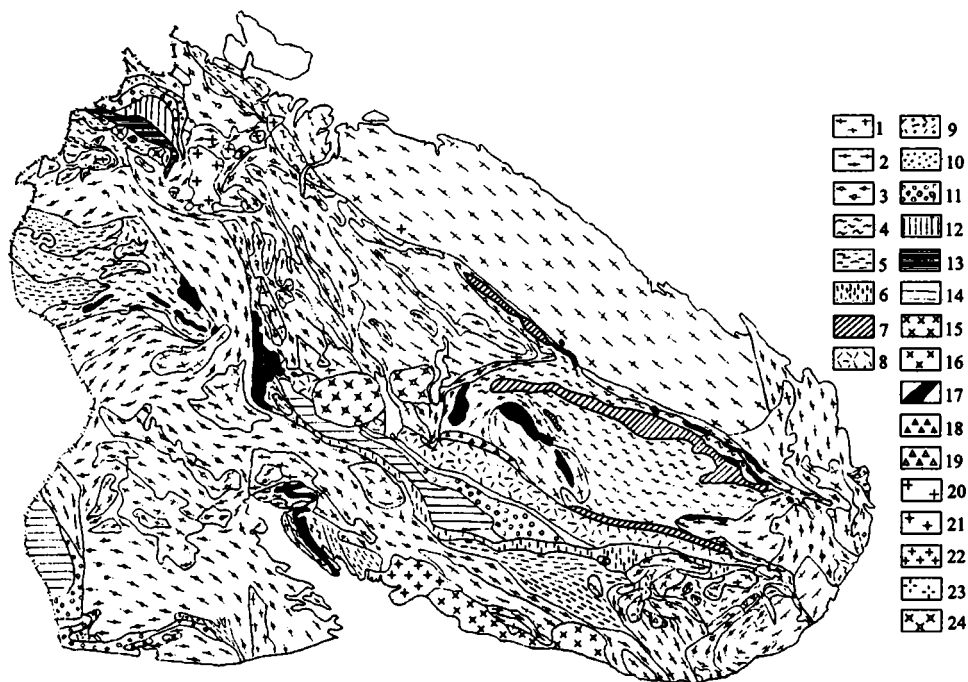


Рис. 27. Схема распространения метаморфических и некоторых интрузивных магматических комплексов Кольского полуострова [90]

1 – плагиогнейсо-граниты, гнейсы древнейшего сиалического фундамента и нерасчлененные образования древнейшего фундамента и нижнего отдела нижнеархейского кольско-беломорского комплекса; 2 – существенно гнейсо-амфиболитовый нижний отдел нижнеархейского кольско-беломорского комплекса; 3 – существенно гнейсовый верхний отдел нижнеархейского кольско-беломорского комплекса; 4 – гнейсо-амфиболитовый и гранулит-кристаллосланцевый нижний отдел верхнеархейского тундрового комплекса; 5 – амфиболит-гнейсовый и гранулит-кристаллосланцевый верхний отдел тундрового комплекса; 6 – нерасчлененные образования верхнеархейского тундрового и нижнепротерозойского кейвско-сумийского комплекса; 7 – сланцевые толщи (кейвская часть) нижнепротерозойского комплекса; 8 – супракраустальные толщи верхней части (стрельнинская) нижнепротерозойского комплекса; 9 – нерасчлененные первично вулканогенно-осадочные образования сумия и сариолия в Панаярвинской подзоне; 10 – первично осадочно-вулканогенные образования первого, сариолийского, надгоризонта (серии) нижнего отдела карелия; 11 – первично осадочно-вулканогенные образования второго, ятулийского, надгоризонта (серии) нижнего отдела карелия; 12 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные толщи первого, заонежско-суйсарского (людовиковийского), надгоризонта среднего, калевийского, отдела карелия; 13 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные толщи второго, ладожского (ливийского), надгоризонта среднего отдела карелия; 14 – нерасчлененные толщи людовиковийского и ливийского, надгоризонтов; 15 – слабометаморфизованные осадочные толщи верхнепротерозойского рифейско-вендского комплекса; 16 – эндербиты, диориты, гранодиориты и плагиограниты позднего архея; 17 – комплексы габбро-лабрадоритового состава с подчиненными гипербазитами (поздний архей); 18 и 19 – габбро-норитовые (18) и перидотит-пироксенит-габбро-норитовые (19) расслоенные интрузивные комплексы (ранний протерозой); 20 – эндербиты, чарнокиты, порфиroidные граниты нижнего протерозоя – раннего карелия; 21 – районы распространения щелочных гранитов (поздний архей – ранний карелия); 22 – порфиroidные граниты позднего карелия; 23 – лейкократовые граниты и аляскиты позднего карелия; 24 – крупнейшие палеозойские щелочные массивы центрального типа

Железистые породы формировались на выделенных трех уровнях, но практическое значение они имеют на двух нижних уровнях: Оленегорская группа месторождений в нижнем архее и Костомукшское месторождение – в верхнем архее. Оценить роль вулканизма можно лишь восстановив разрез и реставрировав первичную природу слагающих его метаморфических пород.

Разрез Умбинско-Колвицкого гранулитогнейсового комплекса мы изучали в районе пос. Колвицы, он в принципе аналогичен разрезу гранулитов Сальных тундр (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пачка гранатовых амфиболитов, которую многие исследователи предпочитают отделять от гранулитового комплекса, она вмещает эпизодические линзы ультрабазитов (коматииты ?)..... 600
2. Существенно плагиоклазовые породы (плагиоклазиты–анортозиты) 500
3. Пачка двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых, нередко с гранатом, плагиогнейсов мощностью порядка 400
4. Пачка гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов, в верхах которой отмечены мелкие линзы эклогитоподобных пород амфибол-гранат-двупироксенового состава 500–700

Общая мощность разреза гранулитового комплекса превышает 2000 м. В целом это стратифицированная полосчатая толща, полого, затем все круче падающая на северо-восток, структурно под гнейсы кольской серии.

Структурно, а вероятнее всего и стратиграфически выше гранулитового комплекса залегает оленегорская толща (серия), которую многие исследователи считают низами кольской серии [14]. П.М. Горяинов [39] выделяет в ее составе следующие пачки: 1) амфиболиты, железистые кварциты, амфиболовые плагиогнейсы (400–600 м); 2) биотитовые плагиогнейсы и лептиты (500–800 м); 3) слюдистые высокоглиноземистые гнейсы (400–600 м).

П.М. Горяинов [39] приводит разрезы рудовмещающей части оленегорской толщи (серии) по скважинам Оленегорской ГРП (снизу вверх):

Мощность, м

Скв. 104, профиль 33

1. Амфибол-гематит-магнетитовый кварцит 136.5
2. Амфибол-биотитовый мелкозернистый гнейс с маломощными прослоями сланцев (до 20 см). В верхней части толщи прослой гнейсов с очковой текстурой (до 2.9 м) 22.6

Скв. 111, профиль 56

1. Амфибол-магнетит-гематитовый кварцит 16.7
2. Пегматит с ксенолитами железистых кварцитов и сланцев 55.3
3. Амфибол-гематит-магнетитовый кварцит с маломощными прослойками биотит-амфиболовых и хлорит-биотитовых сланцев с жилами пегматита 38.7
4. Амфиболит, близ контакта рассланцованный. В центральной части пласта амфиболит приобретает мелкозернистую структуру, свойственную базальту 5.6
5. Амфибол-гематит-магнетитовый кварцит с маломощными (до 2–2.5 м) жилами пегматитов 18.5
6. Розовый пегматит с ксенолитами железистых кварцитов (до 0.7–0.8 м) 12.4

7. Амфибол-гематит-магнетитовый кварцит. Близ контакта с подстилающими амфиболитами залегает жила пегматита мощностью около 2.5 м	59.9
8. Амфиболит полевошпатовый сланцеватый	0.4
9. Массивный амфиболовый гнейс	4.3
10. Переслаивание амфиболитов и амфиболовых гнейсов	34.7
11. Биотит-амфиболовый очковый гнейс (порфиرويد) с овальными (до 1–2 см) порфиробластами плагиоклаза и тонкой вкрапленностью сульфидов. Порфиroidы связаны постепенными переходами с вышележащими и подстилающими породами	4.8
12. Амфибол-гематит-магнетитовый кварцит, переход к нижележащему слою постепенный	10.4
13. Биотитовый, амфибол-биотитовый и двуслюдяной гнейс с очковой текстурой (порфиرويد ?)	1.8
14. Переслаивание биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов с маломощными прослоями железистых кварцитов	14.6
15. Амфиболит полевошпатовый, сланцеватый	16.1

В подстилающих амфиболитах отмечаются прослои, обогащенные вкрапленным магнетитом. Содержание валового железа в них достигает 25%. Наряду с магнетитом, образованным при замещении пироксена роговой обманкой, в них отмечаются идиоморфной формы зерна магнетита, выполняющие межзерновое пространство, а также в виде включений в роговой обманке и плагиоклазе.

Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайский (14) выделяют в составе кольской серии три свиты. В низах разреза развиты биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты с линзами магнетитовых кристаллических сланцев. Эта часть разреза отнесена к пинкельярвской свите. Залегаящая выше чудзьяврская свита сложена основными кристаллическими сланцами, амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами, включающими прослои пироксен-амфибол-магнетитовых, гранат-амфибол-магнетитовых и магнетитовых кварцитов. Завершает разрез метаморфического комплекса кольской серии высокоглиноземистая волшпахская свита, представленная силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и кордиеритсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами.

Стратиграфически выше гнейсов кольской серии лежит толща зеленокаменно-го верхнеархейского пояса Колмозеро–Воронья, сложенная образованиями серии полмос-порос. В ее основании выделяется лявозерская свита биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с линзами амфиболитов. Выше залегают: толща плагиоамфиболитов с прослоями железистых кварцитов и карбонатных пород полмостундровской свиты; биотит-амфиболовые плагиогнейсы, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и кварциты вороньетундровской свиты; высокоглиноземистые гнейсы и кварциты червуртской свиты [6, 7, 20, 38, 78].

В.А. Токарев [115] и Л.Л. Гарифуллин [26] намечают следующую последовательность напластования пород в зоне Колмозеро–Воронья (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальные конгломераты, лежащие на размытой поверхности олигоклазовых гранитов. В составе конгломератов различаются обломки олигоклазовых гранитов, кварц, аплитовые и микроклиновые граниты	3–15
2. Гранат-биотитовые гнейсы с линзами ставролит-гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов, конгломератов и амфиболитов	270–280

3. Полосчатые полевошпатовые амфиболиты с линзами магнетитовых кварцитов.....	350–400
4. Сланцеватые амфиболиты с линзами кварцевых порфиров (порфирииды ?)	500–645
5. Биотит-амфиболовые плагиогнейсы.....	160
6. Сланцеватые амфиболиты	120–170
7. Пятнистые (порфиробластовые) биотит-амфиболовые плагиогнейсы.....	160
8. Двуслюдяные сланцы с мелкими линзами конгломератов и амфиболитов	185
9. Кварц-серицитовые сланцы.....	250
10. Кварц-биотитовые сланцы с порфиробластами биотита и кианита.....	170–200
11. Силлиманитсодержащие сланцы с гранатом и кордиеритом	250–300
12. Комплекс узловатых кордиерит-ставролит-кианитовых сланцев с гранатом и шпинелью, сопоставляемый с флишовой толщей кварцитов и сланцев	350–400
13. Полимиктовые конгломераты с обломками всех пород зоны Колмозеро–Воронья.....	10–11

В этой стратиграфической схеме пачки 1–2 объединены в лязозерскую, 3–4 – в полмостундровскую, 5–7 – в вороньетундровскую, 8–13 – в червуртскую свиты.

Л.Л. Гарифуллин и [26] А.А. Предовский [90] в северо-западной части зоны Колмозеро–Воронья (район горы Чокквара) описывают разрез отложений серии полмос-порос, выделяя в нем следующие пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, полосами обогащенные гранатом (1–6 см)	100–150
2. Полосчатые полевошпатовые амфиболиты с характерной малой вкрапленностью пирита. Эпизодически меланократовые прослои обогащены вкрапленным магнетитом.....	200–300
3. Хлорит-актинолитовые зеленые сланцы, мелко- и среднезернистые	2–5
4. Тонко- и грубополосчатые (ширина слоев 10–15 см) малорудные железистые кварциты (амфибол-кварцевые, с магнетитом), переслаивающиеся с плагиоклаз-кварцевыми кварцито-сланцами. Количество магнетита в роговообманковых прослоях до 14%, в плагиоклаз-кварцевых до 1%.....	50
5. Хлорит-актинолитовые зеленые сланцы.....	10–15
6. Полосчатые амфиболиты с чередованием полос хлорит-биотит-амфиболового (эпизодически они обогащены магнетитом) и эпидот-кварц-полевошпатового составов. Полосчатость параллельно-горизонтальная, линзовидно-прерывистая, фрагментами косонаправленная	20–25
7. Тонко- и грубополосчатые железистые кварциты с чередованием кварц-амфиболовых, магнетитовых и кварц-магнетитовых слоев мощностью от нескольких миллиметров до 5 см.....	5–6
8. Полосчатые амфиболиты с линзами и прослоями эпидот-роговообманковых сланцев с вкрапленным магнетитом, биотитсодержащих сланцеватых и актинолит-эпидот-гранатовых амфиболитов, кварц-слюдистых сланцев, линзами оvoidных амфиболитов	300
9. Полосчатые и сланцеватые амфиболиты с линзами мономинеральных амфиболитов, прослоями биотит-амфиболовых плагиогнейсов, двуслюдяных сланцев и кварцито-сланцев	100–120

Нижняя пачка толщи коррелируется с лязозерской, а пачки 2–9 – с полмостундровской свитами. С нашей точки зрения пачки 8–9 могут сопоставляться с вороньетундровской свитой. Отложения червуртской свиты, видимо, на северо-западном фланге зоны Колмозеро–Воронья отсутствуют.

В Северо-Западной Карелии возможным стратиграфическим аналогом серии полмос-порос является гимольская серия лопия (верхний архей), включающая железистые кварциты Костамукшского и ряда других месторождений. Существует точка зрения об одновозрастности рудовмещающих толщ Костамукшского и Оленегорского месторождений. Эта точка зрения не подтверждается ни изотопно-геохронологическими данными, ни формационными построениями. Магнетитовые кварциты Оленегорского месторождения залегают в вулканической толще, на Костамукшском – в осадочной и подстилаются вулканической частью разреза (контоккская серия) единого комплекса.

Контоккская серия в районе Костамукшского месторождения расчленяется на три свиты (снизу вверх): ниemiaрвинскую, шурловаарскую и руvинваарскую. Характерно, что вулканический комплекс контоккской серии подстилается существенно осадочной толщей нюокзерской серии, достигающей мощности 900–1400 м [110].

В.М. Чернов и др. [133] приводят следующий разрез ниemiaрвинской свиты (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Эпидот-амфиболовые сланцы с шаровой текстурой, размеры шаров до 15–20 см в диаметре	18.0–20.0
2. Слоистые амфиболовые сланцы.....	1.0
3. Эпидот-амфиболовые сланцы с миндалекаменной текстурой. Эллипсоидальные выделения эпидота имеют размеры 0.5×3.0 см.....	1.5
4. Эпидотизированные мелкозернистые амфиболовые сланцы	4.0
5. Мелко- и среднезернистые эпидот-амфиболовые сланцы с многочисленными округлыми и эллипсоидальными обособлениями эпидотового и кварц-эпидотового состава	2.5
6. Чередование полосчатых амфиболовых сланцев с эпидотовыми разностями амфиболовых сланцев	28.0
7. Эпидот-амфиболовые сланцы с пятнистой текстурой, обусловленной многочисленными округлыми и линзовидными обособлениями эпидотового, кварц-эпидотового и эпидот-полевошпатово-амфиболового состава, размером от 3×1 до 50×8 см.....	25.0
8. Темно-серые, средние- и до крупнозернистых сланцы полевошпат-амфиболового состава.....	3.5
9. Тонкослоистые мелко- и среднезернистые амфиболовые сланцы. Слоистость обусловлена чередованием амфиболовых и существенно полевошпатовых прослоев мощностью 0.5–5.0 см	43.0
10. Пластовое тело интрузивных крупнозернистых полевошпатовых амфиболитов. В краевых частях тела зернистость резко уменьшается	20.0–25.0
11. Мелкозернистая гнейсовидная биотит-полевошпатовая порода серого цвета. Отмечается концентрация биотита в тонких нитевидных полосах (лептитовые гнейсы).....	3.0
12. Чередование мелко- и среднезернистых амфиболовых и полевошпат-амфиболовых сланцев	10.0
13. Мусковит-биотитовые тонкоплосчатые лептитовые гнейсы, содержащие редкие ксенолиты мелкозернистых амфиболовых сланцев размером до 25 см в диаметре.....	2.5
14. Тонкозернистые, тонкосланцеватые хлорит-амфиболовые сланцы темного серо-зеленого цвета	1.4
15. Серые тонкозернистые и тонкослоистые лептитовые гнейсы	0.9

16. Чередование прослоев светло-серых мусковит-кварцевых сланцев, прослоями обогащенных графитом и вкрапленностью сульфидов, с прослоями хлорит-амфиболовых сланцев и магнетитовых кварцитов	6.0
17. Эпидот-амфиболовые, амфиболовые и полевошпат-амфиболовые сланцы с шаровой отдельностью. Шары размером 5–25 см в диаметре сложены породою кварц-эпидотового и эпидотового состава. В цементирующей их массе отмечаются реликты офитовой текстуры.....	20.0–40.0
18. Мелко- и среднезернистые амфиболовые сланцы с реликтами диабазовой и офитовой структур.....	50.0–120.0
19. Кварц-биотитовые сланцы, графитистые, сульфидсодержащие, с прослоями амфиболовых, хлорит-амфиболовых сланцев и магнетитовых кварцитов.....	5.0–10.0
20. Эпидот-амфиболовые сланцы с шаровой отдельностью.....	10.0–12.0
21. Эпидот-амфиболовые, амфиболовые и полевошпат-амфиболовые сланцы	10.0–25.0
22. Кварц-биотитовые светло-серые сланцы, графитоносные, с вкрапленностью сульфидов и прослоями магнетитовых кварцитов.....	5.0–10.0
23. Эпидот-амфиболовые сланцы с шаровой отдельностью.....	6.0
24. Тонкослоистые амфиболовые сланцы с чередованием полос существенно амфиболового состава, иногда с хлоритом и прослоями, обогащенными плагиоклазом. Мощность полос 0.5–5 см	7.0
25. Амфиболовые сланцы с плагиоклазом и маломощными прослоями существенно амфиболового состава.....	25.0
26. Биотит-хлоритовые сланцы с эпидотом, содержащие прослои биотит-гранатового состава	5.0
27. Биотит-хлоритовые сланцы с эпидотом, с многочисленными маломощными (0.5–5 см) прослоями магнетитовых кварцитов	11.0
28. Тонкослоистые биотит-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями биотит-серицитовых и графитистых хлорит-биотитовых сланцев	51.0
29. Метагаббро-диабазы.....	3.0

Общая мощность осадочно-вулканогенного разреза, разбивающегося на четыре однотипно построенных пачки, составляет 600–700 м.

Стратиграфически выше выделяется пачка кислых эффузивов (шурловаарская свита), ассоциирующих в разрезе с кварц-биотитовыми сланцами и магнетитовыми кварцитами. Для этой парагенетической ассоциации характерно ритмичное строение. Строение каждого ритма довольно однотипно (снизу вверх): плагиопорфир или геллефлинта – вулканическая брекчия – кварц-биотитовые туфосланцы – филлитовидные кварц-биотитовые сланцы – магнетитовые кварциты.

Приведем разрез этой части вулканического комплекса:

Мощность, м

Скв. 40, профиль 133

1. Тонкозернистые кварцитовидные плагиопорфиры с редкими порфировыми вкрапленниками плагиоклаза	37.50
2. Темно-серые сланцы кварц-биотитового состава	0.40
3. Магнетит-биотитовые кварциты.....	0.40
4. Кварцитовидные плагиопорфиры	1.75
5. Брекчиевидная порода, состоящая из обломков плагиопорфиров (1–5 см), сцементированных кварц-биотитовым цементом (вулканическая брекчия)	0.50
6. Филлитовидные кварц-биотитовые сланцы с многочисленными тонкими (0.2–0.5 см) прослойками кварца	0.80

7. Магнетитовые кварциты, с постепенным увеличением содержания магнетита от подошвы пласта к кровле.....	12.00
8. Розовато-серая тонкозернистая геллефлинта	3.50
9. Средне- и мелкозернистые кварц-биотитовые сланцы.....	0.60
10. Биотит-магнетитовые кварциты.....	0.75
11. Кварцитовидный плагиопорфир	0.30
12. Мелко- и крупнообломочная вулканическая брекчия, сложенная обломками плагиопорфиров с кварц-биотитовым цементом	1.50
13. Магнетитовые кварциты.....	0.15
14. Кварцитовидные плагиопорфиры, в средней части пласта содержащие многочисленные обломки того же состава (агломератовая лава).....	1.25
15. Кварц-биотитовые сланцы.....	1.50
16. Магнетитовые кварциты.....	0.50
17. Кварцитовидные плагиопорфиры.....	0.40
18. Вулканическая брекчия с обломками плагиопорфиров (2–8 см), сцементированных кварц-биотитовым цементом	1.30
19. Кварц-биотитовые сланцы.....	1.00
20. Биотит-магнетитовые кварциты.....	0.20

Общая мощность этой части разреза достигает 65–90 м, выклиниваясь к флангам Костамукшского месторождения.

Стратиграфически выше залегает толща основных эффузивов (рувинваарская свита), завершающая разрез вулканогенной толщи контоккской серии. Для этой толщи характерно чередование в разрезе амфиболитов с признаками шаровой и подушечной отдельности и без нее, амфибол-плагиоклазовых сланцев и силлов метадиабазов. Толща включает редкие линзы магнетит-амфиболовых сланцев и карбонат-тремолит-серпентиновых сланцев, часто брекчированных. Общая мощность толщи достигает 1150 м. Разрез ее в районе Костамукшского месторождения представляется в следующем виде:

Мощность, м

1. Плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-эпидот-амфиболовые средне- и мелкозернистые сланцы.....	20
2. Плагиоклаз-амфиболовые, кварц-эпидот-амфиболовые тонкозернистые сланцы с реликтами шаровой отдельности.....	20
3. Тонко- и мелкозернистый метадиабаз с реликтами офитовой и диабазовой структур	110
4. Темно-зеленый метадиабаз рассланцованный.....	200
5. Магнетит-амфиболовый сланец с послойной вкрапленностью граната.....	10
6. Межпластовая интрузия метагаббро-амфиболита среднезернистого	30
7. Метагипербазит рассланцованный, превращенный в тальк-тремолит-серпентиновый сланец	230
8. Грубополосчатый сланец плагиоклаз-амфиболового состава. Полосчатость обусловлена концентрацией в более темных полосах амфибола, иногда с хлоритом	110
9. Сланцы плагиоклаз-амфиболового и плагиоклаз-эпидот-амфиболового состава с реликтами шаровой отдельности.....	20
10. Метадиабаз тонкозернистый	20
11. Плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы с реликтами шаровой отдельности	15
12. Метадиабаз мелкозернистый.....	15
13. Плагиоклаз-амфиболовые мелкозернистые сланцы с шаровой отдельностью.....	70

14. Мелкозернистые сланцы плагиоклаз-амфиболового состава с реликтами офитовой структуры.....	15
15. Метадиабаз мелкозернистый.....	10
16. Тонкополосчатые сланцы плагиоклаз-амфиболового состава.....	50
17. Метадиабаз мелкозернистый с реликтами диабазовой структуры.....	10
18. Чередование сланцев плагиоклаз-амфиболового и кварц-плагиоклаз-амфиболо- вого состава.....	25
19. Метагипербазит, превращенный в карбонат-тремолит-серпентинитовый сланец.....	40
20. Плагиоклаз-амфиболовые и плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы с релик- тами офитовой структуры.....	70
21. Метадиабаз мелкозернистый.....	15
22. Плагиоклаз-амфиболовые сланцы.....	40
23. Плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы с релик- тами шаровой отдельности.....	15
24. Грубополосчатые плагиоклаз-амфиболовые сланцы с реликтами офитовой и диабазовой структур.....	35
25. Межпластовое тело метагаббро-амфиболита.....	25
26. Полосчатые сланцы плагиоклаз-амфиболового и плагиоклаз-эпидот-амфиболо- вого состава.....	30
27. Плагиоклаз-эпидот-амфиболовые и кварц-плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы с шаровой отдельностью.....	110
28. Грубополосчатые сланцы плагиоклаз-амфиболового и эпидот-плагиоклаз- амфиболового состава с реликтами офитовой структуры.....	125
29. Плагиоклаз-амфиболовые и кварц-эпидот-амфиболовые сланцы с реликтами шаровой отдельности.....	20
30. Плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы с реликтами офитовой и диабазовой структур.....	10

Стратиграфически выше залегает рудная толща Костамукшского месторождения, представленная разнообразными сланцами, магнетитовыми кварцитами, включающими эпизодические силы гипербазитов и тела кислых вулканических пород.

Разрез рудоносной толщи месторождения на северном участке по нашим данным и материалам геологов Костамукшской ГРП представляется в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

1. Кварц-биотитовые сланцы с порфиробластами роговой обманки и редкими маломощными прослойками биотит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов.....	5.5
2. Тонкополосчатые биотит-магнетитовые кварциты, иногда с включениями роговой обманки, с тонкими (5 см) прослойками кварц-биотитовых сланцев.....	15.0
3. Ритмичнослоистые кварц-биотитовые сланцы, в почве и кровле обогащенные гранатом, с прослоями кварц-амфибол-гранатовых сланцев и биотит-магнетитовых тонкополосчатых кварцитов, иногда с примесью роговой обманки и граната.....	13.0
4. Тальк-хлоритовые сланцы, обогащенные в кровле биотитом (метагипербазит).....	2.5
5. Тонкое переслаивание биотит-магнетитовых, амфибол-биотит-магнетитовых кварцитов с кварц-биотитовыми и карбонатно-биотитовыми сланцами, обогащение карбонатом отмечается в кровле пласта.....	9.5
6. Чередование прослоев кварц-биотитовых, биотит-кварцевых и биотит-амфиболовых сланцев, с редкими прослоями амфибол-биотитовых магнетитовых кварцитов в средней части пачки.....	50.0

7. Биотит-магнетитовые грубополосчатые кварциты, в почве слоя с включениями амфибола, с прослоем безрудных биотитовых кварцитов в кровле пласта	8.4
8. Кварц-биотитовые сланцы с порфиробластами ставролита в верхней части пласта	7.0
9. Кварц-биотитовые сланцы с прослоями гранат-биотитовых сланцев и амфибол-магнетитовых кварцитов	6.3
10. Полосчатые биотит-магнетитовые и биотит-амфибол-магнетитовые кварциты	7.5
11. Переслаивание кварц-биотитовых, биотит-кварцевых, гранат-биотитовых сланцев, включающих редкие порфиробласты ставролита. Отмечаются редкие маломощные прослои гранат-амфиболовых и амфибол-биотитовых безрудных кварцитов, содержащих редкие тонкие слои, обогащенные магнетитом	20.0
12. Тальк-хлоритовые сланцы (метагипербазиты)	6.3
13. Биотитсодержащие безрудные кварциты	0.5
14. Тонкополосчатые биотит-магнетитовые кварциты, в почве и кровле обогащенные роговой обманкой	4.4
15. Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы с порфиробластами ставролита, с прослоями, обогащенными гранатом. Отмечено два тонких (0.2–0.4 м) прослоя амфибол-биотит-магнетитовых кварцитов	15.5
16. Тонкополосчатые грюнерит-магнетитовые кварциты	5.8
17. Кварцитовидные биотит-кварцевые сланцы с прослоями кварц-биотитовых сланцев с порфиробластами ставролита	5.5
18. Тонкое переслаивание кварц-биотитовых и биотит-кварцевых сланцев с амфибол-гранатовыми безрудными кварцитами. Отмечаются элементы ритмичности в строении пачки в почве слоя	16.7
19. Переслаивание (0.5–1.0 м) биотит-магнетитовых, биотит-грюнерит-магнетитовых кварцитов с безрудными биотит-грюнеритовыми и гранат-биотитовыми кварцитами	11.4
20. Грубополосчатые грюнерит-биотитовые кварциты, полосами обогащенные гранатом и роговой обманкой, реже с вкрапленностью магнетита	11.7
21. Кварц-биотитовые сланцы с графитом, с тонкими прослойками кварц-серицитовых сланцев	7.0
22. Полосчатые биотит-грюнерит-магнетитовые кварциты	5.0
23. Кварц-биотитовые сланцы с графитом и вкрапленностью сульфидов железа	6.0
24. Тальк-хлоритовые сланцы с порфиробластами амфибола и биотита (метагипербазит)	1.5
25. Неяснополосчатые кварц-биотитовые сланцы, с гранатом в кровле пласта	4.0
26. Светло-серые, плотные, слабо огнейсованные, участками рассланцованные порфиroidы	83.0
27. Биотит-магнетитовые, амфибол-биотит-магнетитовые кварциты, полосчатые, включающие прослои (0.4 м) порфиroidов	4.0
28. Светло-серые полосчатые кварцитовидные порфиroidы	12.0
29. Магнетит-грюнеритовые полосчатые кварциты с редкими прослойками безрудных амфибол-биотитовых кварцитов. Контакт их с порфиroidами резкий, ровный	2.0
30. Кварц-биотитовые сланцы с тонкими прослойками кварц-серицитовых сланцев с графитом	2.0
31. Кварц-биотит-графит-магнетитовые сланцы	1.0
32. Тальк-хлоритовые сланцы (метагипербазит)	8.0
33. Переслаивание кварц-биотит-графитовых сланцев и грюнерит-биотитовых безрудных кварцитов	5.0

Мощность рудоносной толщи составляет 350–400 м, мощность контоксской и гимольской серий, вмещающих залежи железистых кварцитов Костамукшского месторождения, можно оценить в 2100–2700 м.

Типы метаморфических пород

Типы пород гранулит-гнейсового комплекса, судя по приведенным ранее разрезам, аналогичны выделенным на Анабарском щите. Это – амфиболиты, гранатовые амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы, гиперстен-биотитовые, биотитовые и высокоглиноземистые плагиогнейсы и гнейсы.

Амфиболиты имеют массивную, полосчатую, линзовидно-полосчатую текстуру и гранобластовую, порфиробластовую структуру. В них полосами отмечается чередование амфиболитов с порфиробластами граната и без него и амфиболитов с реликтами клинопироксена. Породы мелко-, средне- и крупнозернистые, их минеральный состав представлен сочетанием буро-зеленой и темно-зеленой роговых обманок (20–77%), плагиоклаза (5–40%), салита (0–20%), граната (0–25%) и кварца (0–10%), а также акцессорными минералами – апатитом, рутилом, ильменитом, магнетитом и сфеном. Плагиоклаз по основности соответствует основному андезину (№№ 35–40). В.П. Андреев [2] отмечает смену вверх по разрезу пачки разновидностей амфиболитов с темно-зеленой роговой обманкой на буро-зеленую, а также признаки диафтореза в виде замещения реликтов салита роговой обманкой с выделением избыточного кремнезема в виде кварца.

Двупироксеновые плагиогнейсы имеют массивную и сланцеватую текстуру, гранобластовую и гетеробластовую структуру. Породы в основном среднезернистые, минеральный состав представлен салитом, гиперстеном, роговой обманкой, биотитом, плагиоклазом и кварцем. Количество этих минералов варьирует в широких пределах, позволяя выделить мелано-, мезо- и лейкократовые разновидности двупироксеновых плагиогнейсов: салит – 8–40%, гиперстен – 5–20%, плагиоклаз (основной андезин) 4–70%, гранат – 0–35%, кварц – 5–20%. Среди акцессорных минералов выделены ильменит, магнетит, апатит и рутил.

Гиперстеновые плагиогнейсы представляют собой серые, иногда темно-серые породы с гнейсовой текстурой и гранобластовой структурой. Состоят они из плагиоклаза (андезин – № 40–45), гиперстена и кварца. Второстепенные минералы – роговая обманка, биотит, салит, акцессорные – апатит, магнетит. Преобладающий размер зерен 0.3–0.4 мм.

Характерным минералом для амфиболитов и пироксеновых плагиогнейсов является магнетит. Содержание его в меланократовых породах достигает 10–15%. Он постоянно присутствует в виде ксеноморфных к главным минералам зерен и в виде сыпи по трещинам спайности в пироксенах. Устанавливается две генерации магнетита – сингенетичный – в виде идиоморфных включений в плагиоклазе и, реже, кварце – и гистерогенный, сформированный при собирательной перекристаллизации мелкой магнетитовой сыпи, образованной при замещении фемических минералов.

Многие авторы отмечают визуальное и петрографическое сходство гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гранулитов верхов разреза комплекса с гнейсами кольской серии [2, 31, 93]. Для кислых гранулитов гранулит-гнейсового комплекса характерен парагенез кварц–биотит–гранат–микроклин–кордиерит–силлиманит. Все разновидности пород переслаиваются друг с другом и нередко включают маломощные линзы кварцитов. Акцессорные минералы – рутил, циркон, монацит, иногда сфен. Широко развиты вторичные минералы – зеленый биотит, мусковит, реже – хлорит, по кордиериту нередко образуется фибролит. Кислые гранулиты являются мелко- и среднезернистыми породами

с порфировластовой структурой. Порфировласты чаще представлены гранатом, реже – кварцем, микроклином и плагиоклазом. Текстура пород гнейсовая в сочетании с линзовидно-полосчатой, обусловлена чередованием полос, различающихся по содержанию кварца, полевых шпатов, граната, биотита, роговой обманки, пироксена, кордиерита и силлиманита.

В верхах разреза гранулит-гнейсового комплекса встречаются мелкие линзы (5×200 м) эклогитоподобных пород состава амфибол–гранат–пироксен. По химизму они соответствуют ультрамафитам. Среди пироксенов преобладает моноклинный, соответствующий по параметрам решетки и химизму диопсиду. В меньшей мере развит ромбический пироксен, относящийся к промежуточному члену ряда энстатит–гиперстен. Количество рудного минерала (магнетит) достигает 3–5%. По пироксенам развивается вторичная буро-зеленая роговая обманка.

Ниже приводится описание основных породообразующих минералов гранулит-гнейсового комплекса [2, 36, 93].

Плагиоклаз. Его содержат практически все разновидности пород комплекса. В основной ткани пород размер зерен плагиоклаза составляет 0.2–0.5 мм, достигая 2–4 мм в порфировластах. Форма зерен неправильная, иногда изометричная. Плагиоклаз имеет широкие колебания состава: в кварц-полевошпатовых гранулитах и высокоглиноземистых гнейсах установлен олигоклаз–андезин №№ 27–46, в биотит-гиперстеновых плагиогнейсах – андезин №№ 40–53, в амфиболитах и пироксеновых амфиболитах – андезин-лабрадор-битовнит №№ 45–60 до № 78.

Калиевый полевой шпат. Отмечается лишь в составе гранулитов среднего и кислого состава – биотит-роговообманковых гнейсах, кварц-полевошпатовых гранулитах и высокоглиноземистых гнейсах. По степени упорядоченности решетки он отвечает ортоклаз-микроклину. В основной ткани пород ортоклаз-микроклин развит в виде зерен размером 0.2–1.0 мм, в порфировластах достигает 5–10 мм.

Гранат. В породах гранулит-гнейсового комплекса гранат распространен очень широко. Наибольшее его количество отмечается в гранатовых амфиболитах, кварц-полевошпатовых гранулитах и высокоглиноземистых гнейсах, где его содержание достигает 10–30%. Часто гранат образует порфировласты размером от 2–3 мм, до 2–3 см. В порфировластах граната включены многочисленные пойкилобластовые зерна кварца, циркона, силлиманита, рутила. Часто у гранатов наблюдается неправильная форма зерен. Минерал обладает красным цветом, показатели преломления лежат в интервале 1.767–1.778. По химизму гранат отвечает пиропу–альмандину с небольшой примесьюgrossularового компонента.

Ромбический пироксен. Главным породообразующим минералом в двупироксеновых и биотит-гиперстеновых плагиогнейсах является ромбический пироксен. В других породах он присутствует очень редко и в крайне малом количестве. Форма зерен гиперстена обычно неправильная, редко встречаются кристаллы, имеющие хорошо выраженные грани призмы, размер зерен 0.1–1.0 мм. Цвет минерала зеленовато-бурый, плеохроизм от зеленого по Ng до розового по Nr. Железистость гиперстена колеблется в широких пределах от 20 до 54 мол.% и прямо зависит от общей железистости содержащей его породы. По параметрам кристаллической решетки, оптическим константам и химизму ромбический пироксен относится к промежуточному члену ряда энстатит–гиперстен.

Моноклинный пироксен. В пироксеновых амфиболитах и двупироксеновых плагиогнейсах постоянно встречается моноклинный пироксен. Оптические константы и химизм показывают принадлежность его к салиту – промежуточному члену ряда диопсид–геденбергит. Зерна салита обычно мельче зерен гиперстена,

размеры их оцениваются в 0.05–0.2 мм и равномерно распределяются в основной массе породы. Минерал имеет зеленый цвет, практически не плеохроирует.

Биотит. Максимальное развитие биотит имеет в гранат-амфибол-биотитовых гнейсах и биотит-гиперстеновых плагиогнейсах, но в незначительных количествах встречается практически во всех породах гранулитогнейсового комплекса. Он распределен в породах неравномерно, заметно насыщая одни полосы и совсем отсутствуя в соседних. Выделяется две генерации биотита – красно-бурый первичный, находящийся в равновесии с другими минералами, и бурозеленый вторичный, развивающийся по темноцветным минералам.

Амфиболы. Амфиболы широко развиты среди главных породообразующих минералов в гранатowych амфиболитах и амфибол-двупироксеновых плагиогнейсах и как вторичные минералы в незначительных количествах среди метаморфических пород среднего состава. В двупироксеновых плагиогнейсах по оптическим константам и химическому составу определены гастингсит и бурозеленая роговая обманка, в амфиболитах и их гранатowych разновидностях – зеленая и бурозеленая роговые обманки.

Рудные минералы. Из рудных минералов практически во всех типах пород встречены магнетит и ильменит, слагающие как идиоморфные (магнетит), так и неправильной формы зерна и их скопления (магнетит, ильменит). Обращает на себя внимание обогащение вкрапленным магнетитом и, реже, ильменитом (до 15%) в меланократовых полосах двупироксеновых плагиогнейсов и в амфиболитах.

Средний химический состав основных типов пород Умбинско-Колвицкого гранулитогнейсового комплекса приведен в табл. 3.

Таблица 3. Средний химический состав основных типов метаморфических пород Умбинско-Колвицкого (Кандалакшского) гранулитогнейсового комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.95	50.42	48.97	57.73	46.35	43.54	68.30	68.12	66.48	59.65	44.90	75.54
TiO ₂	1.01	0.22	0.91	0.80	0.07	1.66	0.52	0.62	0.31	0.72	1.10	1.08
Al ₂ O ₃	15.47	26.12	14.14	14.72	14.10	12.51	14.20	16.95	16.43	23.82	27.02	8.46
Fe ₂ O ₃	3.73	1.89	3.68	5.08	8.79	4.92	1.96	0.24	0.14	1.00	0.58	1.65
FeO	9.11	2.45	9.46	6.12	6.95	11.38	4.28	5.14	5.47	8.60	13.98	9.55
MnO	0.19	0.05	0.19	0.10	0.17	0.25	0.11	0.06	0.06	0.07	0.22	0.05
MgO	7.14	2.49	8.19	3.90	33.76	12.54	1.41	7.35	8.83	3.26	7.55	1.68
CaO	9.98	12.12	11.48	6.01	1.75	11.01	3.24	0.10	He о.р.	0.66	1.94	0.90
Na ₂ O	2.35	3.26	2.10	4.16	0.13	1.35	3.75	0.23	0.22	1.58	0.68	0.70
K ₂ O	0.65	0.24	0.26	0.79	0.08	0.22	1.62	0.63	0.69	0.50	0.24	0.64
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.12	0.09	0.04	0.11	0.18	–	–	–	–	–
п.п.п.	0.80	0.17	–	–	–	–	–	0.63	0.89	–	1.55	–
Сумма	99.5	99.5	99.5	99.5	99.5	99.5	99.5	100.13	99.52	99.87	99.76	99.25
S _{вс}	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.12	0.1	–	–	–	–	–
Ba	120	140	120	350	40	70	670	780	750	–	–	–
Sr	125	400	200	210	40	120	260	210	220	–	–	–
Cr	200	40	190	60	1550	260	34	25	7	–	–	–
Co	72	20	57	20	150	85	22	5	7	–	–	–

Таблица 3. Окончание

Ni	230	90	80	30	2800	120	90	6	8	-	-	-
Zr	90	40	100	130	40	100	150	130	90	-	-	-
V	160	25	210	70	13	230	63	12	19	-	-	-
Ga	32	33	25	40	3	30	28	29	18	-	-	-
Sc	36	6	37	10	9	45	11	5	4	-	-	-

Примечание. 1 – гранатовый амфиболит; 2 – плагиоклазит; 3 – двупироксеновый плагиогнейс; 4 – биотит-гиперстеновый плагиогнейс; 5 – ультрабазит; 6 – амфибол-гранат-пироксеновая порода (эклогит?); 7 – гранат-амфибол-биотитовый плагиогнейс; 8, 9 – гранат-биотитовые гнейсы; 10–12 – высокоглиноземистые гнейсы (анализы 10–12 по Л.А. Прияткиной, Е.В. Шаркову [92]).

В залегающих структурно и, вероятно, стратиграфически выше гнейсах коль-ской серии (низы ее разреза – оленегорская толща) выделяются следующие типы метаморфических пород: амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, высокоглиноземистые гнейсы [14, 39].

Амфиболиты. В рудовмещающей толще Оленегорской группы месторождений широко развиты амфиболиты. Это массивные мелко- и среднезернистые породы, иногда с неясной полосчатостью и овоидными обособлениями. Состоят амфиболиты из роговой обманки, в отдельных слоях отмечаются реликты зерен моноклинного пироксена, а также плагиоклаза и кварца в количестве от единичных зерен до 5–10%. Роговая обманка количественно преобладает над плагиоклазом, ее содержание в породе достигает 60–65%. По оптическим константам ($N_p = 1.650\text{--}1.660$; $N_m = 1.665\text{--}1.670$; $N_g = 1.675\text{--}1.680$) она отвечает разностям с 30% Fe^+ , Mn и Ti. Плеохроирует роговая обманка от темно-зеленого, буро-зеленого до бледно-зеленого и зеленовато-желтого цвета. Она образует вытянутые по сланцеватости призматические зерна, имеющие нередко сложные, прихотливые очертания. Размер зерен колеблется от 0.3 до 4.0 мм, составляя в среднем 1,2 мм.

Плагиоклаз образует слабо вытянутые по сланцеватости зерна, нередко с неровными, извилистыми очертаниями. Во включениях в плагиоклазе отмечены цоизит, серицит, редко – роговая обманка. По составу плагиоклаз отвечает андезину с 35–40% анортитовой молекулы. Довольно часто в амфиболитах отмечаются чешуйки буро-коричневого биотита, ориентированного по сланцеватости. Преимущественно биотит развивается по роговой обманке, реже он встречается и независимо от нее в ассоциации с плагиоклазом. Кварц образует ксеноморфные зерна, местами вытянутые по сланцеватости, нередко они прорастают биотитом. Магнетит слагает отдельные зерна и скопления неправильной формы. Приурочен он как к роговой обманке, так и к плагиоклазу. В последнем случае магнетит более идиоморфен, встречаются ромбовидные сечения. Из аксессуарных минералов встречены апатит и сфен.

Амфиболовые плагиогнейсы обладают гнейсовой и полосчатой текстурой, нематобластовой и гетеробластовой структурой, обусловленной сочетанием удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллов роговой обманки с менее изометричными зернами плагиоклаза и кварца.

Плагиоклаз образует идиоморфные призматической формы зерна размером 0.05–0.5 мм, нередко с двойниковым строением. По оптическим константам и химизму он отвечает андезину с 30–38% анортитовой молекулы. Количество плагиоклаза в лейкократовых плагиогнейсах достигает 60% от числа зерен. Другим основным породообразующим минералом плагиогнейсов является роговая обманка,

количество которой в породе составляет 20–30%. Она образует призматические или слегка удлинённые таблитчатые кристаллы размером от 0.4 до 1.0 мм. Роговая обманка плеохроирует от темно-зеленого, буро-зеленого до зеленовато-желтого и бледно-зеленого цвета. Из вторичных минералов по ней развиваются биотит, эпидот, цоизит, кальцит, магнетит.

Кварц выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и роговой обманки, слагает неправильной формы зерна, характеризующиеся волнистым угасанием. Зерна часто дроблены и регенерированы, окружены резорбционной каймой из мелких новообразованных зернышек кварца. Вторичные минералы в амфиболовых плагиогнейсах представлены эпидотом, цоизитом, кальцитом, биотитом, микроклином; акцессорные – сфен, циркон, апатит и магнетит.

Биотитовые и высокоглиноземистые плагиогнейсы и гнейсы. Наиболее широкое развитие эти породы имеют в верхах разреза кольской серии. Они обладают гнейсовой и сланцеватой, участками неяснополосчатой текстурой и гранобластовой, в сочетании с гетеробластовой, структурой. Биотитовые гнейсы и плагиогнейсы состоят из плагиоклаза (олигоклаз №№ 18–25), зеленовато-бурого биотита, кварца и микроклина, содержание которого сильно колеблется в зависимости от степени мигматизации породы. Гранат-биотитовые гнейсы содержат также порфиروбласты граната пироп-альмандинового состава.

С биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами постепенными переходами связаны высокоглиноземистые гнейсы. Их минеральный состав представлен микроклином, плагиоклазом (олигоклаз–андезин №№ 20–30), кварцем, биотитом, силлиманитом, кордиеритом, гранатом пироп-альмандинового состава. Часто содержание микроклина достигает 20%. Из акцессорных минералов встречаются рутил, циркон и монацит. Кордиерит в гнейсах часто замещается силлиманитом и биотитом, вокруг крупных порфиробласт граната развиваются оторочки симплектитов кварца с кордиеритом, биотитом и зеленой шпинелью. Химический состав основных типов метаморфических пород оленегорской толщи (серии) приведен в табл. 4.

Серия полмос-порос. В составе этой серии отмечаются практически те же типы пород, что и в кольской серии. Отличием является обнаружение прослоев карбонатных пород в составе вороньётундровской свиты серии полмос-порос [6].

Амфиболиты. Амфиболиты развиты, в основном, в составе полмос-тундровой свиты, реже – в лязозерской и вороньётундровой свитах. Выделяются три структурно-текстурных типа амфиболитов: массивные, полосчатые и «овоидные». Средне- и, реже, мелкозернистые массивные амфиболиты приурочены к низам разреза амфиболитовой толщи, выше они постепенно сменяются полосчатыми разновидностями. Массивные амфиболиты слабо рассланцованы, неяснополосчатые и обладают характерной примесью пирита. В них обогащенные роговой обманкой участки вмещают тонкие обособления и полосы эпидот-цоизит-плагиоклазового состава. Ниже по разрезу последние чередуются с амфибол-плагиоклазовыми полосами. В амфиболитах темные полосы обогащены амфиболом (роговая обманка), вторичными биотитом и хлоритом, нередко – рудным минералом (магнетит) и гранатом. Отмечаются реликты замещения роговой обманкой моноклинного пироксена. Лейкократовые полосы содержат плагиоклаз (основной андезин), кварц и эпидот. Д.Д. Мирская [78] отмечает постепенную закономерную смену (через переслаивание) амфиболитов основного состава средним.

В низах разреза амфиболитовой толщи отмечается несколько пластов хлорит-актинолитовых пород, залегающих согласно с общей полосчатостью вмещающих амфиболитов. Мощность пластов колеблется от 2 до 10–15 м. Это породы зелено-

Таблица 4. Средний химический состав основных типов метаморфических пород оленегорской серии

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48.98	49.00	51.10	52.54	54.13	56.81	54.40	58.49	51.69	71.54	67.90	64.08	58.45	61.92	59.98	46.60
TiO ₂	0.78	1.36	1.09	0.67	1.44	9.65	1.52	1.14	1.80	0.49	0.53	0.56	0.66	1.00	0.66	2.84
Al ₂ O ₃	15.66	15.32	14.26	11.56	13.40	16.21	16.02	15.16	14.62	13.17	14.68	12.62	20.96	18.84	18.23	11.34
Fe ₂ O ₃	4.89	3.49	4.02	4.41	3.44	2.16	3.06	2.86	9.24	1.01	1.85	2.42	0.60	0.56	1.65	4.55
FeO	8.78	9.38	10.99	9.99	7.80	6.29	6.31	5.97	5.14	1.17	4.45	12.67	3.48	6.58	6.18	10.76
MnO	0.23	0.22	0.17	0.18	0.20	0.14	0.12	0.20	0.08	0.09	0.02	0.08	0.04	0.05	0.07	0.02
MgO	6.96	6.19	6.20	7.00	6.22	4.74	3.35	4.06	4.49	1.20	1.82	2.18	1.94	2.86	3.12	11.50
CaO	8.19	9.83	9.08	7.85	7.96	7.91	5.90	7.90	3.74	1.34	3.00	1.30	4.83	1.20	3.28	7.82
Na ₂ O	1.92	3.40	2.20	2.84	2.78	3.86	4.26	1.80	6.77	1.19	3.60	1.50	5.47	0.75	2.60	1.75
K ₂ O	0.82	0.17	0.24	0.37	0.97	0.25	1.93	1.46	1.08	7.34	1.40	1.87	2.22	3.83	2.30	0.84
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.08	0.15	0.10	0.09	0.27	0.38	0.46	0.08	0.13	0.12	0.21	0.13	0.10	0.10
H ₂ O ⁻	0.03	0.65	0.04	0.50	0.36	0.93	0.63	0.86	0.08	0.51	0.03	0.08	0.72	2.29	0.12	0.54
H ₂ O ⁺	2.54	0.06	-	1.35	1.02	0.32	0.75	-	-	0.08	-	-	-	2.25	1.02	1.55
Сумма	99.85	99.15	99.47	99.41	99.82	100.18	99.52	100.26	99.18	99.21	99.41	99.48	99.58	100.26	99.31	100.21
N	5	7	6	5	8	7	5	6	9	10	8	7	6	9	10	5

Примечание. 1–3 – роговообманковые амфиболиты; 4 – амфиболиты с вкрапленностью магнетита; 5 – кварцевые амфиболиты; 6–8 – амфиболовые плагиогнейсы; 9, 10 – биотитовые плагиогнейсы и гнейсы (лелтиты?); 11 – биотитовые плагиогнейсы; 12 – гранат-биотитовые гнейсы; 13, 14 – силлиманит-двуслюдяные гнейсы; 15 – высокоглиноземистые гнейсы; 16 – жадритовые амфиболиты.

вато-серого цвета, мелко- и среднезернистые, отчетливо сланцеватые, состоящие из хлорита, актинолита и тремолита.

В верхних частях амфиболитовой толщи количество роговой обманки в меланократовых полосах уменьшается до 10–15%, контрастная полосчатость исчезает и амфиболиты сменяются амфиболовыми плагиогнейсами среднего состава. Они обладают гнейсовой и неяснополосчатой текстурой, гранобластовой и гетеробластовой с реликтами порфириобластов структурой. В плагиогнейсах в варьирующих количествах встречены биотит и гранат. В этой части разреза отмечаются также маломощные пропластки (первые сантиметры) доломитов.

В полосчатых амфиболитах в верхах разреза отмечаются линзовидные тела «овоидных» амфиболитов. В целом они ориентированы согласно с общей полосчатостью вмещающих амфиболитов, но отдельные тела имеют секущие контакты. «Овоиды» сложены плагиоклазом, нередко в центральной их части наблюдаются кварцевые зерна. Основная масса представлена роговой обманкой и плагиоклазом. Второстепенные минералы – кварц, биотит, гранат, хлорит; акцессорные – сфен, апатит и циркон.

В полосчатых амфиболитах описаны также линзы и прослои малорудных и рудных железистых кварцитов мощностью от 1–2 до 5–6 м и протяженностью до 200–250 м. Железистые кварциты обладают отчетливой разномасштабной полосчатостью – от тонкой (доли сантиметра до 2–3 см) до грубой (до 10–15 см). Полосчатость в малорудных кварцитах обусловлена чередованием плагиоклаз-кварц-амфиболовых и плагиоклаз-кварцевых слоев. Примесь магнетита в них соответственно составляет 14 и 1% (объемн.). В собственно магнетитовых кварцитах наблюдается чередование кварц-амфиболовых, магнетитовых и кварц-магнетитовых слоев.

Биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы развиты в лязозерской и вороньегундровой свитах. Это серые, темно-серые породы с гнейсовой, участками неяснополосчатой текстурой и гранобластовой в сочетании с гетеробластовой структурой. Сложены они биотитом, плагиоклазом (олигоклаз-андезин), кварцем, участками обогащены гранатом.

Биотитовые, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы завершают разрез серии полмос-порос. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы представляют собой мелко- и среднезернистые серые породы с буроватым оттенком. Они обладают гнейсовой текстурой, гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. Минеральный состав гнейсов: плагиоклаз (№№ 20–35) – 20–45%, кварц – 15–40, биотит – 15–35, гранат – 0–18, микроклин – 10–15%, встречаются мусковит, хлорит, эпидот, из акцессорных минералов – турмалин, апатит, циркон, рудные минералы и, редко, – графит.

Переслаивающиеся с ними высокоглиноземистые гнейсы обладают порфириобластовой (узловой) структурой с гнейсовой текстурой основной массы. В порфириобластах отмечаются кианит, андалузит, ставролит или псевдоморфозы силлиманита по андалузиту размером от нескольких миллиметров до 7–8 см. Порфириобласты часто состоят из агрегата глиноземистых минералов. В основной массе породы последние или отсутствуют, или развиты незначительно в виде мелких зерен. Породообразующие минералы гнейсов – кварц, плагиоклаз (№№ 20–40), биотит, микроклин, глиноземистые минералы, гранат, мусковит, хлорит. Из акцессорных минералов развиты турмалин, апатит, циркон, рудные минералы. Содержание глиноземистых минералов в гнейсах составляет 5–15%, в отдельных прослойках достигая 50%.

Первичная природа метаморфических пород

Первичные структурно-текстурные признаки в породах гранулит-гнейсового комплекса практически отсутствуют. Лишь в гранатовых амфиболитах встречаются признаки их вулканогенной природы в виде реликтов миндалекаменных текстур и шаровых отдельностей, офитовой, диабазовой и порфириковой структур [93, 138].

Происхождение залегающих выше по разрезу гранатовых амфиболитов толщи двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсов и плагиоклазитов трактуется двояко: 1) интрузивное (расслоенный габбро-анартозитовый массив) [46, 93 и др.] и 2) осадочно-вулканогенное [2, 8, 36, 108 и др.]. Лежащие структурно и стратиграфически выше биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы многие исследователи параллелизуют с гнейсами кольской серии и считают их первично вулканогенно-осадочными, обнаруживая реликты градиционной и косой слоистости, порфиробластовых структур [8, 114, 122 и др.].

Изучая акцессорные минералы пород лапландского гранулит-гнейсового комплекса, Г.Л. Горощенко [8] обнаружил в кислых гранулитах и отдельных пластах гиперстеновых кристаллических сланцев присутствие окатанных и обломочных зерен циркона и послойное распределение зерен монацита. В этих же породах развиты регенерированные зерна циркона, содержащие округлые ядра этого же минерала. Эти данные, а также широкое развитие в кислых гранулитах высокоглиноземистых минералов, скаполита и графита дали основание Г.Л. Горощенко говорить о первично-осадочном происхождении кислых гранулитов и части гиперстеновых кристаллических сланцев соответственно за счет песчано-глинистых осадков и незрелых граувакк.

Анализируя петрохимические характеристики гранатовых амфиболитов и двупироксеновых кристаллосланцев, В.П. Андреев [2] приходит к выводу, что они аналогичны соответственно толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов и базальтам островных дуг. Автор отмечает совмещение в структуре гранулитового пояса толеитов океанического типа (толеитовая серия) и базальтов островодужного типа (известково-щелочная серия), объясняя это сменой условий растяжения условиями сжатия при взаимодействии блоков маломощной земной коры (беломорский и кольский блоки). Попытаемся проинтерпретировать первичную природу метаморфических пород гранулит-гнейсового комплекса (см. табл. 3) при помощи серии петрохимических диаграмм.

На диаграмме ACFM [105] (рис. 28) гранатовые амфиболиты, двупироксеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы (№№ 1, 3 и 4, см. табл. 3) попадают в поле IX основных магматических пород, причем биотит-гиперстеновые плагиогнейсы по химизму ближе к андезито-базальтам. Эклогитоподобные породы (№6) тяготеют к границе с полем ультраосновных пород, куда попадают ультрабазиты (№ 5). Плагиоклазиты (№ 2) ложатся в поле IV известково-алюмосиликатных пород. Гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы (№ 7) попадают в поле III кислых-средних магматических пород и по химизму соответствуют гранодиоритам-дацитам. Точки составов гранат-биотитовых (№№ 8, 9) и высокоглиноземистых гнейсов (№№ 10–12) ложатся в поле II глинистых пород и V – глиноземисто-железо-магнезиальных пород и интерпретируются как глинистые осадки. Примерно аналогичная интерпретация первичной природы метаморфических пород получается на тетраэдрах П.Ниггли (рис. 29).

Гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы (№ 7) тяготеют к границе полей магматических и осадочных пород. Высокоглиноземистые и гранат-биотитовые

гнейсы уверенно диагностируются как осадочные, а гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, гранатовые амфиболиты – как магматические породы. Особенно в поле магматических пород ложатся точки составов плагиоклазитов (№ 2). По числам П.Ниггли плагиоклазиты интерпретируются как магматические тела анортозитой породы.

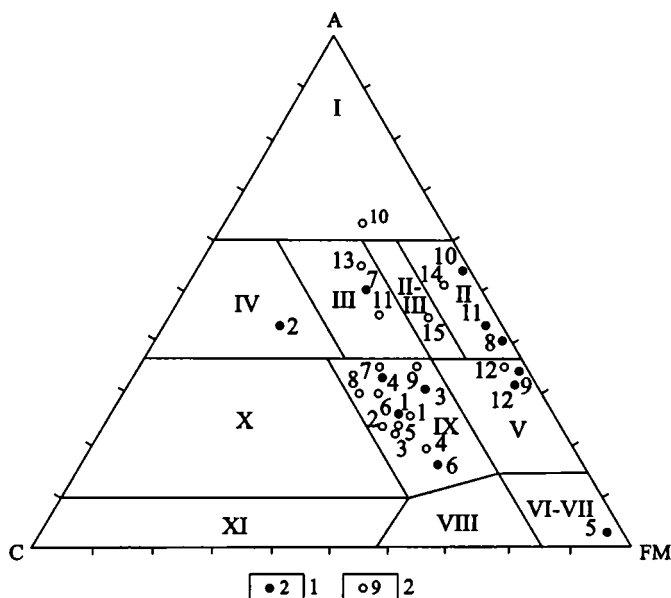


Рис. 28. Диаграмма ACFM [106] для пород метаморфических комплексов Балтийского щита

Условные обозначения к рис. 28–46

Пояснения полей пород см. на рис. 4. Точки составов основных типов метаморфических пород: 1 – Умбинско-Колвицкого гранулитогнейсового комплекса, 2 – оленегорской серии. Пояснения типов пород см. в табл. 3, 4

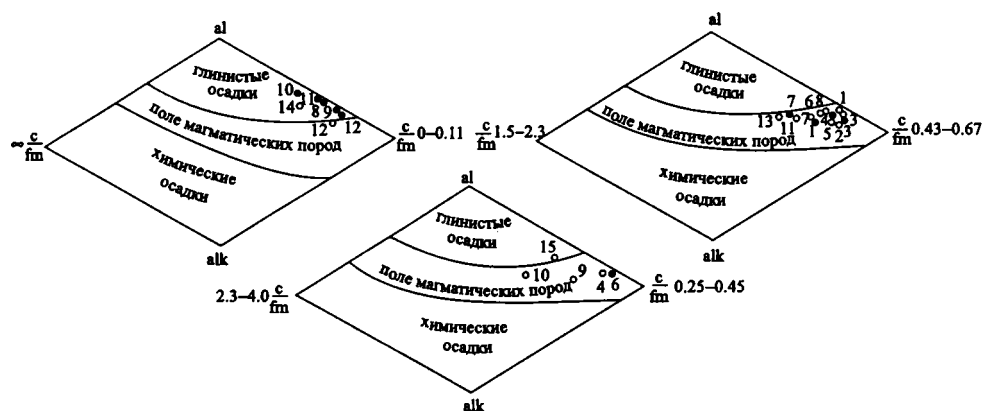


Рис. 29. Диаграмма П.Ниггли [170] для пород метаморфических комплексов Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3, 4

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 30) гранатовые амфиболиты и двупироксеновые плагиогнейсы попадают в зону неопределенности, в поле перекрытия составов магматических и осадочных пород. Лишь биотит-гиперстеновые плагиогнейсы (№ 4), гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы (№№ 7–9) и высокоглиноземистые гнейсы (№№ 10–12, см. табл. 3) ложатся соответственно в поля глин и каолиновых глин (за исключением № 11 – в поле неопределенности).

На диаграмме AFM (рис. 31) амфиболиты и гранатовые амфиболиты (№№ 1, 3, см. табл. 3) попадают в поля базальтов; амфибол-гранат-пироксеновые породы

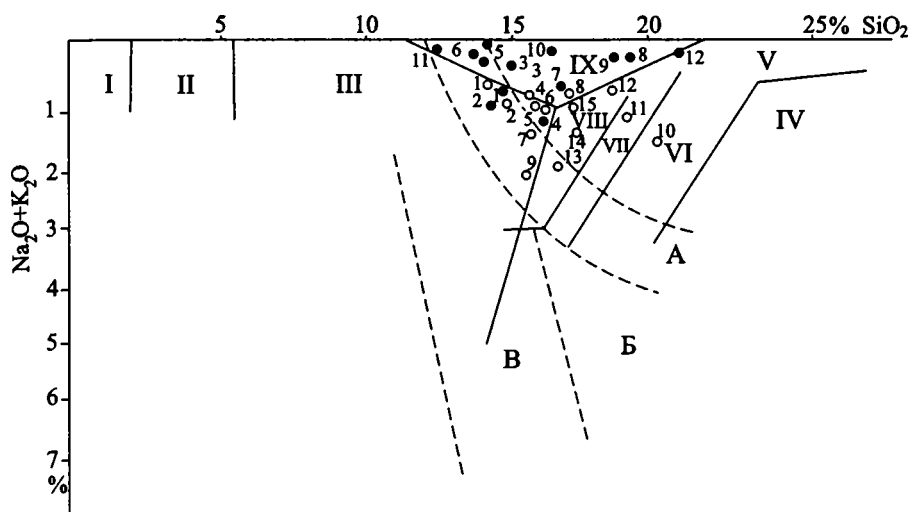


Рис. 30. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [74] для пород метаморфических комплексов Балтийского щита

Пояснение I–IX и A–B см. на рис. 8.

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3, 4

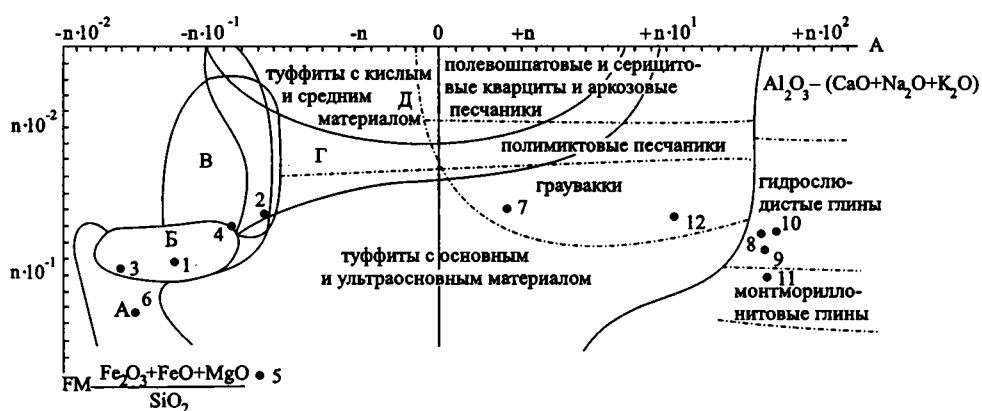


Рис. 31. Диаграмма AFM для пород метаморфических комплексов Балтийского щита (Умбинско-Колвицкий гранулит-гнейсовый комплекс)

A–Д – типы вулканических пород от ультраосновных к ультракислым. Остальные условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3

(№ 6) – ультрамафитов; биотит-гиперстеновые (№ 4) – андезито-базальтов; плагиоклазиты (№ 2) – диоритов; гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы (№№ 8, 9, 12) – в поля глин разнообразного состава.

Петрохимический тренд метаморфических пород гранулит-гнейсового комплекса практически совпадает с трендом магматических пород на диаграмме Х.Роша (рис. 32). Отмечается разрыв составов в области диорита–гранодиорита. Из общего тренда магматических пород выпадают гранат-биотитовые гнейсы (№№ 8, 9, см. табл. 3) и высокоглиноземистые гнейсы (№№ 10–12). Также отделены от тренда плагиоклазиты (анортозиты, № 2, см. табл. 3).

Примерно аналогичная картина отмечается и на диаграмме Б.Черча (рис. 33). В системе координат $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ точки средних составов гранулитов отстраивают петрохимический тренд, параллельный тренду магматических пород. Из общего тренда выпадают плагиоклазиты–анортозиты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы. Последние выстраивают самостоятельный параллельный петрохимический тренд в области меньших значений щелочей.

По системе координат $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ также отстраивается петрохимический тренд в области составов базальт–дацит, параллельный тренду магматических пород. Условно его можно продлить в область коматиитов. Эклогитоподобные породы (№ 6, см. табл. 3) отскакивают на тренд лунных пород. Отскакивают от тренда и гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы, а также плагиоклазиты–анортозиты.

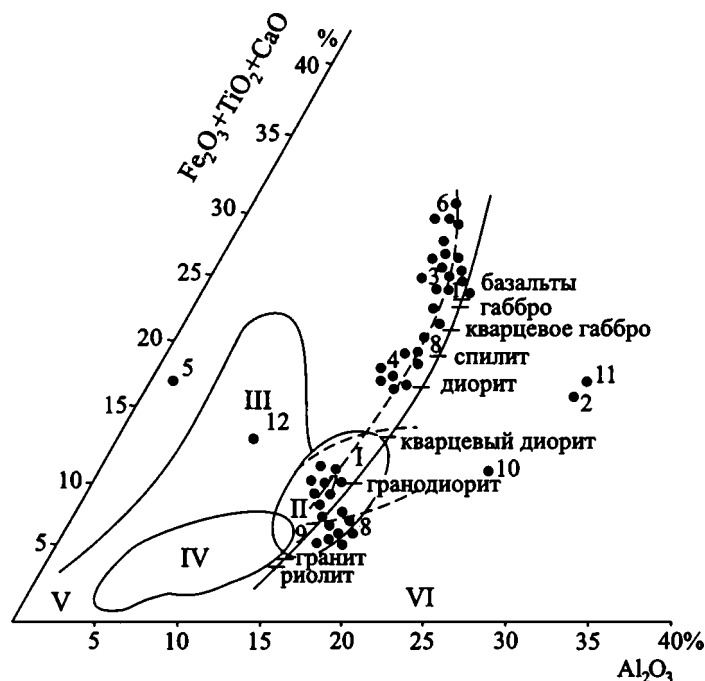


Рис. 32. Диаграмма Х.Роша [165] для пород метаморфических комплексов Балтийского щита (Умбинско-Колвицкий гранулит-гнейсовый комплекс)

Условные обозначения см. на рис. 4 и 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3

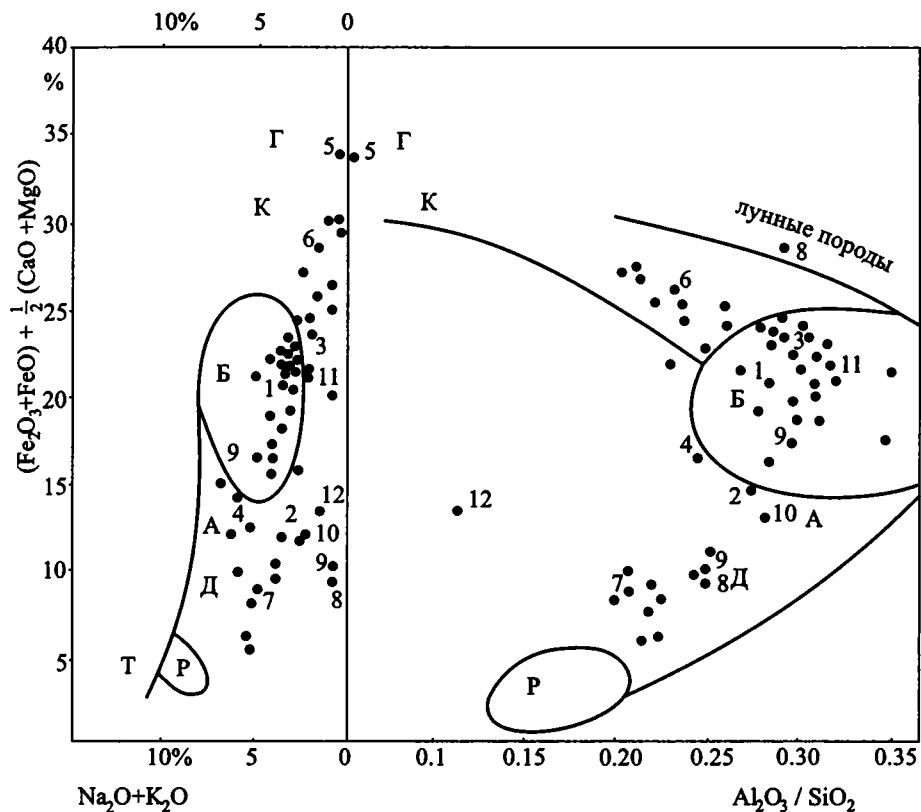


Рис. 33. Диаграмма Б.Черча [149] для пород метаморфических комплексов Балтийского щита (Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс)

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения буквенных обозначений см. на рис. 6. Пояснения типов пород см. в табл. 3

Сумма приведенных петрохимических данных в совокупности с реликтами вулканогенных структур и текстур, общей стратифицированностью пород гранулитогнейсового комплекса убеждает в том, что первично это вулканическая парагенетическая ассоциация базальт-дацитового состава, отнесенная нами к контрастному типу. В верхах разреза толщи развиты песчано-глинистые отложения, возможно, с прослоями туфов кислого состава.

На диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 34) метабазальты и метаандезито-базальты попадают в поле толеитовых базальтов, а амфибол-гранат-пироксеновые породы – в поле коматитовых базальтов. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 35) они непосредственно примыкают к тренду базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Видимо, в этом заключается принципиальное отличие древних ультрабазит-базитовых комплексов с толеитовой тенденцией от фанерозойских базальтовых излияний срединно-океанических хребтов. Петрохимически они сходны, но среди последних не обнаружено даже коматитовых базальтов, в то время как в раннем докембрии коматитовые базальты и коматиты обнаружены в составе контрастной и дифференцированной ассоциаций в переслаивании с толеитовыми базальтами.

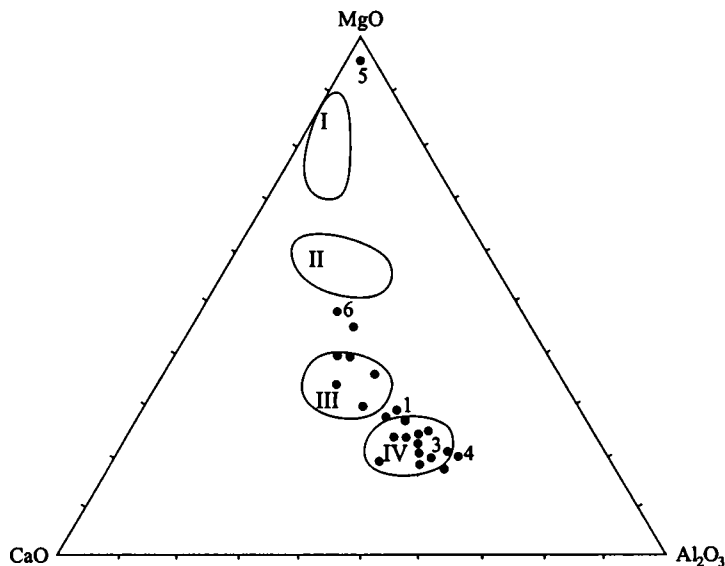


Рис. 34. Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [172] для основных и ультраосновных метавулканитов Балтийского щита (Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс)

Условные обозначения см. на рис. 4 и 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3

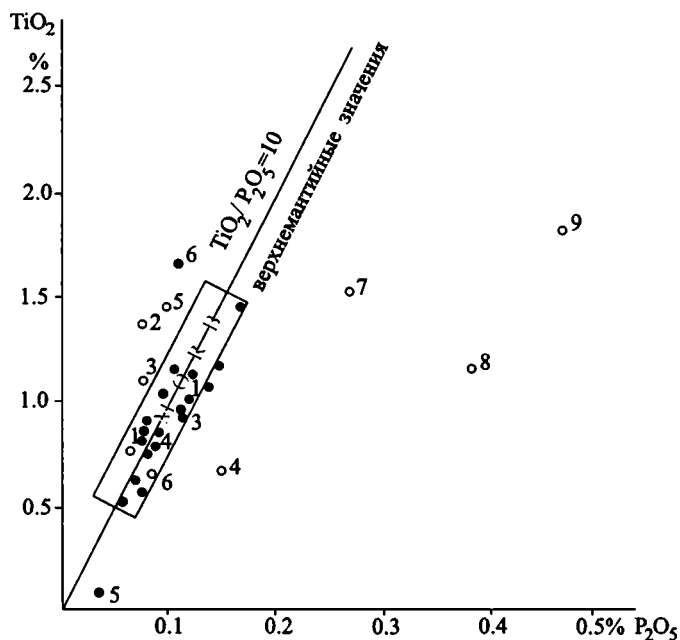


Рис. 35. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ для основных метавулканитов вулканических комплексов Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3, 4

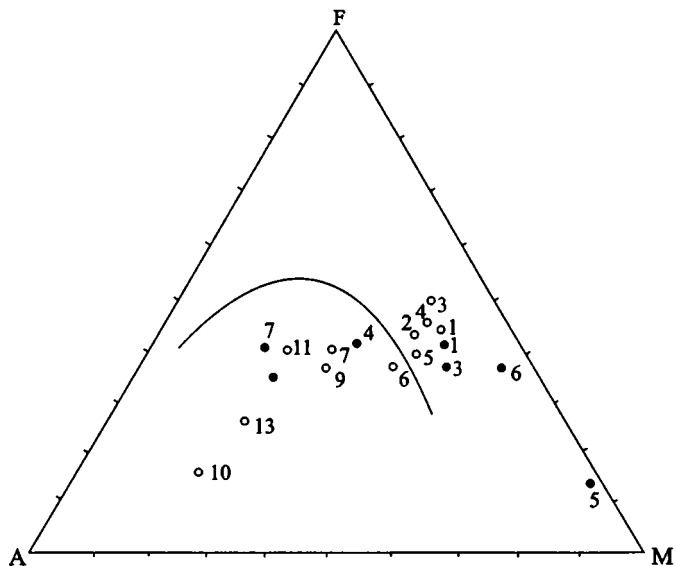


Рис. 36. Диаграмма AFM [164] для метавулканитов вулканических комплексов Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3, 4

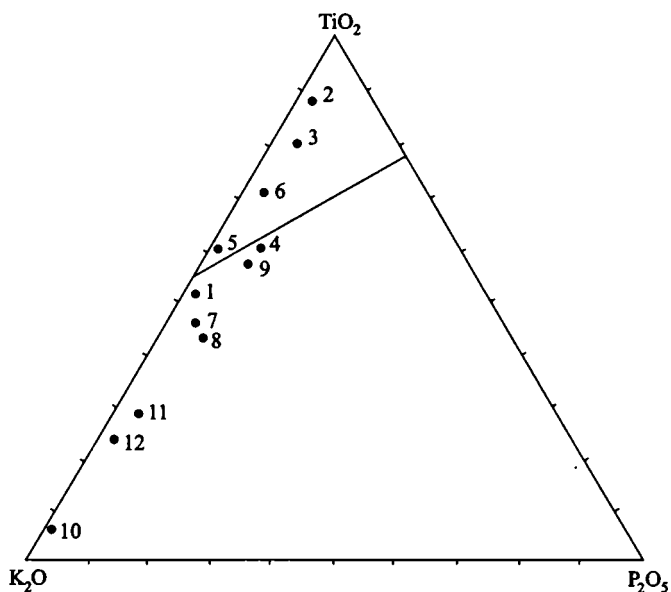


Рис. 37. Диаграмма $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ [171] для метавулканитов Балтийского щита (Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс)

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3

Попытки реставрировать принадлежность к конкретным петрохимическим сериям и охарактеризовать геотектонические обстановки накопления вулканитов встречают определенные трудности. Как отмечалось выше, на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ меланократовые гранулиты обнаруживают сходство с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов, т.е. принадлежность к толеитовой серии. На петрохимической диаграмме AFM (рис. 36) точки усредненных составов основных типов пород гранулитогнейсового комплекса выстраивают петрохимический тренд в поле толеитовых серий. На диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 37) точки усредненных составов основных типов пород гранулитогнейсового комплекса, интерпретируемых как вулканиты, попадают в поле вулканических образований толеитовой серии.

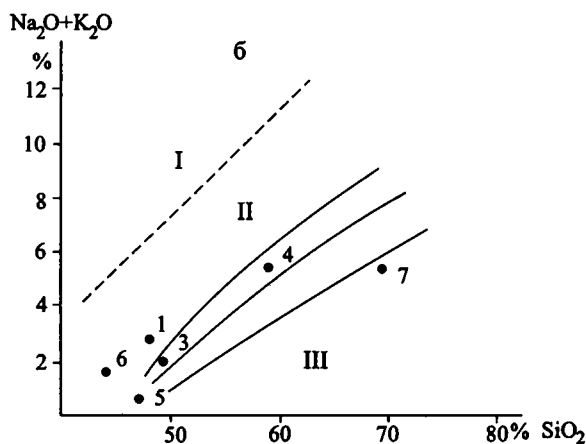
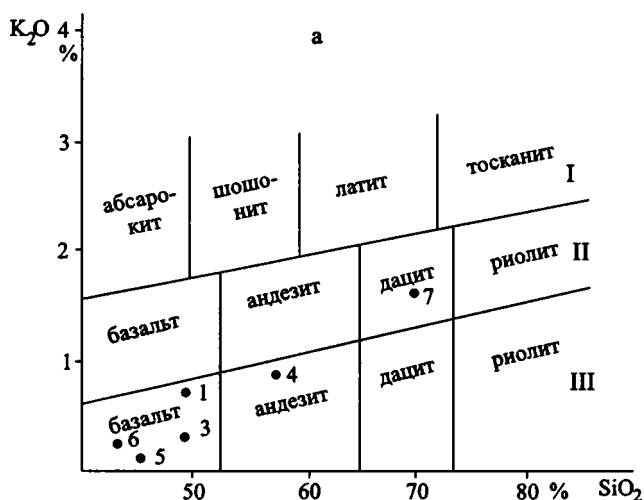


Рис. 38. Диаграммы $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (б) [164] для метавулканитов Балтийского щита (Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс)

Пояснение серий пород см. на рис. 14.

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 3

Значительный разброс получается при попытке определить сериальную принадлежность вулканитов по сумме щелочей к кремнезему и отдельно по окиси калия к кремнезему (рис. 38). Эти диаграммы успешно применяются для определения сериальной принадлежности молодых вулканических образований, не измененных метаморфизмом или метасоматическими преобразованиями. На диаграмме окись калия – кремнезем биотит-роговообманковые плагиогнейсы ложатся в поле дацитов известково-щелочной серии, все остальные относятся к базальтам (гранатовые амфиболиты и двупироксеновые плагиогнейсы, №№ 1 и 3) и андезито-базальтам (биотит-гиперстеновые плагиогнейсы. № 4, см. табл. 3) толеитовой серии. На диаграмме сумма щелочей – кремнезем уже гранатовые амфиболиты (№ 1, см. табл. 3) попадают в поле пород известково-щелочной серии, все остальные типы обнаруживают принадлежность к толеитовой серии.

Суммируя данные диаграмм, построенных по щелочам, железу и магнию, кремнезему и щелочам, а также фосфору, титану и алюминию (см. рис. 37 и 38), предпочтение отдаем последней, так как она построена на более инертных при метаморфизме компонентах. Таким образом, вулканические породы гранулитового комплекса мы относим к толеитовой серии.

На диаграмме Ba – Sr (см. рис. 22) в ряду вулканитов от ультраосновных к кислым отмечается смена зависимости содержаний бария и стронция от прямой в ряду коматиитовые базальты – андезито-базальты, к обратной в ряду андезито-базальты – дациты. Таким образом, в пределах единой вулканической ассоциации (контрастной) наблюдается смена толеитовой тенденции известково-щелочной, что подтверждает данные Б.Г. Лутца [67].

Соотношение титана и фосфора в вулканических породах комплекса подобно наблюдаемому в океанической вулканической ассоциации Исландии (см. рис. 23). В ряду пород коматиитовые базальты – базальты отмечается обратная зависимость содержаний этой пары элементов: с падением содержания титана незначительно возрастает количество фосфора (толеитовая тенденция). В ряду базальты – риолиты это соотношение меняется на прямое: с продолжающимся уменьшением количества титана содержание фосфора уменьшается (известково-щелочная тенденция).

На диаграмме TiO_2 – Cr (см. рис. 25) в вулканических породах ряда базальт–дацит гранулит-гнейсового комплекса отмечается уменьшение содержания хрома соответственно с падением количества титана. Оно близко наблюдаемому прямому соотношению в содержании этих элементов в океанической дифференцированной (толеитовой) серии острова Исландия [29]. В ряду вулканических пород толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг, юных и зрелых, картина значительно сложнее. Мы здесь имеем и прямые, и обратные соотношения содержаний титана и хрома и нередко смену тенденций петрохимического тренда в едином ряду пород.

Примерно аналогичная ситуация наблюдается на диаграмме TiO_2 – Zr (см. рис. 26). Здесь мы имеем обратное соотношение титана и циркония в ряду пород базиты–дациты. Сходное соотношение этих элементов характерно для вулканитов толеитовых серий океанических островов и островных дуг, а также известково-щелочных серий островных дуг. Но для островных дуг характер соотношения титана и циркония обычно более сложен, наряду с обратной нередко отмечается и прямая зависимость в содержании этих элементов.

На диаграмме Zr – Cr (см. рис. 24) в ряду коматиитовые базальты – базальты с падением содержаний хрома количество циркония практически не изменяется. В продолжении ряда базальты – андезито-базальты – дациты наблюдается все более

четкое обратное соотношение содержаний циркония и хрома – к более кислым вулканитам содержание циркония возрастает, а хрома – падает. Есть достаточное основание говорить о толеитовой тенденции взаимоотношений этой пары элементов в низах разреза вулканической ассоциации и о постепенной ее смене известково-щелочной в верхней ее части.

Таким образом, по петрохимическим признакам и по соотношению содержаний малых элементов (титан, фосфор, барий, стронций, цирконий и хром) намечается принадлежность ультраосновных–основных вулканитов нижней части разреза вулканической ассоциации к толеитовой серии. Часть базальтов, андезито-базальты (редко) и дациты верхов разреза ассоциации относятся уже к переходному типу пород от толеитовой к известково-щелочной серии. Подобно контрастной ассоциации Анабарского массива, в Умбинско-Колвицком вулканическом комплексе выделяются две подассоциации–серии: ультрабазит-базитовая толеитовая и базальт-андезито-базальт-дацитовая переходная.

По геохимическим признакам можно предполагать, что в период формирования контрастной вулканической ассоциации Умбинско-Колвицкого (Кандалакшского) комплекса происходила смена океанических обстановок начального этапа островодужными в завершающей стадии накопления вулканической толщи.

Проведенный петрохимический и геохимический анализы в комплексе с определением особенностей геологического строения и парагенезов вулканитов позволяет отнести вулканическую толщу гранулит-гнейсового комплекса к контрастной ассоциации. Подразделяется ассоциация на две подассоциации–серии: ультрабазит-базитовую подассоциацию толеитовой серии и базальт-дацитовую подассоциацию толеитовой (переходной) серии. Вверх по разрезу ассоциации возрастает роль осадочных песчано-глинистых пород. Формирование вулканических ассоциаций, судя по геохимическим признакам, в начальный период происходило в геодинамических условиях растяжения, близких к современным океаническим; они сменялись в завершающий этап режимами сжатия, подобными современным островодужным.

Проблемой происхождения рудовмещающих пород оленегорской серии плодотворно занимался П.М. Горяинов [38, 39, 119]. Обнаружение реликтов диабазовой и порфировой структур в роговообманковых амфиболитах, сходство химических составов рудовмещающих метаморфических пород с типовыми составами вулканитов основного–среднего–кислого составов, с химизмом метавулканитов из других регионов привело к выводу об эффузивной природе большей части метаморфических пород оленегорской толщи. На тетраэдре П.Ниггли (см. рис. 29) они легли в поле магматических пород, за исключением гранат-двуслюдяных сланцев и биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов. Последние попадают в поле глинистых отложений. К признакам эффузивной природы значительной части метаморфических пород, отмеченными П.М. Горяиновым, следует прибавить и стратифицированный, складчатый характер всей оленегорской толщи в целом. Биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы большинство исследователей относит к первично-осадочным образованиям. Выводы П.М. Горяинова [38, 39] о вулканической природе основной части пород оленегорской толщи подтверждаются комплексом петрохимических и геохимических методов.

На диаграмме ACFM (см. рис. 28) все точки составов амфиболитов, амфиболовых плагиогнейсов и меланократовых биотитовых плагиогнейсов (№ 9) ложатся в поле IX основных магматических пород и соответствуют по химизму: (№№ 1–5) – базальтам, амфиболовые плагиогнейсы (№№ 6–8) и меланократовый биотитовый плагиогнейс (№ 9) – андезито-базальтам. В поле III кислых магматических

пород попадают точки составов лейкократовых биотитовых плагиогнейсов (№ 11) и силлиманит-двуслюдяных гнейсов (№ 13). Лейкократовые биотитовые гнейсы (лептиты. № 10) ложатся в поле I кварц-полевошпатовых пород. В поле песчано-глинистых пород попадают точки составов гранат-биотитовых гнейсов (№ 12) и высокоглиноземистые гнейсы (№№ 14, 15, см. табл. 4).

Как отмечалось ранее, на тетраэдре П.Ниггли (см. рис. 29) все точки составов метаморфических пород оленегорской толщи, за исключением высокоглиноземистых гнейсов (№№ 14, 15), попадают в поле магматических пород. Точки составов гранат-биотитовых гнейсов (№ 12) и силлиманит-двуслюдяных гнейсов (№ 13) тяготеют к границе полей пара- и ортопород и происхождение их, видимо, смешанное (туфы, туфопесчаники). Сходимость интерпретации первичной природы метаморфитов по диаграммам ACFM и тетраэдру П.Ниггли вполне удовлетворительная. На диаграмме Si – (Na + K) (см. рис. 30) практически все точки составов основных типов метаморфических пород оленегорской толщи (серии) попадают или в поле перекрытия составов магматических пород нормальной щелочности и песчано-глинистых отложений, т.е. в зону неопределенности, либо в поля песчаников и глин. На диаграмме AFM (рис. 39) амфибол-биотитовые плагиогнейсы интерпретируются соответственно как базальты, андезиты-базальты и андезиты; биотитовые плагиогнейсы – как граувакки; гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы – как граувакки; высокоглиноземистые гнейсы (№ 14, см. табл. 4) попадают в поле гидрослюдистых глин.

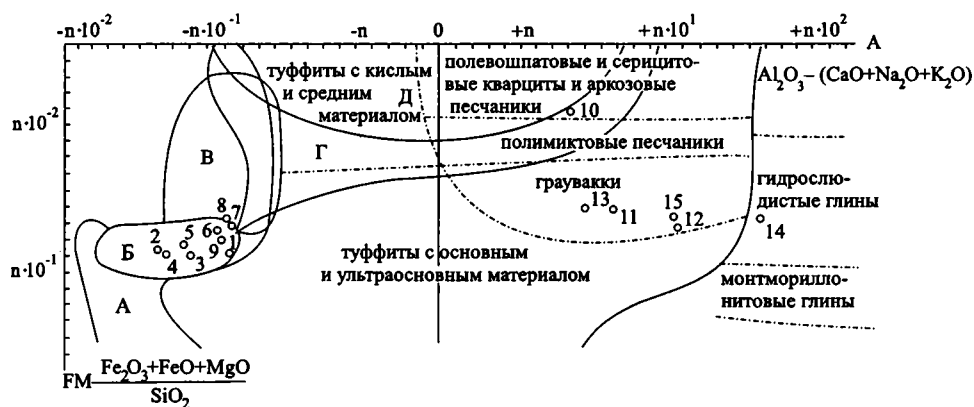


Рис. 39. Диаграмма AFM для пород оленегорской серии Балтийского щита
Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

На диаграмме X. Роша (рис. 40) точки составов метаморфических пород оленегорской толщи отстраивают непрерывный петрохимический тренд, практически совпадающий с дифференционным трендом магматических пород от основного состава через средние к кислым, отмечается смещение ряда точек составов как в сторону низкоглиноземистых, так и сторону высокоглиноземистых составов, образуя как бы два поперечных тренда. Их наличие свидетельствует о происхождении кислых метаморфитов (№№ 13–15) и части пород среднего состава за счет песчано-глинистых образований. Несомненна также магматическая (вулканическая) природа части метаморфических пород кислого состава. Несколько особняком от

четкое обратное соотношение содержаний циркония и хрома – к более кислым вулканитам содержание циркония возрастает, а хрома – падает. Есть достаточное основание говорить о толеитовой тенденции взаимоотношений этой пары элементов в низах разреза вулканической ассоциации и о постепенной ее смене известково-щелочной в верхней ее части.

Таким образом, по петрохимическим признакам и по соотношению содержаний малых элементов (титан, фосфор, барий, стронций, цирконий и хром) намечается принадлежность ультраосновных–основных вулканитов нижней части разреза вулканической ассоциации к толеитовой серии. Часть базальтов, андезито-базальты (редко) и дациты верхов разреза ассоциации относятся уже к переходному типу пород от толеитовой к известково-щелочной серии. Подобно контрастной ассоциации Анабарского массива, в Умбинско-Колвицком вулканическом комплексе выделяются две подассоциации–серии: ультрабазит-базитовая толеитовая и базальт-андезито-базальт-дацитовая переходная.

По геохимическим признакам можно предполагать, что в период формирования контрастной вулканической ассоциации Умбинско-Колвицкого (Кандалакшского) комплекса происходила смена океанических обстановок начального этапа островодужными в завершающей стадии накопления вулканической толщи.

Проведенный петрохимический и геохимический анализы в комплексе с определением особенностей геологического строения и парагенезов вулканитов позволяет отнести вулканическую толщу гранулит-гнейсового комплекса к контрастной ассоциации. Подразделяется ассоциация на две подассоциации–серии: ультрабазит-базитовую подассоциацию толеитовой серии и базальт-дацитовую подассоциацию толеитовой (переходной) серии. Вверх по разрезу ассоциации возрастает роль осадочных песчано-глинистых пород. Формирование вулканических ассоциаций, судя по геохимическим признакам, в начальный период происходило в геодинамических условиях растяжения, близких к современным океаническим; они сменялись в завершающий этап режимами сжатия, подобными современным островодужным.

Проблемой происхождения рудовмещающих пород оленегорской серии плодотворно занимался П.М. Горяинов [38, 39, 119]. Обнаружение реликтов диабазовой и порфировой структур в роговообманковых амфиболитах, сходство химических составов рудовмещающих метаморфических пород с типовыми составами вулканитов основного–среднего–кислого составов, с химизмом метавулканитов из других регионов привело к выводу об эффузивной природе большей части метаморфических пород оленегорской толщи. На тетраэдре П.Ниггли (см. рис. 29) они легли в поле магматических пород, за исключением гранат-двуслюдяных сланцев и биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов. Последние попадают в поле глинистых отложений. К признакам эффузивной природы значительной части метаморфических пород, отмеченными П.М. Горяиновым, следует прибавить и стратифицированный, складчатый характер всей оленегорской толщи в целом. Биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы большинство исследователей относит к первично-осадочным образованиям. Выводы П.М. Горяинова [38, 39] о вулканической природе основной части пород оленегорской толщи подтверждаются комплексом петрохимических и геохимических методов.

На диаграмме ACFM (см. рис. 28) все точки составов амфиболитов, амфиболовых плагиогнейсов и меланократовых биотитовых плагиогнейсов (№ 9) ложатся в поле IX основных магматических пород и соответствуют по химизму: (№№ 1–5) – базальтам, амфиболовые плагиогнейсы (№№ 6–8) и меланократовый биотитовый плагиогнейс (№ 9) – андезито-базальтам. В поле III кислых магматических

пород попадают точки составов лейкократовых биотитовых плагиогнейсов (№ 11) и силлиманит-двуслюдяных гнейсов (№ 13). Лейкократовые биотитовые гнейсы (лептиты. № 10) ложатся в поле I кварц-полевошпатовых пород. В поле песчано-глинистых пород попадают точки составов гранат-биотитовых гнейсов (№ 12) и высокоглиноземистые гнейсы (№№ 14, 15, см. табл. 4).

Как отмечалось ранее, на тетраэдре П.Ниггли (см. рис. 29) все точки составов метаморфических пород оленегорской толщи, за исключением высокоглиноземистых гнейсов (№№ 14, 15), попадают в поле магматических пород. Точки составов гранат-биотитовых гнейсов (№ 12) и силлиманит-двуслюдяных гнейсов (№ 13) тяготеют к границе полей пара- и ортопород и происхождение их, видимо, смешанное (туфы, туфопесчаники). Сходимость интерпретации первичной природы метаморфитов по диаграммам ACFM и тетраэдру П.Ниггли вполне удовлетворительная. На диаграмме Si – (Na + K) (см. рис. 30) практически все точки составов основных типов метаморфических пород оленегорской толщи (серии) попадают или в поле перекрытия составов магматических пород нормальной щелочности и песчано-глинистых отложений, т.е. в зону неопределенности, либо в поля песчаников и глин. На диаграмме AFM (рис. 39) амфибол-биотитовые плагиогнейсы интерпретируются соответственно как базальты, андезиты-базальты и андезиты; биотитовые плагиогнейсы – как граувакки; гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы – как граувакки; высокоглиноземистые гнейсы (№ 14, см. табл. 4) попадают в поле гидрослюдистых глин.

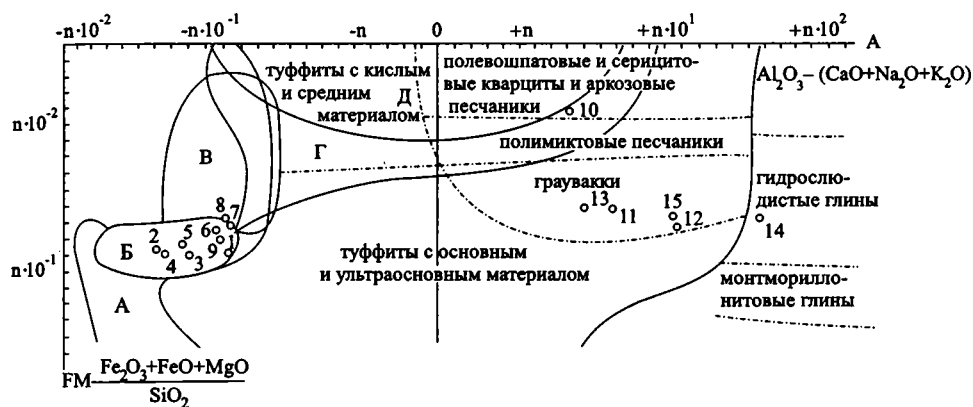


Рис. 39. Диаграмма AFM для пород оленегорской серии Балтийского щита
Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

На диаграмме Х. Роша (рис. 40) точки составов метаморфических пород оленегорской толщи отстраивают непрерывный петрохимический тренд, практически совпадающий с дифференционным трендом магматических пород от основного состава через средние к кислым, отмечается смещение ряда точек составов как в сторону низкоглиноземистых, так и сторону высокоглиноземистых составов, образуя как бы два поперечных тренда. Их наличие свидетельствует о происхождении кислых метаморфитов (№№ 13–15) и части пород среднего состава за счет песчано-глинистых образований. Несомненна также магматическая (вулканическая) природа части метаморфических пород кислого состава. Несколько особняком от

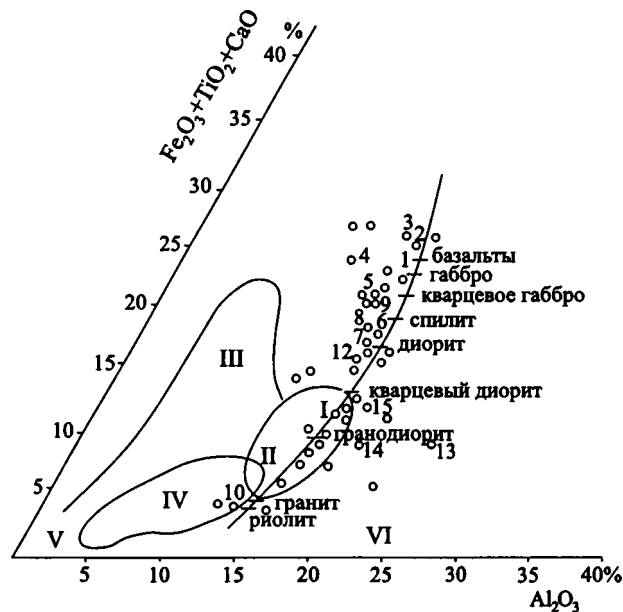


Рис. 40. Диаграмма Х.Росса [1965] для пород оленегорской серии Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 4 и 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

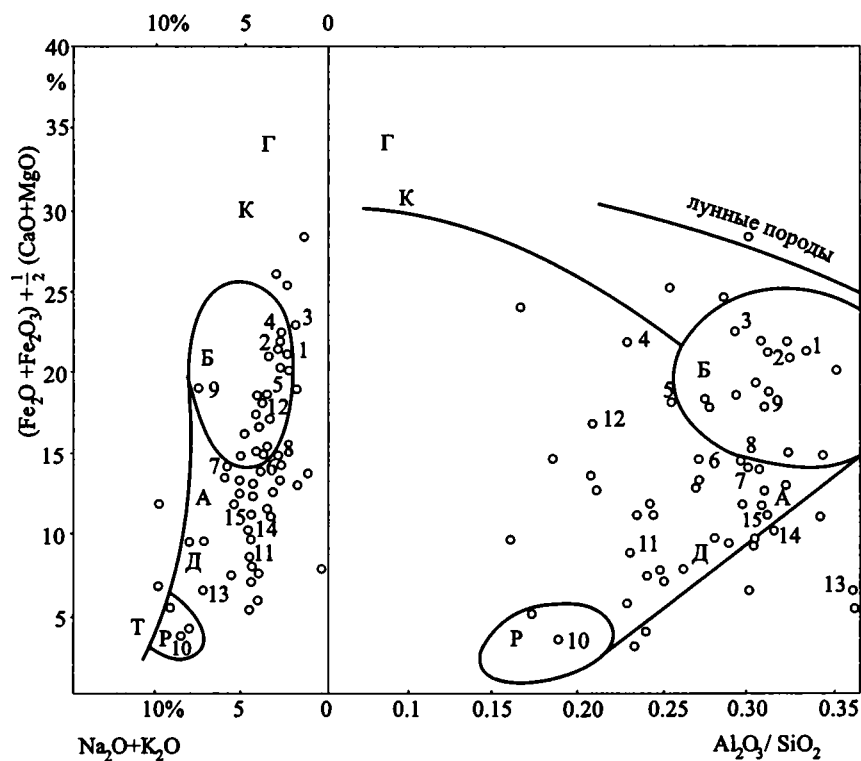


Рис. 41. Диаграмма Б.Черча [1949] для пород оленегорской серии Балтийского щита
Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

основного петрохимического тренда стоят точки составов низкоалюминиевых базальтов (№№ 4, 5, см. табл. 4), создавая как бы независимый параллельный тренд в области составов базальтов–андезитов.

Непрерывный петрохимический дифференционный тренд отстраивается и на диаграмме Б.Черча (рис. 41) как в системе координат $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, так и в координатах $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. В последней из них намечается также два параллельных независимых тренда в области нормальных (№№ 1, 2, 6–8) и низких для базальтов–андезитов отношений глинозема к кремнезему (№№ 4, 5, 12, см. табл. 4).

Анализ приведенных петрохимических данных в комплексе с общей стратифицированностью оленегорской толщи и реликтами вулканических структур в метаморфических породах убеждает в правильности основного вывода П.М. Горянова о вулканогенной природе преобладающей части пород основного и среднего состава. Первично это была вулканическая толща с развитием в нижней части разреза базальтов, сменившихся выше переслаиванием потоков базальтов, возможно, с коматитовыми базальтами (№ 16), андезито-базальтами, андезитов и дацитов. Верхи разреза оленегорской толщи сложены, в основном, песчано-глинистыми породами с горизонтами вулканитов кислого состава (риодациты). Нами эта толща отнесена к дифференцированной вулканической ассоциации.

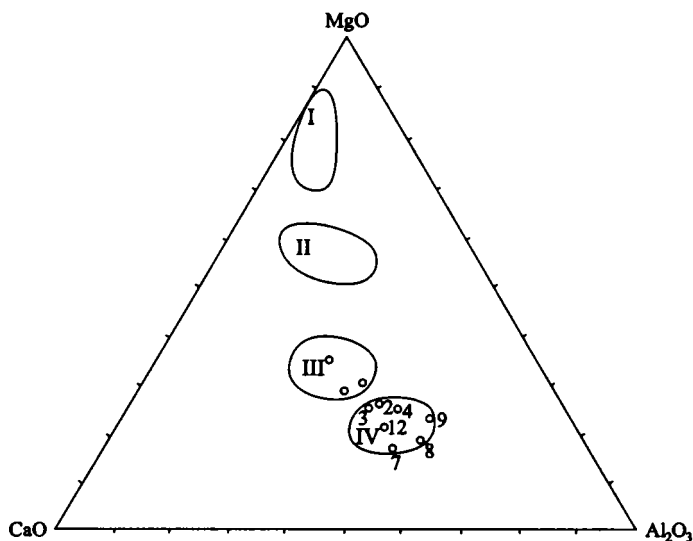


Рис. 42. Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [172] для основных и ультраосновных метавулканитов оленегорской серии Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 20 и 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

На диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 42) точки составов амфиболитов и амфиболовых плаггиогнейсов попадают в поле толеитовых базальтов. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (см. рис. 35) к тренду толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов с близкими к верхнемантийным отношениями фосфора и титана примыкает часть базальтов (№№ 1, 3, 6, см. табл. 4). В других базальтах эти значения сильно различаются.

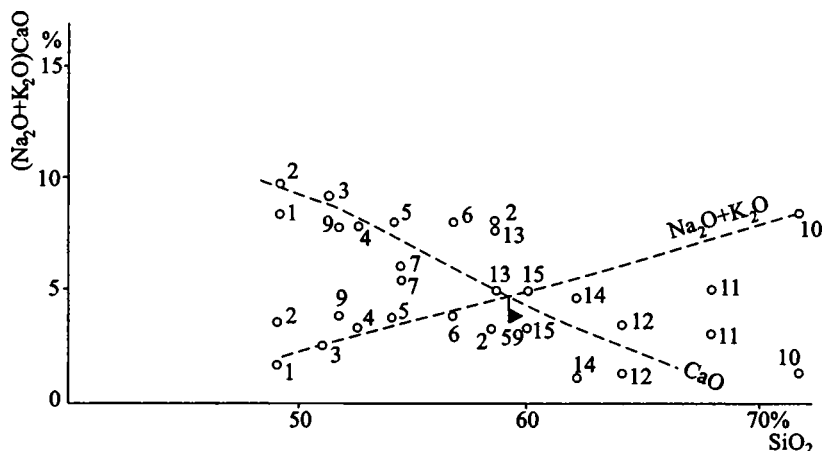


Рис. 43. Диаграмма Х.Пикок $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{CaO} - \text{SiO}_2$ для пород оленегорской серии Балтийского щита. Наблюдается изменение тенденций содержаний CaO и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в вулканитах. Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4.

Серийную принадлежность метавулканитов оленегорской толщи попытаемся восстановить при помощи ряда петрохимических диаграмм. На диаграмме Х.Пикок (рис. 43) известково-щелочной индекс вулканической ассоциации пород получается равным 59, из области значений, характерных для известково-щелочных серий. Намечаемый разброс точек составов пород на диаграмме связан, видимо, с наложенной мигматизацией и частичной гранитизацией толщи в целом. В то же время на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (см. рис. 37) практически все точки составов метавулканитов, реконструируемые как базальты-андезиты, попадают в поле вулканитов толеитовой серии.

На диаграмме AFM (см. рис. 36), при некоторой разбросанности точек составов вулканитов, намечается петрохимический тренд. Начальная его часть в области составов базальтов лежит в поле вулканитов толеитовых серий. Андезито-базальты, андезиты, дациты и риодациты попадают в поле вулканических пород известково-щелочных серий. На диаграммах $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 44) и $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 45) часть точек базальтов и андезито-базальтов ложится в поле толеитовых серий, другая часть базитов и все более кислые вулканиты смещены в поле известково-щелочных серий (см. рис. 44, 45).

На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 46) нет четкой картины зависимости содержаний титана и фосфора от основности метавулканитов. Намечается две ветви тренда, сходящиеся в области средних по химизму метавулканитов. На одной оси сгруппировались базальты, в которых с ростом содержаний титана количество фосфора практически не изменяется. На другой оси в ряду пород базальт-риолит снижаются содержания и титана и фосфора, что отвечает известково-щелочной тенденции. Подобная дивергенция тренда описана и в метавулканитах дифференцированной ассоциации верхнеанабарской серии Анабарского массива.

Условия залегания, реликты вулканогенных структур и текстур, петрохимические и геохимические признаки говорят о том, что первично оленегорская толща метаморфических пород (см. табл. 4) представляла собой дифференцированную вулканическую ассоциацию, в составе которой различаются коматиитовые ба-

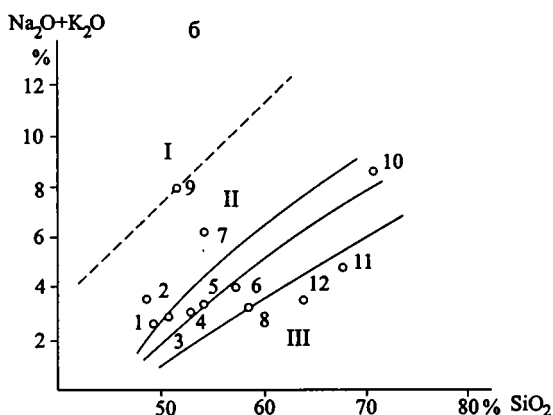
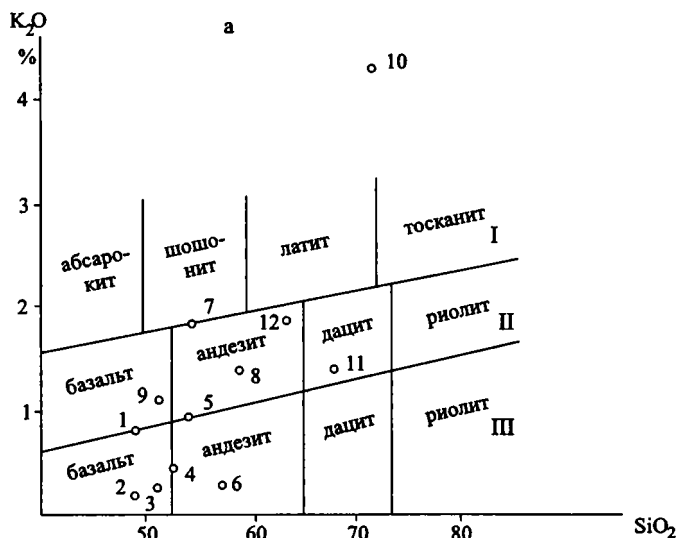


Рис. 44. Диаграммы $K_2O - SiO_2$ (а) и $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (б) [164] для метавулканитов оленегорской серии Балтийского щита

Пояснение серий пород см. на рис. 14.

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

зальты, базальты, андезиты, дациты и риолиты. К верхам разреза вулканического комплекса возрастает роль песчано-глинистых отложений. Горизонты железистых кварцитов в разрезе приурочены к зоне перехода от основных к средним-кислым вулканитам. Судя по геохимическим признакам, первоначально формирование вулканической толщи происходило, видимо, в геотектонических условиях, близких к современным океаническим (растяжение) и вулканиты петрохимически родственны толеитам. Толеитовая тенденция петрохимической изменчивости затем меняется на известково-щелочную. Условия растяжения сменяются сжатием, характерным уже для накопления вулканитов известково-щелочных серий в близких к островодужным обстановкам. С достаточной долей уверенности по парагенезам

вулканитов и петрохимическим признакам дифференцированную вулканическую ассоциацию оленегорской серии можно подразделить на две подассоциации-серии. Нижняя – базальтовая подассоциация толеитовой серии (П.М. Горяинов отмечает развитие в ней жедритовых амфиболитов, сопоставляемых с коматиитовыми базальтами) и верхняя – базальт-андезит-дацит-риолитовая подассоциация известково-щелочной серии.

Рис. 45. Диаграмма $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ [171] для метавулканитов оленегорской серии Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

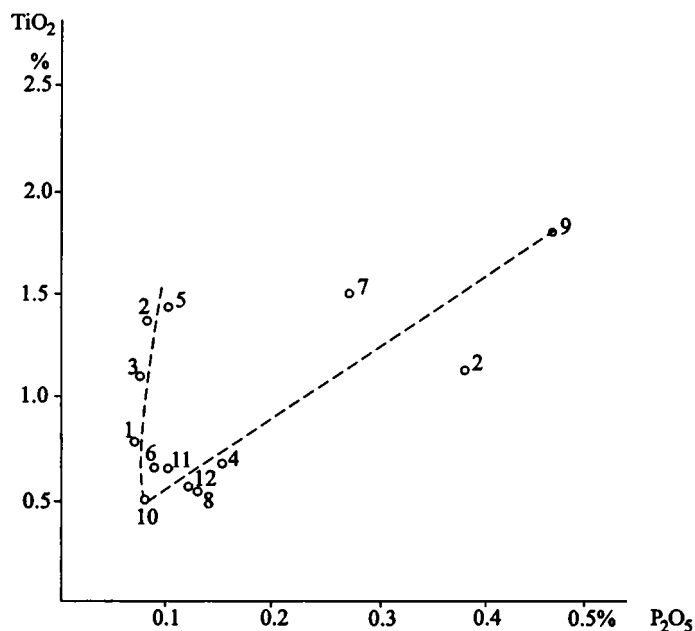
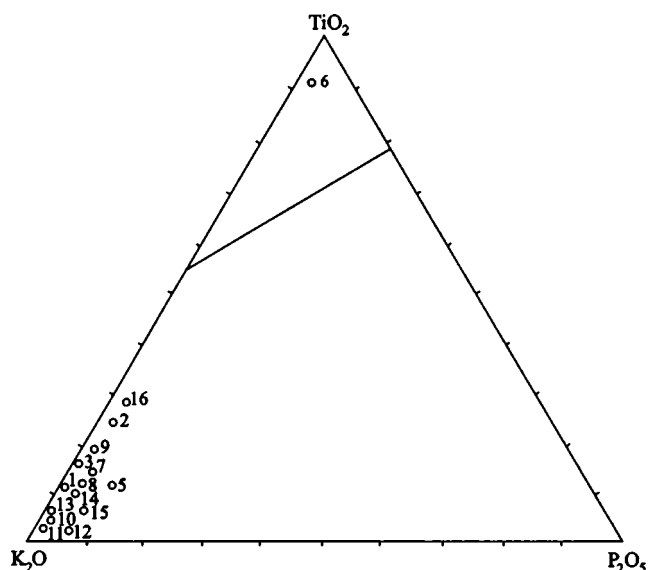


Рис. 46. Диаграмма $TiO_2 - P_2O_5$ для метавулканитов оленегорской серии Балтийского щита

Условные обозначения см. на рис. 28. Пояснения типов пород см. в табл. 4

Вулканическое происхождение ряда основных, средних и кислых метаморфических пород серии полмос-порос в зоне Колмозеро–Воронья установлено в результате многолетних исследований А.П. Белолипецкого, В.И. Болотова, Ю.И. Ильина, Б.В. Гавриленко, Л.Л. Гарифуллина, Д.Д. Мирской и др. Эти исследователи неоднократно отмечали реликты вулканогенных структур и текстур в метаморфических породах, гомодромный характер развития вулканизма в зоне, выявляли генетические типы вулканитов и устанавливали флишоидный характер осадочной толщи, перекрывающей существенно вулканические образования. Вулканическая толща структурно-фациальной зоны Колмозеро–Воронья (рис. 47) вполне сопоставима с зеленокаменными поясами [69, 90]. Возраст образований зоны верхнеархейский (лопийский) по аналогии с соседней Кейвской зоной доказывать нет необходимости, но петрохимически обработать весь материал под единым углом зрения следует. Это поможет определить сериальную принадлежность вулканитов, оценить геотектонические обстановки их формирования и сопоставить с другими вулканическими зонами архея (табл. 5).

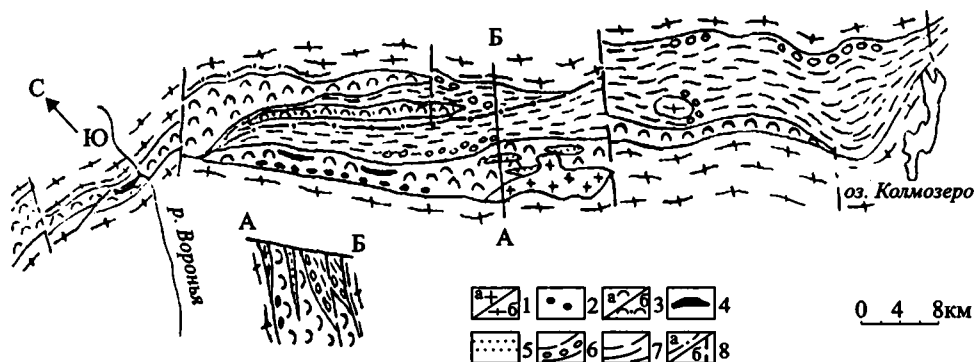


Рис. 47. Схематическая геологическая карта зоны Колмозеро–Воронья (Кольский полуостров) [39]

1 – гранитоиды (а – гранитоиды фундамента, интенсивно мигматизированные, б – плагиомикроклиновые граниты); 2 – терригенные метаосадки базального горизонта (лявозерская свита); 3 – метабазиты (а – роговообманковые амфиболиты, б – метагаббро хребта Оленьего); 4 – зоны с установленными линзами магнетитовых кварцитов; 5 – линзы кислых метавулканитов (лептиты); 6 – грубообломочные осадки серии полмос-порос, возможно сопоставимые с базальным горизонтом (северный контакт); 7 – метapelиты и метапсаммиты флишоидной формации (червуртская свита); 8 – разломы (а – соскладчатые, б – поздние)

Метавулканиты серии полмос-порос на диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 48) и $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) + \frac{1}{2}(\text{CaO} + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ отстраивают непрерывный петрохимический тренд, практически совпадающий с трендом магматических пород в области составов базальт–андезито–дацит–риолит. Это является дополнительным доказательством магматической вулканической природы метаморфических пород. Высокоглиноземистые гнейсы отстраивают поперечный к основному тренд, что может служить признаком их седиментационной природы. В области базальтов несколько особняком стоят точки составов низкоалюминиевых базальтов.

**Таблица 5. Средний химический состав основных типов метаморфических пород серии полмос-порос (зона Колмозеро–Воронья)
по: [6, 7, 12, 23, 27, 90]**

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	48.90	50.31	51.58	50.20	48.01	52.25	49.58	59.19	62.95	46.80	69.87	72.96	56.44	58.62	61.60	51.35	85.28
TiO ₂	0.95	1.02	1.41	1.05	0.59	1.65	1.73	0.52	0.60	0.46	0.27	0.20	1.21	0.92	0.95	0.22	0.05
Al ₂ O ₃	16.79	14.62	14.85	13.86	13.01	12.69	13.17	15.88	16.16	9.78	14.64	14.04	20.91	20.11	17.32	0.35	0.39
Fe ₂ O ₃	1.91	2.29	2.67	2.46	1.74	3.07	4.06	1.06	2.46	0.58	1.08	0.80	1.92	2.00	1.50	23.66	3.82
FeO	9.04	10.06	10.02	10.77	6.89	12.38	11.61	6.12	3.45	11.07	1.16	1.65	5.98	6.93	7.18	19.65	8.22
MnO	0.20	0.21	0.19	0.19	0.13	0.27	0.23	0.10	0.07	0.20	0.04	0.04	0.08	0.12	0.12	0.20	0.12
MgO	6.21	4.89	5.69	6.41	4.31	4.39	4.25	5.83	2.03	16.05	0.96	1.81	3.44	3.52	2.60	1.86	0.78
CaO	11.56	9.93	8.75	9.56	10.24	9.51	10.48	6.39	6.57	8.02	3.05	3.54	1.75	1.84	2.85	1.32	0.31
Na ₂ O	1.72	3.61	2.82	1.91	1.86	2.70	1.26	3.05	2.74	0.45	4.48	1.91	1.95	1.72	2.75	0.05	0.04
K ₂ O	0.40	0.34	0.11	0.13	0.55	0.27	0.61	0.93	1.20	2.36	2.17	1.31	2.04	2.27	1.43	0.03	0.02
H ₂ O*	1.31	2.74	1.31	1.72	2.25	0.74	2.66	1.07	1.40	2.22	1.85	1.36	3.19	0.94	0.70	0.45	0.60
H ₂ O	0.16	0.08	0.08	0.08	0.26	0.02	0.08	0.04	0.14	0.18	0.04	0.48	0.80	0.83	0.85	0.10	–
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.12	0.08	0.10	0.17	0.14	0.12	0.14	0.04	0.13	0.15	0.11	0.09	0.13	0.19	0.04
S _{общ}	0.14	–	0.16	0.15	0.05	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CO ₂	0.43	–	0.22	1.71	9.88	–	–	–	–	1.55	–	–	–	–	–	–	–
<i>Сумма</i>	99.83	100.18	99.98	100.28	99.92	100.16	99.78	100.31	99.83	99.76	99.74	99.54	99.81	99.91	99.98	99.44	99.67
N	6	10	8	9	10	5	7	8	10	6	9	10	5	5	5	15	6

Примечание. 1 – плагиоамфиболиты; 2 – сланцеватые амфиболиты; 3 – плагиоамфиболиты полосчатые; 4 – амфиболиты массивные; 5 – карбонат-хлорит-амфиболовые сланцы; 6 – сланцеватые амфиболиты; 7 – гранатовые амфиболиты; 8, 9 – биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 10 – хлорит-актинолитовые сланцы; 11, 12 – гранат-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; 13–15 – высокоглиноземистые гнейсы; 16 – тонкополосчатые магнетитовые кварциты; 17 – массивные кварциты с магнетитом.

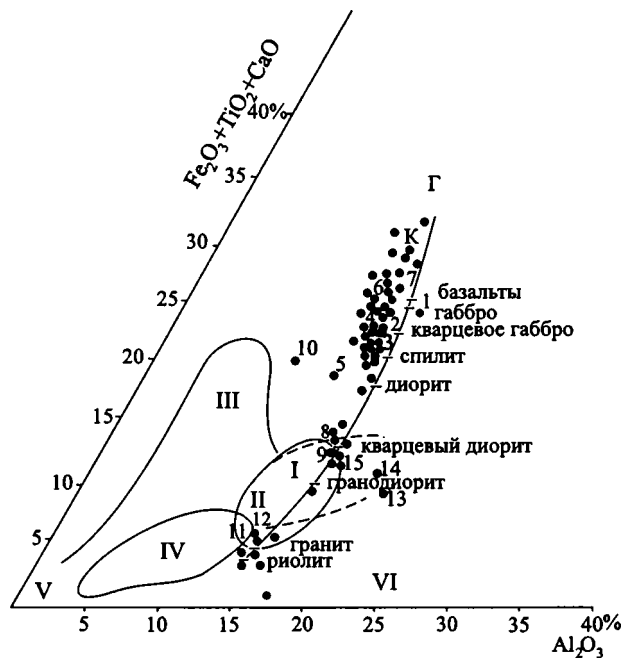


Рис. 48. Диаграмма Х.Роша [165] для метавулканитов серии полмос-порос Балтийского щита
Пояснения полей пород см. на рис. 4, типов пород – в табл. 5

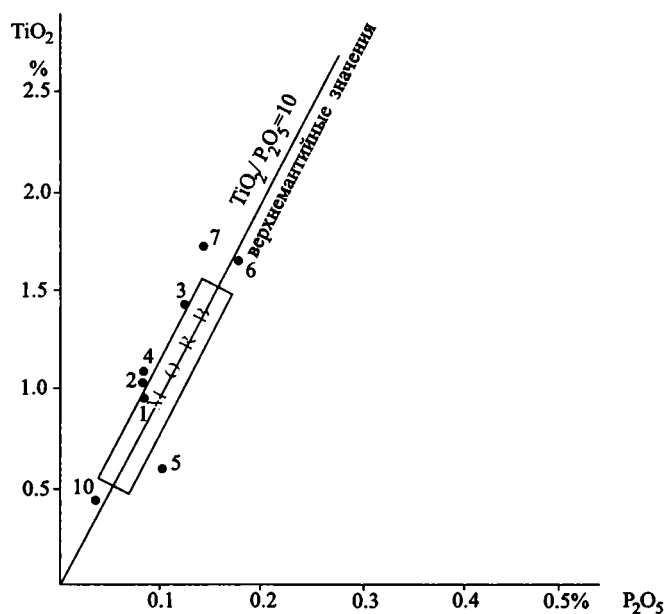


Рис. 49. Диаграмма $TiO_2 - P_2O_5$ для метавулканитов серии полмос-порос Балтийского щита
Пояснения типов пород см. в табл. 5

На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 49) точки средних составов базальтов и андезито-базальтов близко примыкают к базальтоидам срединно-океанических хребтов, характеризующимся аналогичным верхнемантийному отношению титана к фосфору. Хлорит-актинолитовые сланцы (№ 10, см. табл. 5) петрохимически сопоставимы с коматиитовыми базальтами, что хорошо видно на диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 50). Другие метавулканиды основного состава попадают в поле толеитовых составов с несколько пониженным содержанием магния и алюминия (см. табл. 5).

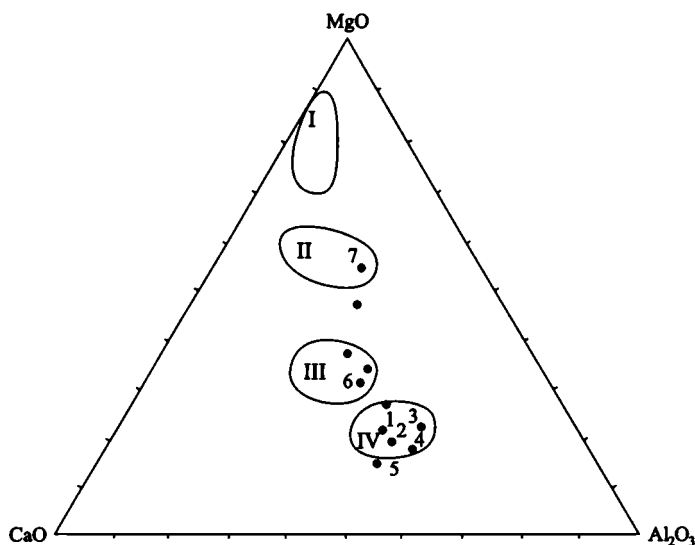


Рис. 50. Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ [172] для основных и ультраосновных метавулканидов серии полмос-порос Балтийского щита

Пояснения полей базальтов см. на рис. 20, типов пород – в табл. 5

Сериальную принадлежность метавулканидов серии полмос-порос можно определить при помощи ряда петрохимических диаграмм. Причем, на диаграммах, при построении которых используются щелочи и стабильные компоненты, часто получаются взаимоисключающие результаты. Так, например, на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 51, б) точки усредненных составов метавулканидов серии полмос-порос попадают, в основном, в поле толеитовой серии. А на диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 51, а) разброс точек очень широк – мы имеем и абсарокиты (№ 10) щелочной, и андезито-дациты (№№ 9, 11) известково-щелочной и базальты-андезиты-риодациты толеитовой серий. В то же время на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ (рис. 52) Х.Пикко известково-щелочной индекс вулканидов серии равен 66, что характерно для толеитовой (известковой) серии (см. табл. 5).

На диаграмме AFM (рис. 53) разброс точек усредненных составов метавулканидов весьма значителен. Основная часть пород лежит в поле толеитовой серии, лишь средние-кислые вулканические породы верхов разреза вулканической толщи попадают в поле известково-щелочной серии.

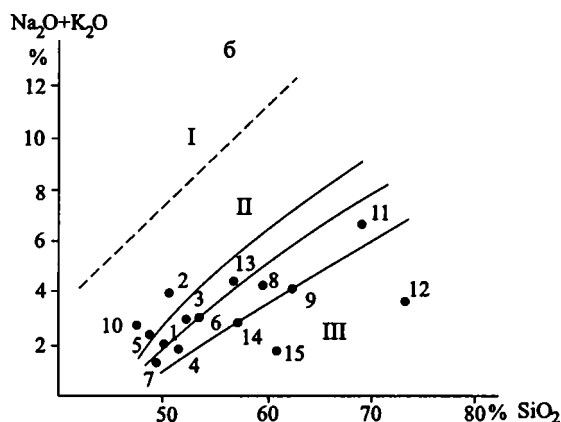
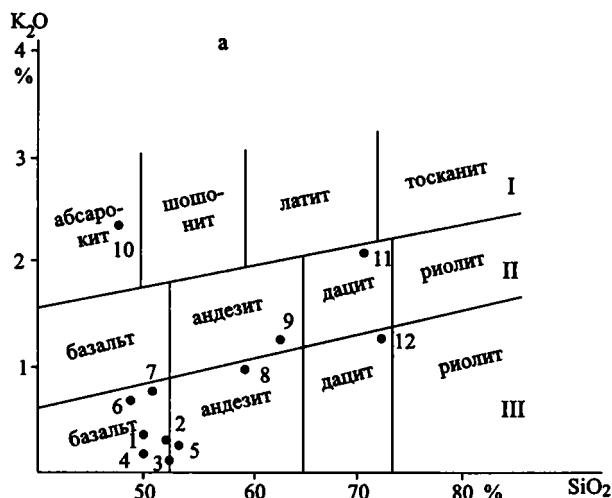


Рис. 51. Диаграммы $K_2O - SiO_2$ (а) и $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (б) [164] для метавулканитов серии полмос-порос Балтийского щита

Пояснение серий пород см. на рис. 14, типов пород – в табл. 5

Анализ приведенных данных убеждает нас в том, что к диаграммам, использующим при построениях щелочи, нужно относиться крайне осторожно, особенно для пород, претерпевших значительные метаморфические превращения, мигматизацию и гранитизацию.

На диаграмме $P_2O_5 - Al_2O_3/TiO_2$ (рис. 54), где не используются для построения щелочи, все точки усредненных составов метабазитов серии полмос-порос попадают в поле толеитовой серии. Характерно, что в метабазитах серии содержание титана может сильно изменяться при практически неизменном количестве фосфора (см. рис. 23). В ряду пород базальт–андезит–риодацит наблюдается обратное соотношение в содержании этих элементов, что характерно для вулканитов толеитовых серий океанических обстановок.

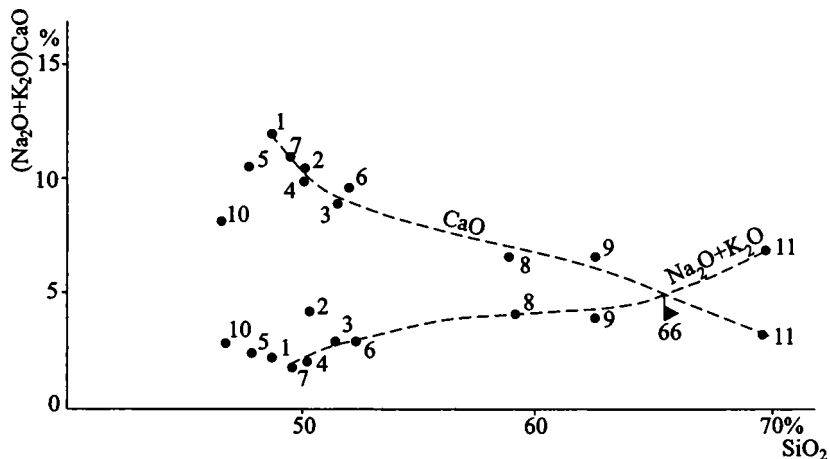


Рис. 52. Диаграмма Х.Пикокса $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO} - \text{SiO}_2$ для метавулканитов серии полмос-порос Балтийского щита

Пояснения типов пород см. в табл. 5

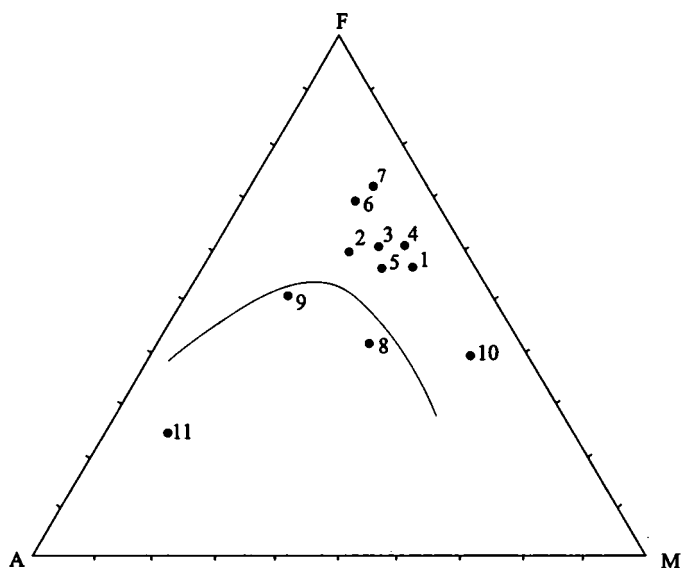


Рис. 53. Диаграмма AFM [164] для метавулканитов серии полмос-порос Балтийского щита

Пояснения типов пород см. в табл. 5

В табл. 6 приведены содержания титана, бария, стронция и хрома в метавулканитах серии полмос-порос [6, 7, 12]. Соотношение содержаний бария и стронция изменяется от прямого в ряду коматиитовые базальты – базальты (толеитовая тенденция) к обратному в ряду от основных к кислым вулканическим породам



Рис. 54. Диаграмма $P_2O_5 - Al_2O_3/TiO_2$ для метавулканитов серии полмос-порос Балтийского щита

Пояснения типов пород см. в табл. 5

(известково-щелочная тенденция). Тренд содержаний этой пары элементов в метавулканитах серии полмос-порос подобен описанному ранее для вулканических пород контрастных ассоциаций далдынской серии (Анабарский массив) и Умбинско-Колвицкого гранулитогнейсового комплекса (Балтийский щит) (см. табл. 6).

Таблица 6. Средние содержания малых элементов в метавулканитах серии полмос-порос (по: [6, 7, 12])

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ti	1.13	1.18	1.32	1.15	0.70	0.47	0.52	0.38	0.34
Ba	50	100	120	50	220	690	370	—	570
Sr	160	180	150	180	270	470	180	—	180
Cr	110	85	37	122	50	26	30	29	20

Примечание. Типы пород: 1–4 – плагиоамфиболиты: 1 – сланцеватые, 2 – полосчатые, 3 – гранатовые, 4 – массивные; 5 – амфиболовые и биотит-амфиболовые с гранатом плагиосланцы (плагиогнейсы); 6 – андезитовые порфиры; 7 – биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (плагиогнейсы) с мусковитом; 8 – кварцевые порфиры и альбитофиры; 9 – кианит-мусковитовые сланцы (гнейсы).

Рассмотрим соотношение фосфора и титана в метавулканитах серии полмос-порос. В ряду пород коматиитовые базальты – андезито-дациты оно подобно описанному ранее для контрастных ассоциаций верхнеанабарской серии и гранулитогнейсового комплекса: толеитовая тенденция в ряду ультрамафиты–базальты сменяется известково-щелочной для базальтов–дацитов (полмостундровская свита). Но в продолжении ряда андезиты–дациты–риолиты (вороньетундровская свита) опять произошла смена направленности тенденции на толеитовую (см. рис. 23). Кислые вулканы залегают в червуртской, существенно осадочной свите, лежащей с размывом на серии полмос-порос и относящейся к существенно осадочной толще, завершающей разрез вулканического комплекса.

Тренд соотношений титана и хрома в метавулканитах серии полмос-порос подобен контрастной ассоциации далдынской серии (см. рис. 25), когда высокие содержания этих элементов характерны для океанических обстановок, но по мере подкисления вулканитов они снижаются до островодужных значений.

В составе серии полмос-порос преобладают базальты. В резко подчиненном количестве в ней развиты коматиитовые базальты в низах толщи и андезиты, риодациты – в верхах разреза серии.

По парагенезам вулканитов, петрохимическим признакам вулканическую ассоциацию полмос-тундровской свиты следует относить к контрастному типу. Петрохимические и геохимические признаки позволяют подразделить ее на две подассоциации-серии – ультрамафит-базитовую подассоциацию толеитовой серии и базальт-риодацитовую подассоциацию толеитовой (переходной) серии.

По комплексу этих признаков контрастная вулканическая ассоциация серии полмос-порос сопоставима с контрастными ассоциациями далдынской серии Анабарского массива и Умбинско-Колвицкого гранулит-гнейсового комплекса на Балтийском щите.

Верхняя часть вулканического разреза серии полмос-порос – вороньетундровская свита состоит из переслаивания базальтов, андезитов, дацитов и осадочных, в том числе и карбонатных пород, представленных примерно в равных количествах.

По набору вулканических пород эта часть разреза толщи может быть отнесена к дифференцированной ассоциации, перекрываемой осадочной толщей с проявлениями кислого вулканизма. Дифференцированная вулканическая ассоциация здесь несколько редуцирована, так как мощность вороньетундровской свиты составляет первые сотни метров (до 500 м).

Закономерности строения реставрированных разрезов с элементами формационного анализа

Реставрированные разрезы осадочно-вулканогенных толщ Умбинско-Колвицкого гранулит-гнейсового комплекса, кольской, оленегорской серий и серии полмос-порос изображены на рис. 55.

Многие исследователи отмечали наличие реликтов вулканических структур и текстур в метаморфических образованиях, приводили петрохимические пересчеты. Эти материалы обобщены в коллективной монографии сотрудников Института геологии Кольского филиала РАН «Вулканы раннего докембрия Кольского полуострова» [23], являющейся, по сути дела, атласом структур и текстур вулканических пород докембрия. Сделан вывод о гомодромной тенденции эволюции состава архейских метавулканитов, наличии в разрезе вулканических толщ архейского возраста пикритов, пикрито-базальтов, а также субщелочных вулканитов в ряду андезит–дацит–риолит.

Реставрация первичных разрезов метаморфических толщ с учетом реликтов первоначальных структур и текстур, петрохимических и геохимических признаков позволяют оценить роль вулканических и осадочных пород в строении толщ, соотношение вулканитов различной основности, провести парагенетический анализ вулканических комплексов и по петрохимическим признакам попытаться восстановить геотектонические обстановки и геодинамические режимы их формирования.

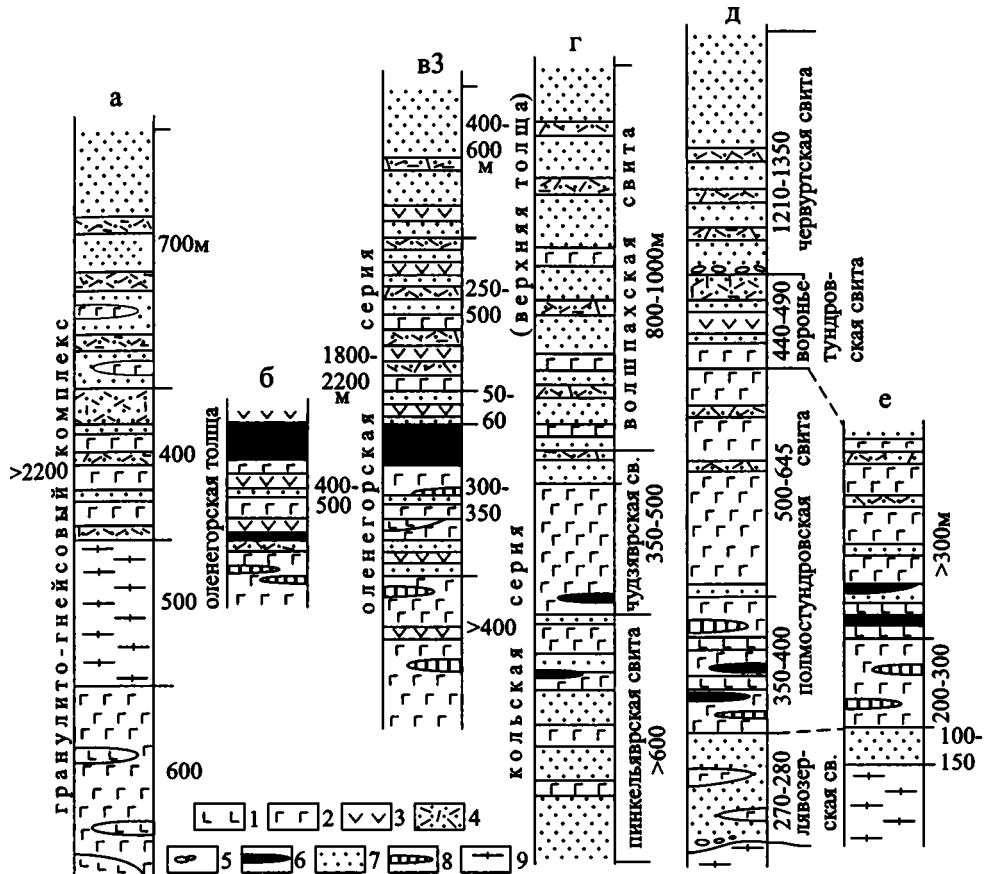


Рис. 55. Реставрированные разрезы вулканических комплексов Балтийского щита

Вулканические зоны: а – Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс; б–г – оленегорская и Кольская серии; д, е – серия полмос-порос (зона Колмозеро–Воронья)

1 – ультраосновные вулканы (коматииты, коматиитовые базальты); 2 – базальты; 3 – андезиты; 4 – дациты, риолиты; 5 – рудные лавы и туфы; 6 – магнетитовые кварциты; 7 – осадочные породы; 8 – конгломераты; 9 – плагиоклазиты–анортозиты

В разрезе Умбинско-Колвицкого (Кандалакшского) гранулитогнейсового комплекса преобладают коматиитовые и толеитовые базальты. По петрохимическим признакам часть из них приближается к коматиитам (пироксеновым). В верхней части разреза базитовой толщи появляются редкие пласты андезито-базальтов, переслаивающихся с толеитовыми базальтами, и дацитов. Пласты вулканитов перемежаются с прослоями песчано-глинистых образований. Роль последних вверх по разрезу возрастает, и формирование комплекса завершается накоплением существенно осадочной пачки с эпизодическими пластами кислых и, реже, основных вулканитов. Из разреза выпадают плагиоклазиты–анортозиты, по петрохимическим признакам отвечающие магматическим образованиям и отскакивающие от единого петрохимического тренда вулканических пород.

Судя по мощностям выделенных в типовом разрезе пачек вулканитов, основные типы вулканических пород по основности в ряду основные–средние–кислые

соотносятся в количестве (ориентировочно) как 7:1:2. Таким образом, количество средних (андезито-базальты) и кислых вулканитов составляет не более 30%. Если учесть мощность силластазитов-анортоситов (около 500 м), внедрившегося в толщу базитов, то доля кислых и средних вулканитов в разрезе контрастной вулканической ассоциации уменьшится ориентировочно до 15%.

Оленегорская толща, которую некоторые исследователи [14, 39, 119] сопоставляют с низами разреза кольской серии, довольно сильно отличается от гранулитогнейсового комплекса и, прежде всего, по степени дифференцированности вулканической толщи. В ней также разрез начинается базитовой пачкой и завершается песчано-глинистой толщей с горизонтами кислых и средних вулканитов в основании. То есть, принципиально они построены сходно. Но в нижней половине разреза оленегорской толщи отмечается смена собственно базитовой пачки (более 400 м) толщей переслаивающихся ультраосновных (редко коматитовые базальты), основных и средних вулканитов с прослоями осадочных образований и горизонтами железистых кварцитов (около 600 м) и толщей переслаивания средних и кислых вулканитов с песчано-глинистыми пластами (500 м). Завершается разрез оленегорской серии существенно осадочной пачкой (400–600 м) с единичными линзами средних и кислых вулканитов.

Ориентировочное соотношение основных, средних и кислых вулканических пород в разрезе оленегорской толщи составляет 5.5:2.5:2. Таким образом, доля средних и кислых вулканитов в разрезе дифференцированной вулканической толщи возрастает до 40–50%.

В толще метаморфических пород кольской серии собственно вулканогенной (базитовой) является чюдъяврская свита [14, 39]. Доля вулканитов различной основности в составе пинкельяврской и волшпахской свит не велика. Суммарно доля вулканогенной составляющей в разрезе толщи оценивается не более, чем в 30%.

Разрез зеленокаменного пояса зоны Колмозеро–Воронья начинается существенно осадочной пачкой лявозерской свиты (до 300 м). В составе залегающей на ней полмостундровской свиты преобладают базальты, которые включают эпизодические пласты ультраосновных вулканитов в низах разреза свиты и дацитов в верхах ее разреза. Доля ультраосновных и кислых вулканитов не превышает 15–20%. Роль осадочных пород в составе свиты ничтожно мала. Ориентировочное соотношение основных типов вулканических и осадочных пород в ряду ультраосновные – основные – кислые вулканиты – осадки ориентировочно составляет 1:7.5:1:0.5. В вороньетундровской свите средние и кислые вулканические породы уже преобладают, а доля осадочных образований возрастает до 20–25% (учитывая параамфиболиты). Завершает разрез серии существенно осадочная червуртская свита.

Соотношение основных типов вулканических и осадочных пород позволяет выделить в составе серии подстилающую существенно осадочную пачку, контрастную и дифференцированную вулканические ассоциации и существенно осадочную завершающую толщу. По петрохимическим признакам и изменению тенденций соотношения пар элементов титан–фосфор, барий–стронций в разрезе контрастной вулканической ассоциации (полмостундровская свита) выделены ультрабазит-базитовая толеитовая и дацит-базитовая переходная подассоциации (серии). В строении дифференцированной ассоциации (вороньетундровская свита) выделены базитовая толеитовая и базальт-андезит-риолитовая известково-щелочная подассоциации (серии).

ГЛАВА III

МАГНЕТИТОВЫЕ ПОРОДЫ В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ АРХЕЯ

Магнетитовые породы известны в разрезах всех рассмотренных метаморфических толщ Анабарского массива и восточной части Балтийского щита. Выделяются два типа магнетитовых образований: типичные полосчатые магнетитовые кварциты и меланократовые амфиболиты, плагиогнейсы и кристаллические сланцы с обильной (15–30% магнетита) вкрапленностью магнетита и, реже, ильменита. Причем меланократовые метаморфические породы с вкрапленностью магнетита ассоциируют с метавулканическими образованиями, а магнетитовые кварциты – с прослоями и линзами метаосадочных пород в метавулканитах.

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

Ранее, в разделе «Типы метаморфических пород» были описаны меланократовые метаморфические образования, обогащенные вкрапленным магнетитом, и полосчатые магнетитовые кварциты, встреченные в гранулитогнейсовом комплексе Анабарского массива. Они известны в нижней половине разреза верхнеанабарской серии, реже – в далдынской серии.

В бассейнах рек Далдын, Хатырик, Этиэбин и Сербеев (притоки р. Большая Куонамка) магнетитовые породы представлены полосчатыми и линзовидно-полосчатыми магнетитовыми кварцитами. Пластообразные тела и линзы магнетитовых кварцитов имеют мощность от долей метра до 15–20 м и протяженность от десятков метров до 0.8–1.0 км. Они залегают как в монотонных двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых гнейсах с эпизодическими прослоями гиперстеновых плагиогнейсов (реки Сербеев и Этиэбин), так и в толще переслаивающихся гиперстеновых и двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов, включающей эпизодические пласты и линзы лейкократовых гранат-биотитовых гнейсов, плагиогнейсов с графитом и кварцитов (реки Далдын и Хатырик).

Меланократовые амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы и пироксеновые амфиболиты, обогащенные вкрапленным магнетитом, описаны нами в бассейне р. Алы-Юрек (см. рис. 2), левого притока р. Большая Куонамка (Анабар). Они в виде мелких линз и пластообразных прослоев мощностью до 1 м и протяженнос-

тью в десятки метров, редко до первых сотен метров, залегают как в двупироксеновых плагиогнейсах нижней толщи (далдынская серия – две линзы), так и в перемежающихся двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсах верхней толщи (верхнеанабарская серия – шесть линз).

По структурно-текстурным признакам магнетитсодержащие меланократовые породы ничем практически не отличаются от вмещающих амфиболитов и двупироксеновых плагиогнейсов. Они обладают нематогранобластовой и гранобластовой структурами и массивной, реже неяснополосчатой текстурами. Содержание зерен магнетита в них колеблется от 5 до 30%, составляя в среднем 15–20%. Зерна магнетита характеризуются неправильной, удлинённой по гнейсованности формой, нередко с прихотливыми очертаниями, и преобладающей ассоциацией с зернами темноцветных минералов. Характерно, что, чем меньше магнетита в породе, тем более он идиоморфен. Различается магнетит трех генераций: 1) метаморфический, 2) гистерогенный и 3) переотложенный.

Метаморфический магнетит слагает неравномерно рассеянную вкрапленность, он претерпел собирательную перекристаллизацию и чаще выполняет межзерновое пространство. Нередко он образует неправильные срастания с зернами пироксенов, роговой обманки, плагиоклаза и слагает включения в них. Реликтами первичного магнетита, видимо, являются включения магнетита идиоморфных очертаний в плагиоклазе и кварце. Гистерогенный магнетит формирует мелкокристаллическую вкрапленность и цепочковидные скопления по трещинам спайности в псевдоморфозах роговой обманки по пироксену, биотита по роговой обманке. Переотложенный магнетит образует мелкие прожилки по трещинам кливажа. Не исключено, что меланократовые метаморфиты, обогащенные вкрапленностью магнетита, более широко развиты в метавулканитах далдынской и низов верхнеанабарской серий. Видимо, геологи-съемщики в отчетах упоминают их как магнетитовые кристаллические сланцы.

На реставрационных диаграммах (см. рис. 4, 7, 9) магнетитсодержащие меланократовые метаморфические породы попадают в поле магматических образований и по содержанию кремнезема (49–54%) отвечают базальтам и андезито-базальтам. На диаграммах Х.Роша (см. рис. 5) и Б.Черча (см. рис. 6) эти породы четко укладываются в тренды магматических образований. От базальтов их обогащенные магнетитом разновидности отличаются несколько пониженным содержанием алюминия, магния, кальция и повышенным – железа, титана, марганца и фосфора.

В низовьях рек Далдын, Сербеев, Этиэбин и в верховьях р. Хатырик, притоков р. Большая Куонамка, описан другой тип магнетитовых пород – полосчатые магнетитовые кварциты. В отличие от меланократовых пород с вкрапленным магнетитом они слагают более мощные и протяженные линзы и прослои. Последние группируются в бассейне рек Далдын и Хатырик в стратиграфически выдержанные горизонты мощностью до нескольких сотен метров и прослеживаются по простиранию более, чем на 6 км. Встречаются и мелкие единичные линзы магнетитовых кварцитов (бассейны рек Сербеев и Этиэбин).

Рудный горизонт изучен нами в бассейне р. Далдын. Здесь он приурочен к нижней части разреза верхнеанабарской серии. Рудный горизонт в низовьях р. Далдын (см. рис. 3) залегает на контакте пачек меланократовых гранат-амфибол-двупироксеновых, гранат-гиперстеновых и лейкократовых гиперстеновых, двупироксеновых плагиогнейсов. Горизонт представлен пластом лейкократовых биотит-гранатовых плагиогнейсов мощностью 50–100 м. Линзы магнетитовых кварцитов расположены как внутри пласта, так и на его контакте с вмещающими

плаггиогнейсами. Контакты магнетитовых кварцитов с вмещающими породами согласные, четкие, слабоволнистые. Нередко в магнетитовых кварцитах встречаются шлировые скопления граната и, реже, магнетита округлой формы, диаметром до 5–6 см.

По минеральному составу выделяются следующие разновидности магнетитовых кварцитов: кварц-магнетитовые, гиперстен-магнетит-кварцевые, гиперстен-салит-магнетит-кварцевые, гранат-гиперстен-кварцевые и, редко, мономинеральные магнетитовые породы. В количественном соотношении преобладают гиперстеновые и гиперстен-салитовые разновидности.

Отмечены следующие текстурные разновидности магнетитовых кварцитов: полосчатые (ширина полос до 1.0–1.5 см), линзовидно-полосчатые, вкрапленно-полосчатые, вкрапленные и массивные. Преобладают линзовидно-полосчатые и вкрапленно-полосчатые текстуры.

Минеральный состав магнетитовых кварцитов колеблется в широких пределах: кварц – 40–85%, магнетит – 15–35 (редко до 90%), альмандин – 0–30, гиперстен – 0–25, салит – 0–10 и биотит – 0–2%; отмечены единичные зерна циркона и апатита. Средний химический состав магнетитовых кварцитов (табл. 7) был пересчитан на минеральный состав (в %): магнетит – 35.27, маггемит – 7.54, кварц – 35.20, гиперстен – 9.26, салит – 8.21, ильменит – 0.76.

Таблица 7. Средний химический состав магнетитовых пород Анабарского массива

Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O*	S _{общ}	п.п.п.	Сумма
1	48.20	2.53	12.66	14.10	8.25	0.62	1.31	8.10	1.90	0.75	0.61	0.17	0.10	0.20	99.50
2	44.75	0.38	–	32.33	16.62	0.08	2.70	2.26	Следы	Следы	–	–	–	–	99.12

Примечание. 1 – амфиболит с вкрапленностью магнетита (20%), 2 – магнетитовый кварцит.

Как видно из табл. 7, основное отличие магнетитовых кварцитов от меланократовых метаморфических пород с магнетитом заключается в отсутствии плаггиоклазов и существенно кварцевом составе. Магнетитовые кварциты практически биминеральны – кварц и магнетит, а амфиболиты и меланократовые плаггиогнейсы с вкрапленным магнетитом – полиминеральны, кроме того, магнетитовые кварциты содержат меньше щелочей, титана, марганца и фосфора. По коэффициенту окисления (О) магнетитовые кварциты и магнетитосодержащие амфиболиты и плаггиогнейсы практически не различаются: соответственно 0.66 и 0.63, но по коэффициенту железистости (F) разнятся значительно: соответственно 94 и 62%.

Рассматривая закономерности размещения магнетитовых пород в реставрированном разрезе вулканической толщи, можно констатировать, что горизонты магнетитовых кварцитов (бассейны рек Далдын и Хатырик) приурочены к нижней части разреза дифференцированной вулканической парагенетической ассоциации (верхнеанабарская серия). Одиночные мелкие линзы магнетитовых кварцитов залегают в толще переслаивающихся базальтов и андезитов в ассоциации с пластами и линзами метасадочных пород. Во втором случае магнетитовые кварциты ассоциируются с базальтами, включающими эпизодические покровы дацитов (гиперстеновые плаггиогнейсы).

Меланократовые метаморфические породы с вкрапленным магнетитом, судя по ситуации в бассейне р. Алы-Юрек (см. рис. 2), встречаются в вулканитах как контрастной (реже), так и дифференцированной ассоциаций и представляют собой базальты и андезито-базальты, обогащенные вкрапленным магнетитом. То есть, по сути дела, это рудные лавы. Часть из них, возможно, представляет собой и рудные туфы, но пока нет петрохимических и геохимических критериев различия лав и туфов (62).

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Магнетитовые породы известны во всех изученных вулканических ассоциациях архея. В гранулито-гнейсовом комплексе Сальных и Умбинско-Колвицких тундр отмечаются редкие полосы обогащения магнетитом в амфиболитах и меланократовых двупироксеновых плагиогнейсах. Мощность подобных линз и прослоев – обычно доли метра (редко первые метры), а протяженность – десятки, редко, – сотни метров [39, 46]. В.В. Жданов [46] и ряд других исследователей объясняют образование подобных пород, обогащенных магнетитом, да и магнетитовых кварцитов метасоматическим перераспределением вещества в зонах базификации.

Магнетитовые кварциты и другие магнетитосодержащие магматические породы оленегорской толщи и кольской серии много и плодотворно изучал П.М. Горяинов [38, 39, 119 и др.]. Поэтому их характеристика приводится, в основном, по данным этого исследователя. Геологическое строение и условия залегания магнетитовых кварцитов рассмотрим на примере Оленегорского месторождения (рис. 56).

Линза магнетитовых кварцитов на месторождении прослежена на 4 км при изменении мощности от 20–30 м на флангах до 250–300 м в центральной части. Схематический разрез рудного тела изображен на рис. 57.

Уменьшение мощности на флангах происходит постепенно и сопровождается появлением в разрезе прослоев биотитовых гнейсов. Скважинами рудное тело прослежено на глубину более 500 м. По минералогическому составу и содержанию в рудах растворимого железа выделяется три типа кварцитов с подразделением каждого из них на зоны: 1) рудный (магнетитовая, гематит-магнетитовая и гематитовая); 2) слабрудный (магнетит-силикатная и силикатная); 3) безрудный (сульфидно-силикатная, монокварцевая и сульфидная). Количество растворимого железа изменяется в типах кварцитов следующим образом: 1) более 27%; 2) 20–27%; 3) менее 20%.

Среди рудных железисто-кремнистых пород выделяются следующие минеральные разновидности: магнетитовые, мартитовые, амфибол-гематит-магнетитовые, амфибол-магнетитовые, пироксен-амфибол-магнетитовые, карбонат-амфибол-магнетитовые, гранат-магнетитовые и рибекит-эгирин-магнетитовые. Гематитосодержащие магнетитовые кварциты известны на Оленегорском и Кировоградском месторождениях. Содержание гематита в них составляет соответственно 12 и 7–8%. На других месторождениях Оленегорской группы гематит крайне редок.

Гематит-магнетитовые кварциты в разрезе рудной линзы Оленегорского месторождения составляют одну треть. П.М. Горяинов [39] выделяет две морфологические разновидности (генерации) гематита. Гематит первой генерации (первичный) характеризуется равновесными соотношениями с магнетитом. Это иногда проявлено и в текстуре – тонкое чередование кварц-магнетитовых и кварц-гематитовых

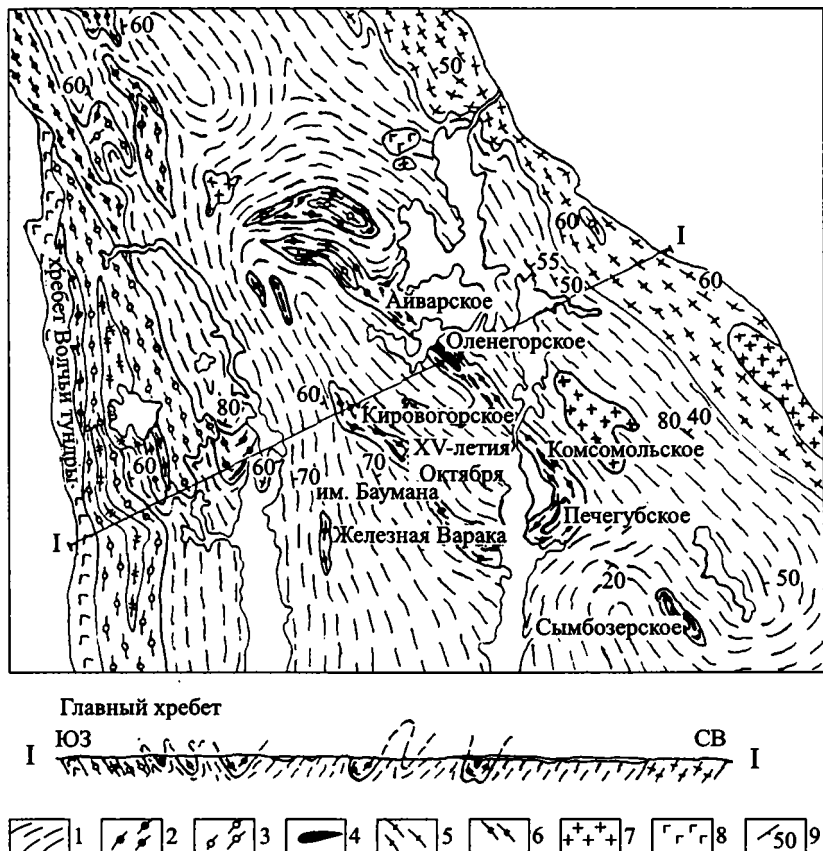


Рис. 56. Схематическая геологическая карта района Оленегорской группы месторождений железистых кварцитов [119]

1 – толща преимущественно биотитовых гнейсов; 2 – амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 3 – толщи преимущественно гранато-слюдяных и силлиманито-слюдяных гнейсов; 4 – месторождения железистых кварцитов; 5 – чарнокитоподобные пироксеновые гнейсы; 6 – гиперстеновые гнейсы (гнейсо-диориты) гибридные; 7 – граниты и гранито-гнейсы; 8 – основные породы главного хребта массива Гремяха-Вырмес; 9 – элементы гнейсовидности

титовых слойков. Гематит первой генерации образует как тончайшие (1–50 мкм) зерна с идеальными сечениями ромбоэдра, так и крупные (0.5–2 мкм) зерна и полиэдрические агрегаты. Вторая генерация гематита обнаруживает неравновесные соотношения с магнетитом (мартитизация). Сетчатая, петельчатая или скелетная формы мартитизации соответствуют все большей степени замещения магнетита гематитом. Как правило, гематит второй генерации всегда сопровождает первичный гематит, обратная связь не обязательна. Первичный гематит отмечается нередко в виде включений в кварце.

Обычно в амфибол-магнетитовых кварцитах амфибол и магнетит находятся в равновесных соотношениях (магнетит первой генерации). Но наблюдаются и неравновесные соотношения, когда магнетит по краям зерен и по трещинам спайности замещает амфибол. Иногда от кристалла амфибола (обычно железистого) остается лишь скелет, сохраняющий форму и незначительные реликты (магнетит второй генерации).

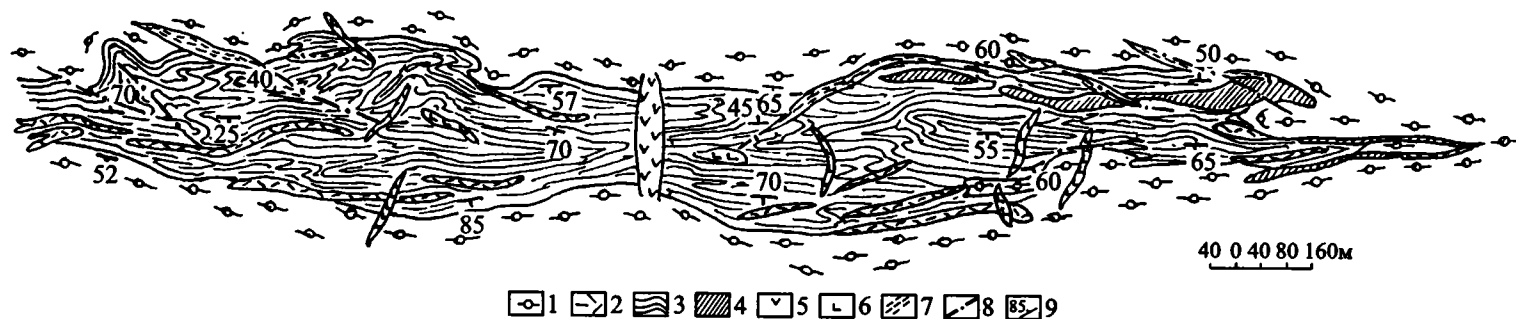


Рис. 57. Схематическая геологическая карта Оленегорского месторождения [119]

1 – амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы; слюдяно-амфиболовые, двуслюдяные очковые сланцы; полосчатые и сланцеватые амфиболиты; 2 – пегматиты и пегматоидные граниты; 3 – железистые кварциты; 4 – зона слабрудных метасоматических кварцитов с гранатом, щелочными амфиболами и сульфидами; 5 – диабазы, габбро-диабазы; 6 – габбро-нориты; 7 – милониты и бластомилониты; 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания полосчатости

Важными показателями химического состава железисто-кремнистых пород являются коэффициенты железистости F и окисления O . Для оленегорских гематит-магнетитовых кварцитов величина коэффициента O всегда выше 0.7. В магнетитовых кварцитах с высоким содержанием растворимого железа (более 25%) величина O довольно стабильна – 0.65–0.70. По мере увеличения количества амфиболов или пироксенов в магнетитовых кварцитах коэффициент окисления уменьшается. Величина коэффициента железистости в минеральных разновидностях магнетитовых кварцитов колеблется от 20 до 99%, уменьшаясь от мартитовых кварцитов (98–99%) до слабобудных и безрудных кварцитов (20%). Представление о запасах магнетитовых кварцитов месторождений Приимандровской (Оленегорской) группы можно составить по табл. 8 [39, 119].

Таблица 8. Запасы железных руд Приимандровского района (Оленегорская группа месторождений)

Месторождение	Ориентировочные запасы по всем категориям, млн т	Содержание железа (растворимого), %	Литературный источник
Оленегорское	337	32.45	П.А. Гурчич, 1949 г.
Иировогорское	78	33.01	Е.А. Гедовиус, 1950 г.
Им. XV лет Октября	63	30.1	Д.В.Шифрин, 1933 г.
Им. профессора Баумана	27	32.6	То же
Железная Варана	3.5	20–26	А.Ю. Серк, 1933 г.
Комсомольское	65	27 (валовое)	Д.В. Шифрин, 1933 г.
Печегубское	23.5	22	А.Ю. Серк, 1933 г.
Свинцовотундровское	Не подсчитано	Нет данных	М.Д. Кадырова, 1943 г.

Приимандровские железные руды играют заметную роль в хозяйстве Северо-Запада России благодаря ряду положительных особенностей месторождений. Исключительная чистота получаемых железных концентратов, высокое содержание в них железа, наличие естественных легирующих добавок (микропримеси титана, марганца, ванадия, хрома, кобальта, никеля) и благоприятные для эксплуатации горно-технические и экономические условия являются положительными технико-экономическими показателями.

Содержание железа в исходной руде в среднем по месторождениям составляет 32%, кремнезема – до 45%. Вредные примеси содержатся в незначительных количествах: серы – менее 0.05%, фосфора – менее 0.05% (редко до 0.14%). Это делает руды пригодными для выделки высококачественных чугуна и стали. Химический состав минералогических разновидностей магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов и магнетитов приведен в табл. 9 и 10.

Таблица 9. Средний химический состав магнетитовых кварцитов Приимандровского района (по: [39, 141])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	40.02	45.27	42.74	47.96	40.01	48.08	38.36	63.54
TiO_2	0.10	0.05	0.05	0.06	0.05	0.02	0.05	0.48
Al_2O_3	0.38	1.82	1.21	1.05	1.78	0.80	0.42	16.28

Таблица 9. Окончание

Fe ₂ O ₃	41.68	33.53	36.53	29.24	34.92	35.84	54.09	0.91
FeO	15.20	15.74	12.91	14.05	16.46	15.25	6.42	3.14
MnO	0.07	0.03	0.09	0.20	0.18	0.02	0.03	0.12
MgO	1.68	1.52	1.52	3.18	2.20	0.19	0.13	2.20
CaO	1.08	1.00	3.93	3.42	3.84	0.36	0.08	4.66
Na ₂ O	0.99	0.16	0.04	0.11	0.08	0.10	0.09	0.55
K ₂ O	0.12	–	–	–	0.02	–	0.04	0.06
H ₂ O ⁺	0.09	0.68	0.63	0.51	0.31	0.46	0.19	1.04
H ₂ O ⁻	0.08	0.28	0.24	0.22	0.20	0.10	0.10	0.43
P ₂ O ₅	–	0.01	0.05	0.03	0.16	0.02	0.04	0.20
S _{общ}	0.01	–	–	–	–	–	–	0.63
<i>Сумма</i>	100.60	100.10	99.44	100.03	100.21	100.24	100.04	100.23
Fe _{вал}	Не опр.	35.75	35.64	31.43	37.28	36.35	42.87	3.05
Fe _{раств}	"	35.67	Не опр.	Не опр.	37.21	Не опр.	42.80	Не опр.

Примечание. 1 – роговообманково-гематит-магнетитовый кварцит, месторождение Оленегорское; 2 – пироксен-куммингтонит-магнетитовый кварцит, месторождение Оленегорское; 3 – роговообманково-гематит-магнетитовый кварцит, месторождение им. профессора Баумана; 4 – тремолит-актинолит-магнетитовый кварцит, месторождение Железная Варака; 5 – пироксен-магнетитовый кварцит, месторождение Железная Варака; 6, 7 – железнослюdkово-мартитовый кварцит, месторождение Железная Варака; 8 – роговообманково-магнетит-гранатовый кварцит (безрудный), месторождение Печегубское.

Таблица 10. Средний химический состав магнетита из магнетитовых кварцитов (по: [39, 119])

Компонент	Оленегорское месторождение			Месторождение Железная Варака
	обр. 248/4	обр. 108	обр. 95	обр. 214/1
SiO ₂	1.15	0.82	0.99	1.07
TiO ₂	1.00	0.02	Следы	Не опр.
Al ₂ O ₃	0.59	0.02	0.44	0.03
Fe ₂ O ₃	68.21	69.07	68.42	68.54
FeO	29.60	29.67	38.26	30.09
MnO	0.07	0.08	Следы	0.15
MgO	0.55	0.19	Не опр.	0.11
CaO	0.10	0.12	"	0.09
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	0.38	Не опр.
H ₂ O ⁻	"	"	0.07	"
P ₂ O ₅	–	"	–	"
S _{общ}	0.01	0.03	Следы	0.05
Cr ₂ O ₃	–	Не опр.	0.02	Не опр.
NiO	–	"	Следы	"
V ₂ O ₅	Не опр.	"	"	"
<i>Сумма</i>	100.28	100.01	100.58	100.13

Применение обогатителями Оленегорского горно-обогатительного комбината комбинированной электромагнитогравитационно-флотационной схемы обогащения магнетитовых кварцитов дает возможность получить высококачественный концентрат с содержанием железа 69–70%.

Анализируя положение магнетитовых кварцитов в оленегорской толще, точнее в вулканогенной ее части разреза, можно сказать, что они залегают в дифференцированной ассоциации, в зоне перехода от основных к средним-кислым вулканитам. В рудовмещающей толще среди вулканитов отмечаются и пласты парапород первично песчано-глинистого состава, нередко с примесью карбонатного материала.

Разрез метаморфического комплекса зоны Колмозеро–Воронья приведен ранее (см. рис. 47). Структура зоны одними исследователями отнесена к синклинальной, формирующей геосинклинальный прогиб на комплексе нижнеархейских гнейсов и гранитов [26, 27]. Другие исследователи считают ее моноклинальной чешуей супракrustальных образований, зажатой между жесткими блоками фундамента [7, 78]. В связи с этой неоднозначной трактовкой разнятся и взгляды на стратиграфическую последовательность толщ, слагающих прогиб. Железистые кварциты приурочены к амфиболитовой толще полмостундровской свиты.

По данным магнитометрической съемки, толща амфиболитов с линзами магнетитовых кварцитов прослеживается с перерывами более, чем на 20 км, при мощности 200–300 м. Судя по геофизическим данным, кварциты залегают на нескольких стратиграфических уровнях, образуя серию кулисообразно расположенных линз. Мощность рудных линз обычно составляет 1–2, редко до 10 м, прослеживаются они на 50–100 м, редко до нескольких сотен метров. В верхней части разреза метабазитовой толщи появляются линзы порфиroidов – кислых вулканитов, о чем свидетельствуют реликты вулканических структур.

Магнетитовые кварциты обладают гнейсовидной текстурой, нередко в них развиты пльчатость и мелкая складчатость. Выделяются полосчатые, линзовидно-полосчатые и вкрапленные текстурные типы руд. Толщина кварц-амфиболовых, магнетитовых и магнетит-кварцевых слоев (полос) колеблется от нескольких миллиметров до 5 см, в зависимости от этого различаются тонкополосчатые и грубополосчатые магнетитовые кварциты.

Магнетит представлен зернами неправильной формы, реже он обладает изометричными очертаниями. Величина зерен обычно составляет 0.03–0.1 мм, редко до 1 мм. Среднее содержание магнетита в кварците 28–30%, нередко наблюдаются включения идиоморфных зернышек магнетита в кварце, как и мелкая вкрапленность кварца или амфибола в магнетите. Отмечаются случаи замещения роговой обманки магнетитом. Гематит в рудах не обнаружен. Амфибол представлен роговой обманкой и куммингтонитом.

Содержание главных минеральных компонентов магнетитовых кварцитов колеблется в следующих пределах: кварц – 40–56%, магнетит – 27–40, амфибол – 14–20, гранат – 0–1, биотит – 0–3%. Содержание кислотно-растворимого железа в магнетитовых кварцитах составляет 30–48%, серы – 0–0.003, фосфора – 0.05–0.24% (табл. 11).

В Лаборатории обогащения КФ РАН проведены технологические испытания магнетитовых кварцитов зоны Колмозеро–Воронья с целью определения принципиальной возможности получения железистого концентрата. Методом мокрой электромагнитной сепарации был получен концентрат с содержанием 50–55% железа при извлечении 90% [26, 39].

Таблица 11. Средний химический состав магнетитовых кварцитов зоны Колмозеро–Воронья

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	57.66	46.62	51.35	85.28	92.80	52.76
TiO ₂	0.05	0.19	0.22	0.05	0.02	0.07
Al ₂ O ₃	1.24	4.75	0.35	0.39	0.18	2.89
Fe ₂ O ₃	20.45	15.41	23.66	3.82	2.62	28.97
FeO	16.22	22.44	19.65	8.22	2.56	13.01
MnO	0.17	0.27	0.20	0.12	0.07	0.07
MgO	1.85	3.27	1.86	0.78	0.32	0.99
CaO	1.33	4024	1.32	0.32	0.14	1.29
Na ₂ O	0.10	0.51	0.05	0.04	0.02	0.29
K ₂ O	0.01	0.39	0.03	0.02	0.02	–
H ₂ O*	0.70	1.69	0.45	0.60	0.62	1.09
H ₂ O	0.14	0.10	0.10	–	0.04	0.16
P ₂ O ₅	0.24	0.12	0.19	0.04	0.08	–
S _{общ}	–	0.03	–	–	–	–
<i>Сумма</i>	100.17	100.03	99.44	99.67	99.49	100.59

Примечание. 1–3 – тонкополосчатый магнетитовый кварцит; 4 – массивный кварцит с магнетитом; 5 – грубополосчатый кварцит с вкрапленным магнетитом [27]; 6 – магнетитовый полосчатый кварцит с грюнеритом, актинолитом [26].

Коэффициент окисленности О в магнетитовых кварцитах зоны Колмозеро–Воронья колеблется в пределах 0.41–0.69 в магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитах и 0.32–0.51 – в малорудных кварцитах. Коэффициент железистости F составляет 81–95% для рудных кварцитов и 91–92% для малорудных кварцитов.

Л.Л. Гарифуллин и А.А. Предовский [27] отмечают во вмещающих магнетитовые кварциты амфиболитах наличие полос существенно амфиболового состава с повышенным содержанием вкрапленного магнетита (до 15–20%). Наличие в амфиболитах реликтов вулканогенных структур и текстур позволяет сопоставить их с рудными лавами и туфами, описанными нами на Анабарском массиве [60, 62].

Вулканический комплекс полмостундровской свиты зоны Колмозеро–Воронья, вмещающий магнетитовые породы, отнесен нами к контрастной парагенетической ассоциации. Для нее характерно развитие как мелких линз магнетитовых кварцитов, так и мелких потоков рудных лав и туфов с вкрапленным магнетитом в зоне появления в разрезе кислых вулканических пород.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД

Магнетитовые породы обоих выделенных типов имеются и в контрастной, и в дифференцированной вулканических ассоциациях (рис. 58). Но их соотношение и масштабы проявления различны. Рудные лавы и туфы являются сквоз-

ными элементами для контрастной (реже) и дифференцированной ассоциаций. Масштабы проявлений и размеры рудных тел примерно аналогичны. Это линзы и пластообразные тела первичных базальтов и андезито-базальтов, в которых отмечается скопление вкрапленного магнетита в меланократовых полосах мощностью в доли метра, редко до 1–2 м и протяженностью в десятки, редко первые сотни метров.

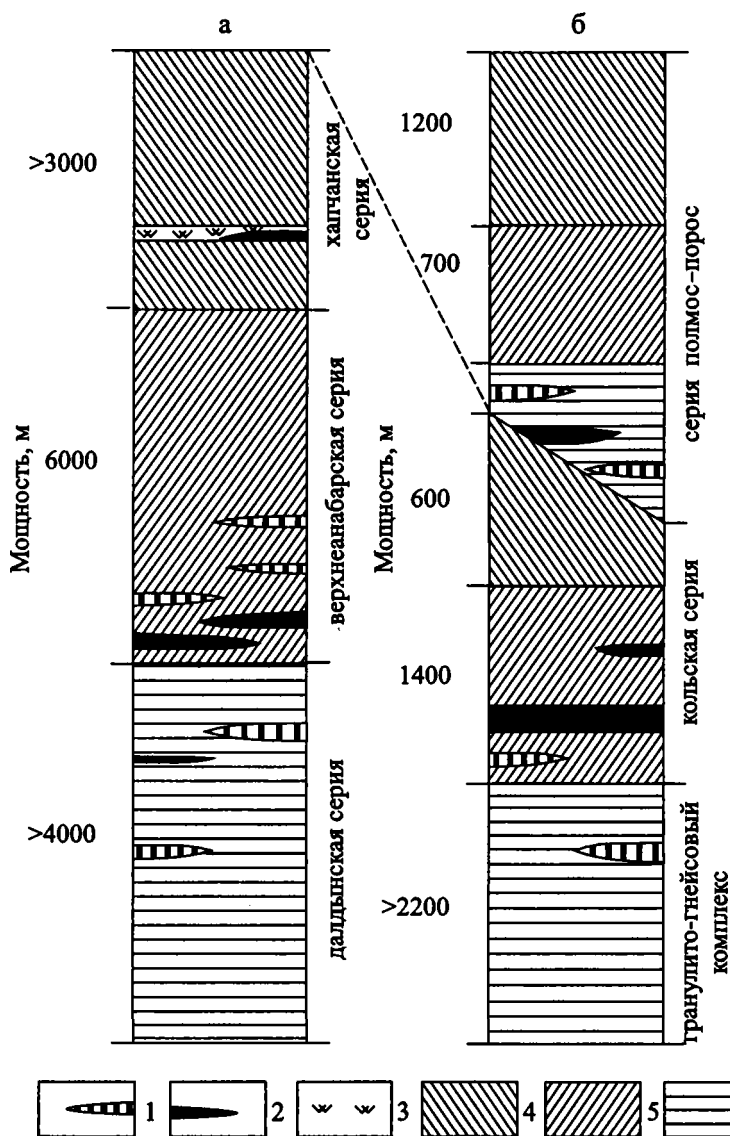


Рис. 58. Схема строения вулканических комплексов Анабарского массива (а) и Балтийского щита (б) и положение в них вулканогенных и вулканогенно-осадочных магнетитовых пород

1 – магнетитосодержащие рудные лавы и туфы; 2 – магнетитовые кварциты; 3 – вулканогенно-осадочные толщи; 4, 5 – вулканические ассоциации: 4 – дифференцированная, 5 – контрастная; 6 – гранулитогнейсовый комплекс

Характерно, что рудные лавы и туфы в разрезе вулканических комплексов непосредственно предшествуют и сопровождают появление средних и кислых вулканитов. В то же время они не присущи монотонным базальтовым толщам. Напрашивается вывод, что образование рудных лав и туфов связано с определенным этапом дифференциации магматических очагов мантийной или коровой природы и схематически соответствует смене основного вулканизма средне-кислым. Доказательством магматической (вулканической) природы описанных нами метаморфических меланократовых пород, обогащенных магнетитом, является их парагенез с вулканитами основного и, реже, средне-кислого состава и петрохимическое родство с ними. Точки составов рудных лав и туфов закономерно укладываются в тренды петрохимических диаграмм, в первую очередь построенных по малым элементам.

Дополнительным показателем первичной природы магнетитовых пород в метаморфических комплексах являются типоморфные признаки магнетита. Типоморфизм магнетита широко используется для определения формационной принадлежности неметаморфизованных интрузивных и вулканических образований и генетически связанных с ними рудных месторождений [134, 140].

В качестве главных типоморфных признаков рассматриваются особенности внутреннего строения зерен магнетита, т.е. состав продуктов распада твердого раствора, морфологические типы структур распада, ассоциации и содержание элементов-примесей, их соотношение. Следует заметить, что типоморфные особенности и диагностические возможности магнетита в древних метаморфических комплексах в литературе освещены слабо [62], тем более интересно было проверить, насколько перекристаллизованный магнетит наследует геохимические признаки первичной природы.

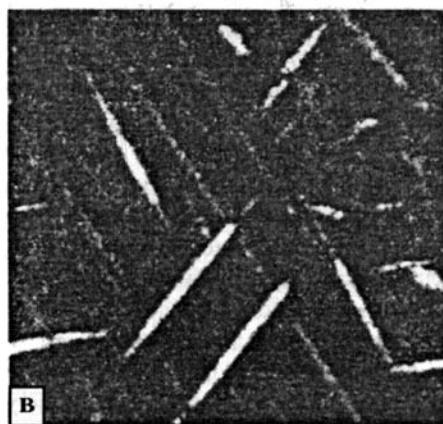
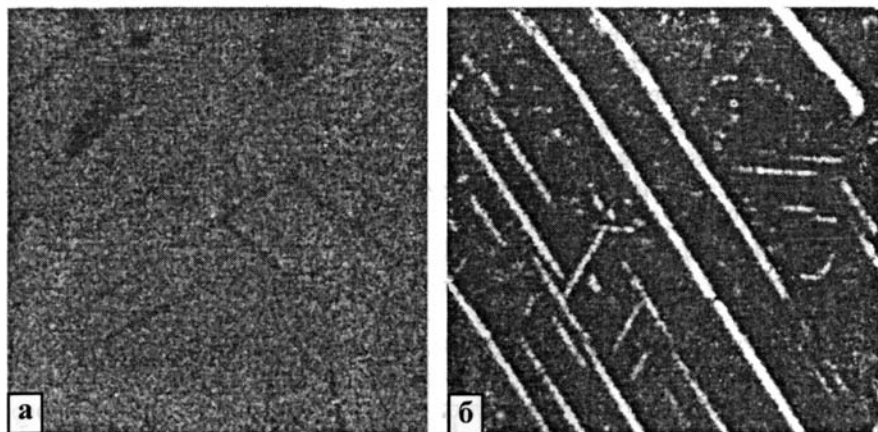
С целью выявления возможных дополнительных критериев вулканической природы магнетитсодержащих меланократовых метаморфических образований и связи с вулканизмом накоплений магнетитовых кварцитов, были изучены магнетиты из обоих типов магнетитовых пород Анабарского массива, для сравнения – из тараташской серии Южного Урала, тундровой серии верхнего архея – нижнего протерозоя северо-запада Кольского полуострова и магнетитовой рудной лавы андезитового древнечетвертичного вулкана Лако в Северном Чили, любезно предоставленной профессором В.И. Старостиным (МГУ). Для сравнения привлечены также типоморфные признаки магнетитов из траппов Сибирской платформы и железистых кварцитов архея Костамукшского месторождения в Северной Карелии [37, 134]. Образцы пород были изучены с помощью рентгеновского микроанализатора «Микроскан-5». Чувствительность определений элементов микроанализатором составляет 0.01% (аналитик В.В. Ермилов).

Магнетиты из амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов

Магнетиты образуют ксеноморфные, реже идиоморфные зерна размером от 0.1 до 0.5 мм, выполняющие промежутки между зернами пироксенов, амфиболов и плагиоклазов, а также в виде включений в плагиоклазе и кварце. Содержание магнетита в среднем составляет 15%, при колебаниях от 5 до 30%.

Характерно неоднородное строение магнетита, обусловленное присутствием различных продуктов распада твердых растворов (рис. 59). В магнетите из дал-

I



II

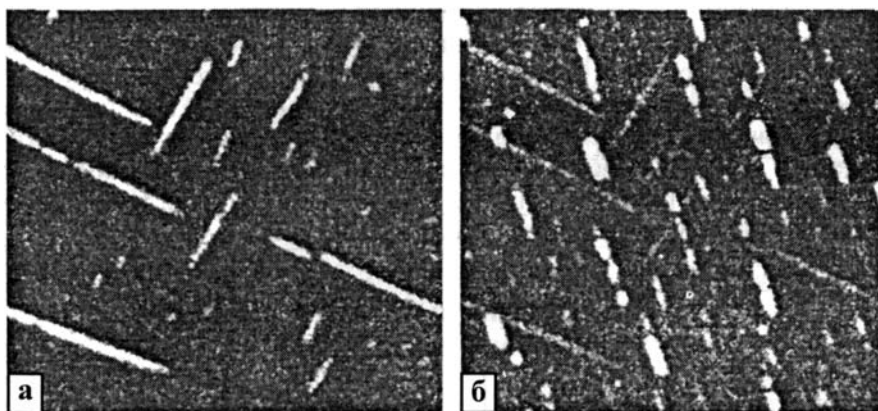


Рис. 59. Структуры распада твердого раствора и распределение железа (Iа), титана (Iб, IIа) и алюминия (Iв, IIб) в магнетитах из рудной лавы (I – герцинит и ильменит) и магнетитового кварцита (II – герцинит и ульвошпинель). Увел. 640

дынской серии Анабарского массива, слагающем вкрапленность в меланократовых двупироксеновых плагиогнейсах, наблюдаются пластинчатые выделения ильменита. Последние образуют две системы параллельных рядов, пересекающихся под острым углом. Длина пластинок 0.3–0.6 мм, ширина – 0.003–0.006 мм. Наряду с ильменитом магнетит содержит ориентированные линзовидные включения герцинита. При микрорентгеноспектральном изучении описанных структур двойного распада (ильменит + герцинит в магнетите) установлен состав закономерно ориентированных микровключений и рассчитаны следующие кристаллохимические формулы: ильменит ($\text{Fe } 0.94 \text{ Mn } 0.05 \text{ Mg } 0.01$) TiO_3 и герцинит ($\text{Fe } 0.99 \text{ Zn } 0.01$) Al_2O_4 .

Магнетит из амфиболитов тундровой серии северо-запада Кольского полуострова содержит в качестве продукта распада твердого раствора штриховидные включения ильменита и эмульсионную вкрапленность герцинита. Состав герцинита отвечает формуле ($\text{Fe } 0.96 \text{ Mg } 0.04$)($\text{Al } 1.87 \text{ Ti } 0.13$) O_4 . Кроме того, особенностью его состава является примесь цинка, достигающая 0,3%.

Магнетит из меланократовых плагиогнейсов тараташской серии Южного Урала характеризуется присутствием микровключений ильменита и цинксоодержащей шпинели. По результатам микрорентгеноспектральных исследований рассчитана формула шпинели ($\text{Mg } 0.9 \text{ Zn } 0.1$) Al_2O_4 .

Морфология выделений ильменита и шпинелидов в магнетитах из меланократовых метаморфических пород, относимых к типу древних рудных лав, характеризуется рядом особенностей. В отдельных случаях теряется геометрически правильная форма пластинчатых, линзовидных и штриховидных выделений. Они расширяются, появляются раздувы и изгибы. Исчезают прямолинейные границы микровключений, особенно в местах их пересечений. Отдельные точечные, эмульсионные включения сливаются, образуя микропрожилки. Однако общая картина закономерного распределения микровключений сохраняется. Описанные морфологические изменения структур распада твердых растворов характерны для всех изученных магнетитов древних рудных лав. Их возникновение является, очевидно, следствием перекристаллизации магнетита в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Подобные морфологические изменения структур распада описаны в магнетитовых рудах различного генезиса, претерпевших региональный метаморфизм [134].

Таким образом, для магнетитов из древних рудных лав и туфов характерны структуры распада твердого раствора с ильменитом и алюмошпинелью переменного состава. Наблюдаются разнообразные морфологические типы структур распада: решетчатые, штриховидно-пластинчатые, эмульсионные и линзовидные.

Типоморфные особенности состава магнетитов из древних рудных лав и туфов приведены в табл. 12. Наиболее характерными элементами-примесями в магнетитах из различных регионов являются титан, марганец, хром, ванадий и цинк. Эпизодически встречаются примеси кобальта и никеля.

Магнетиты из фанерозойских рудных лав и вулканических пород

Магнетиты из рудной лавы и ее подводящих каналов на вулкане Лако (Чили) не содержат продуктов распада твердых растворов магнетита, в отличие от древних рудных лав. В то же время в микровыделениях магнетита из лавовых потоков на Сибирской платформе описаны ильменит и шпинель.

Таблица 12. Типоморфные признаки магнетитов рудных лав и магнетитовых кварцитов гранулитогнейсовых комплексов

Типоморфные признаки	Гранулитогнейсовый комплекс Анабарского массива		Тундровая серия Кольского полуострова		Тараташская серия Южного Урала		Рудная лава вулкана Лано, Северное Чили (3 обр.)	Магнетит из траппов Сибирской платформы (15 обр.) [134]	Магнетит железистых кварцитов месторождения Костамукша (15 обр.) [37, 134]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Минеральный состав микровыделений</i>									
Ильменит	++	+-	++	+-	++	+-	--	++	+-
Шпинель	++	++	++	++	++	++	--	++	+-
<i>Элементы-примеси, %</i>									
Ti	$\frac{0.37-0.69^*}{0.463}$	$\frac{0.02-0.13}{0.095}$	$\frac{0.12-0.50}{0.210}$	$\frac{0-0.05}{0.013}$	$\frac{0.10-0.59}{0.170}$	$\frac{0-0.06}{0.025}$	$\frac{0-0.10}{0.009}$	$\frac{0.09-0.33}{0.252}$	$\frac{0.33-0.11}{0.066}$
Mn	$\frac{0.02-0.09}{0.045}$	$\frac{0.04-0.12}{0.057}$	$\frac{0-0.02}{0.007}$	$\frac{0.02-0.10}{0.071}$	$\frac{0-0.06}{0.040}$	$\frac{0.05-0.17}{0.080}$	$\frac{0.01-0.04}{0.023}$	$\frac{0.07-0.23}{0.150}$	$\frac{0-0.08}{0.038}$
Cr	$\frac{0.02-0.07}{0.035}$	$\frac{0.01-0.02}{0.014}$	$\frac{0.05-0.35}{0.120}$	$\frac{0-0.04}{0.021}$	-	-	$\frac{0.01-0.05}{0.018}$	$\frac{0-0.03}{0.020}$	$\frac{0-0.02}{0.006}$
V	$\frac{0.03-0.06}{0.040}$	$\frac{0.01-0.04}{0.025}$	$\frac{0.01-0.09}{0.031}$	$\frac{0-0.03}{0.004}$	$\frac{0.02-0.11}{0.050}$	-	$\frac{0.07-0.08}{0.121}$	$\frac{0.01-0.04}{0.027}$	$\frac{0-0.02}{0.008}$
Ni	-	-	$\frac{0-0.05}{0.008}$	-	-	-	$\frac{0.02-0.05}{0.031}$	$\frac{0-0.01}{0.007}$	$\frac{0-0.01}{0.003}$
Co	-	-	$\frac{0-0.05}{0.008}$	-	$\frac{0.09-0.37}{0.140}$	$\frac{0-0.20}{0.140}$	$\frac{0-0.04}{0.008}$	$\frac{0-0.01}{0.005}$	$\frac{0-0.01}{0.005}$
Zn	$\frac{0.01-0.02}{0.012}$	-	$\frac{0.01-0.06}{0.019}$	-	$\frac{0.01-0.15}{0.060}$	-	$\frac{0.01-0.03}{0.012}$	-	-
Cu	-	$\frac{0.01-0.03}{0.012}$	-	$\frac{0-0.02}{0.010}$	-	-	$\frac{0-0.04}{0.012}$	-	-
Pb	-	$\frac{0.01-0.09}{0.045}$	-	$\frac{0.01-0.08}{0.045}$	-	-	$\frac{0.01-0.19}{0.136}$	-	-
Сумма элементов-примесей	0.595	0.248	0.403	0.164	0.460	0.245	0.370	0.461	0.126
Отношение Ti : Mn	10.3	1.7	30.0	0.2	4.2	0.3	0.4	1.8	1.7

* В числителе – минимальные и максимальные значения содержаний микроэлементов в матрице магнетита, в знаменателе – средние значения. По каждому образцу значения определялись по пяти–десяти зернам.

Примечание. ++ — минерал характерен; +- — не характерен, встречается редко; -- — не встречается. Анализировались зерна магнетита из включений в плагиоклазе, кварце, из агрегатов зерен. В первых трех колонках зерна анализировались по двум образцам, в остальных – по одному.

Структуры распада твердого раствора образуются при спокойной длительной кристаллизации (или перекристаллизации) и очищении магнетита от алюминия, магния, титана и других микропримесей. Видимо, лишь при реализации благоприятных условий (температура, содержание элементов-примесей и др.) происходит распад твердого раствора магнетита. Поэтому в молодых вулканических образованиях наблюдаются магнетиты со структурой распада (траппы) и без нее (вулкан Лако). При благоприятных условиях для распада в магнетитах рудной лавы вулкана Лако, судя по повышенному содержанию в них ванадия (см. табл. 12), можно было бы ожидать появление в продуктах распада твердого раствора ванадийсодержащей шпинели – кулсонита. Количество титана в проанализированных магнетитах аномально низкое (высокая окисленность?), отмечаются повышенные содержания меди и свинца.

Набор типоморфных элементов магнетитов докембрийских и фанерозойских рудных лав из различных регионов практически одинаков – титан, алюминий, магний, марганец и цинк, характерно также повышенное содержание в них хрома, ванадия и кобальта. Магнетиты фанерозойской рудной лавы (вулкан Лако) отличаются резко повышенным содержанием ванадия и наличием примеси меди и свинца.

Акцессорный магнетит из основных вулканических пород, судя по литературным данным [134, 140], обладает повышенными содержаниями титана, хрома, ванадия и цинка, в меньшей степени никеля, кобальта и марганца. В современных толеитовых базальтах Камчатки и Курильских островов (15 обр.), пермских базальтах Приморья (10 обр.) содержание титана в магнетите составляет, соответственно, 4.580 мас.% (от 3.87 до 7.32) и 3.180 (от 0.84 до 3.66), хрома – 0.28 (от 0.01 до 1.30) и 0.156 (от 0.03 до 0.42), ванадия – 0.72 (от 0.23 до 1.20) и 0.57 (от 0.13 до 0.86), цинка – 0.02 (от 0 до 0.04) и 0.11 (от 0.05 до 0.19), никеля – 0.03 (от 0.01 до 0.11) и 0.025 (от 0.01 до 0.04), кобальта – 0.026 (от 0.02 до 0.06) и 0.035 (от 0.01 до 0.05), марганца – 0.26 (от 0.16 до 0.45) и 0.24 (от 0.04 до 0.30). Титан-марганцевое отношение в них равно, соответственно, 17.7 и 13.2. Эти цифры, по крайней мере для первых трех элементов, на порядок превышают содержания в архейских рудных лавах, что может быть связано с глубиной формирования магматических очагов и другими причинами.

В магнетитах из сибирских траппов содержание элементов-примесей вполне сопоставимо с рудными лавами архея. Они отличаются повышенным содержанием марганца при резких его колебаниях от 0.07 до 0.31 мас.% и несколько пониженным содержанием титана – от 0.09 до 0.42 мас.%.

Магнетиты из амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов, отнесенные к категории древних рудных лав, обнаруживают определенные черты сходства с магнетитом из основных вулканических пород. Сближающие их признаки – наличие однотипных минералов среди продуктов распада твердых растворов; близкий химический состав; сходный набор типоморфных элементов-примесей и близкое их суммарное количество; повышенное содержание титана, хрома, ванадия, цинка и значительно превышающее единицу титан-марганцевое отношение (за исключением магнетита из траппов).

А.Л. Павлов [83, 84], делая обобщение по магнетитовым породам и магнетитам магматического генезиса, отмечает, что они связаны с габбро-базальтами, сиенитовыми и андезитовыми магмами. С магмами габбро-базальтового состава связаны расслоенные интрузии с магнетитовыми рудами типа Бушвельдского габ-

бро-анортозитового комплекса [120], зональные ультрамафические комплексы с магнетитовыми пироксенитами Аляски [116]. Среди магматических месторождений апатит-магнетитовых и магнетитовых руд, генетически связанных с сиенитовыми магмами, упомянуты месторождения Кирунавара (Северная Швеция) и Благодатское в России. Рудные лавы существенно магнетитового состава, генетически связанные с андезитовым вулканизмом, описаны в Северном Чили – вулкан Лако [111], в Восточном Узбекистане [121], в Центральном Иране [153], на Алтае [20].

А.Л. Павлов считает, что практически любой тип магмы может дать обособление железа в виде магнетитовых и магнетит-силикатных отщеплений в процессе ферритизации силикатного и силикатно-карбонатного расплава. Образования скоплений железа подобного генезиса могут проявляться как в интрузивных, так и в эффузивных фациях. Одной из главных причин ферритизации и последующей ликвации рудных ферритных магм является обогащение силикатных расплавов щелочными компонентами и водой при относительном постоянстве парциального давления кислорода, задаваемом термической диссоциацией силикатов и окислов, входящих в состав исходных магм [83, 84]. По мнению этих исследователей, одной из причин повышения щелочности силикатных расплавов может быть ассимиляция магмой из вмещающих пород карбонат-, ангидрит- и галитсодержащих осадков.

С.А. Щека с соавторами [139] считают, что парагенез элементов-примесей в магнетитах изверженных пород позволяет наметить две группы парагенезисов микроэлементов, соответствующие двум параллельным ветвям родоначальных магм. Щелочноземельные магмы характеризуются парагенезисом сидерофильных элементов-примесей – титан, хром, ванадий, никель, кобальт; магмы щелочного ряда – парагенезисом литофильных элементов – цирконий, марганец, титан, олово. Причем уровень содержания микроэлементов в магнетитах эффузивов всегда выше, чем в интрузивных коагматах. Абсолютные содержания элементов падают в первом ряду и возрастают во втором, по мере понижения основности (по кремнезему) пород.

Среди изученных магнетитов рудных лав и туфов различных регионов (см. табл. 12) к контрастным ассоциациям относятся обогащенные магнетитом меланократовые породы Анабарского массива (далдынская серия), тундровой серии Кольского полуострова и тараташской серии Южного Урала, к дифференцированным – меланократовые породы с магнетитом верхнеанабарской серии, рудная лава вулкана Лако в Северном Чили. Данные по изучению микропримесей в магнетитах подтверждают выделение в раннем докембрии двух ветвей магм – мантийных и коровых. Дифференциация этих магм приводит к возникновению среди излившихся производных соответственно контрастных и дифференцированных ассоциаций. С мантийными магмами связаны рудные лавы, магнетиты которых относительно обогащены титаном, хромом, кобальтом, в меньшей степени – ванадием, никелем, цинком. Рудные лавы и туфы коровых магм (дифференцированные ассоциации) содержат в магнетитах повышенные количества ванадия, свинца, иногда марганца, меди.

Необходимо добавить, что сведения о содержаниях микропримесей в магнетитах из рудных лав и туфов довольно отрывочны и необходимо продолжить исследования в этом направлении, используя возможности микрогеохимии магнетита для диагностики природы родоначальных магм.

Магнетиты из магнетитовых кварцитов

Магнетит слагает изометричные, идиоморфные, реже ксеноморфные зерна. Для кварцитов характерны линзовидно-полосчатые, полосчатые и вкрапленно-полосчатые текстуры.

Магнетиты содержат продукты распада твердых растворов в виде тонких штриховидных, линзовидных и эмульсионных выделений шпинелидов. Среди них преобладают герцинит, в меньшей степени распространена ульвошпинель (ульвит). Ильменит, широко распространенный в рудных лавах, в магнетитовых кварцитах встречается достаточно редко и в целом для них не характерен.

Наблюдаются следующие морфологические типы структур распада: штриховидная, точечно-штриховидная и эмульсионная. Размеры микровключений по сравнению с рудными лавами меньше – от 0.01 до 0.09 мм в длину, при ширине в первые тысячные доли миллиметра. Заметно общее уменьшение содержаний микровключений в зернистых агрегатах магнетита, отдельные участки не содержат микровключений вообще. Наблюдаются морфологические изменения структур распада, аналогичные описанным в рудных лавах – искажение первичных линзовидных и штриховидных форм выделений шпинелидов в связи с метаморфической перекристаллизацией.

В магнетитовых кварцитах гранулит-гнейсового комплекса Анабарского массива герцинит является наиболее распространенным продуктом распада твердых растворов и содержит изоморфные примеси марганца, магния и цинка. Состав герцинита соответствует формуле $(\text{Fe}_{0.87}\text{Mg}_{0.11}\text{Mn}_{0.01}\text{Zn}_{0.01})\text{Al}_2\text{O}_4$.

В ряде случаев в зернах магнетита наблюдаются шпинелиды переменного состава, каждый из которых образует свою систему ориентированных пластинчатых и штриховидных включений. При микрорентгеноспектральном изучении таких зерен, характеризующихся структурами распада твердого раствора, установлен состав титановой шпинели-ульвошпинели, ассоциирующей в магнетитовой матрице с герцинитом. Состав титановой шпинели-ульвошпинели соответствует формуле $(\text{Fe}_{1.97}\text{Mn}_{0.03})_2(\text{Ti}_{0.98}\text{Al}_{0.02})\text{O}_4$. В магнетитовых кварцитах тундровой серии Кольского полуострова, которую можно сопоставлять с полмостундровской свитой зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья, в штриховидных выделениях герцинита определены изоморфные примеси марганца (до 0,95%) и цинка (до 0,25%).

В целом, специфика минерального парагенеза магнетита в магнетитовых кварцитах характеризуется преобладанием продуктов распада твердых растворов алюмошпинелей при подчиненном значении титановых шпинелей и ильменита. Этот факт подтверждается общим валовым уменьшением содержания титана в магнетитовых кварцитах по сравнению с рудными лавами, а также пониженным содержанием изоморфной примеси титана в матрице магнетита из магнетитовых кварцитов в отличие от магнетита рудных лав (см. табл. 12).

По сравнению с магнетитами рудных лав, магнетиты магнетитовых кварцитов содержат меньше титана, хрома, ванадия и больше – марганца, меди и цинка. Они характеризуются также повышенным содержанием германия и нередко – золота [58]. Причем характерно, что содержание германия в рудных лавах и магнетитовых кварцитах контрастных ассоциаций сопоставимо с кларком германия в основных магматических породах, а в магнетитовых кварцитах дифференцированных ассоциаций и в железистых кварцитах существенно осадочных толщ оно в несколько раз выше. Примерно аналогично и поведение золота: в сверхкларковых

количествах оно известно лишь в железистых кварцитах существенно осадочных толщ, завершающих разрез зеленокаменных поясов, и редко встречается в магнетитовых кварцитах дифференцированных вулканических ассоциаций.

Герцинит из магнетитовых кварцитов отличается от герцинита из магнетитов рудных лав наличием изоморфной примеси марганца, большей долей магния, меньшей – цинка, а также отсутствием случаев изоморфного замещения алюминия на титан.

С.А. Щека с соавторами [139] и Л.В. Чернышева с коллегами [134] предлагают в качестве типоморфного признака магнетита Ni:Co и $\text{Mg:Al}_2\text{O}_3$ отношения. Последнее отношение не показательно для определения формационной принадлежности магнетита, судя по таблице типоморфных признаков магнетита, приведенной в работе Л.В. Чернышева с соавторами. Содержание никеля и кобальта в анализируемых магнетитах из глубокометаморфизованных толщ зачастую ниже чувствительности прибора. Поэтому мы предлагаем в качестве типоморфного признака титан-марганцевое отношение, вычисленное по содержаниям этих элементов в матрице магнетитов.

Титан концентрируется в твердых продуктах кристаллизации, и выделение его в гидротермальных фазах не характерно. Марганец, напротив, концентрируется в поствулканических гидротермах и поступает в осадочный процесс. Содержания титана и марганца в магнетитах, как правило, составляет десятые и сотые доли процента и вполне доступны при анализах. С точки зрения определения типоморфной принадлежности магнетита титан-марганцевое отношение более информативно. В магнетитах древних рудных лав, особенно из контрастных вулканических ассоциаций, характеризующихся повышенным содержанием титана и несколько пониженным – марганца, это отношение всегда выше единицы и поднимается до 30.0. В магнетитах магнетитовых кварцитов титан-марганцевое отношение редко поднимается выше единицы.

Магнетитовые породы, парагенетически связанные с метавулканиками контрастной ассоциации, были изучены также в породах брянской серии КМА, слагающей низы разреза метаморфической толщи раннего докембрия [55]. В разрезе толщи резко преобладают пироксеновые кристаллосланцы (базальты и коматиитовые базальты), в подчиненном количестве в верхах разреза брянской серии развиты биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы (дациты и осадки).

Среди магнетитовых пород по вещественному составу и структурно-текстурным признакам выделяются два типа образований: первый – существенно кварц-магнетитовые (с гиперстеном, амфиболом), полосчатые; второй – роговообманково-плагиоклаз-гиперстен-магнетитовые, массивные. Первый тип магнетитовых образований ассоциирует в разрезе с прослоями биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов; второй – с гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами. Первый тип магнетитовых пород предварительно интерпретировался как железисто-кремнистые отложения, второй – как рудные лавы и туфы.

Были изучены типоморфные признаки магнетита из обоих типов магнетитовых пород с целью более обоснованной трактовки их генезиса (табл. 13). Магнетиты из меланократовых метаморфических пород (обр. 3, 4) образуют ксеноморфные, реже идиоморфные зерна размером от 0.1 до 1.0 мм, выполняющие промежутки между зернами пироксенов, амфиболов и плагиоклазов, а также в виде включений в этих минералах.

Микровыделения структуры распада твердых растворов образуют две системы параллельных рядов, пересекающихся под острым углом. Рассчитаны крис-

таллохимические формулы ильменита – $(\text{Fe}_{0.95}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.01})\text{TiO}_3$ и герцинита – $(\text{Fe}_{0.99}\text{Zn}_{0.01})\text{Al}_2\text{O}_4$.

Таблица 13. Среднее содержание малых элементов в магнетитах рудных лав и магнетитовых кварцитов брянской серии КМА

Тип пород	Mg	Al	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Zn	Cu	Pb	Сумма
1	–	0.19	0.02	0.02	0.05	0.03	0.01	0.02	–	–	–	0.150
2	0.01	0.18	0.06	–	0.01	0.04	–	–	–	0.01	0.01	0.110
3	–	0.21	0.18	0.01	0.02	0.04	–	–	–	–	–	0.250
4	–	0.19	0.29	0.02	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	–	–	0.440

Примечание. В расчет суммы входят все малые элементы, кроме магния и алюминия. 1–2 – магнетитовые кварциты, 3–4 – рудные лавы и туфы.

Магнетит из полосчатых магнетит-кремнистых образований слагает изометричные, изоморфные, реже – ксеноморфные зерна. Изученные магнетиты из этого типа пород не содержат структур распада твердых растворов и характеризуются пониженным содержанием всех элементов-примесей. Для них характерно также появление среди микроэлементов меди и свинца в незначительных количествах.

Пока нет четких геохимических критериев различия магнетитовых кварцитов контрастных и дифференцированных вулканических ассоциаций. Все приведенное выше касалось лишь признаков сходства и отличия магнетита магнетитовых кварцитов и рудных лав. Следуя за выводами С.А. Щеки с соавторами [139] о геохимических признаках различия двух типов родоначальных магм (щелочноземельной и щелочной, глубинной и коровой), можно ожидать, что с уменьшением глубины зарождения магматических очагов постепенно уменьшается суммарное количество элементов-примесей в магнетитах, титан-марганцевое отношение, роль сидерофильных микроэлементов и увеличивается значение литофильных и халькофильных микроэлементов. В этом направлении могут быть полезными исследования барий-стронциевого отношения, изотопии кислорода и др. В общем, работы по этой теме необходимо продолжить, и именно на уровне геохимии магнетита и микровыделений в нем.

Архейские магнетитовые кварциты по типоморфным признакам магнетита сопоставимы с протерозойскими железистыми кварцитами. Последние обладают (в сравнении с рудными лавами) пониженным суммарным количеством элементов-примесей, при относительно повышенном содержании марганца, меди, свинца, германия, близким титан-марганцевым отношением, редко и незначительно превышающем единицу.

Магнетитовые породы железисто-кремнистых формаций Карелии изучались В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской [37] на примере Костамукшского месторождения железистых кварцитов, разрезы основных стратиграфических единиц которого были приведены ранее, в разделе «Типы метаморфических пород».

Нижняя часть разреза контоккской серии относится к спилит-диабазовой формации. Она сложена толеитовыми и коматиитовыми базальтами, в верхах разреза толщи появляются эффузивы дацитового состава. По характеру дифференцированности и малой роли эффузивов кислого состава нами эта толща вместе с залегающей выше пачкой средних–кислых эффузивов отнесена к контрастной

вулканической ассоциации с толеитовой направленностью петрохимической изменчивости. Она вмещает в ультрабазит-базитовой части разреза (ультрабазит-базитовая подассоциация-серия) отдельные маломощные (редко первые метры) прослои магнетитовых кварцитов протяженностью в первые сотни метров. Магнетит этих образований относительно обогащен титаном, хромом, марганцем в количествах выше кларка, а содержание ванадия и меди отмечается на уровне кларка.

Пачка средних-кислых эффузивов и подстилающие базальты зоны переслаивания отнесены к дацит-риодацит-базальтовой подассоциации контрастной ассоциации. Эта часть разреза вулканического комплекса включает пласты и линзы магнетитовых кварцитов мощностью 1.5–10 м (редко до 25 м) и протяженностью в первые километры. В магнетитах пород этого типа количество титана, иногда меди и никеля содержится на уровне кларка, а количество хрома постоянно превышает кларк. Верхи разреза вулканического комплекса представлены пачкой базальтов и коматиитовых базальтов, отнесенных к базитовой подассоциации дифференцированной вулканической ассоциации. Эта часть разреза практически не содержит магнетитовых пород. Базальт-андезит-риолитовая подассоциация в Костамукшском зеленокаменном поясе редуцирована.

Основная масса железистых кварцитов Костамукшского месторождения залегает в существенно осадочной, флишеидной тоще, завершающей разрез зеленокаменного пояса. Железистые кварциты слагают пласты мощностью до 70–80 м и протяженностью первые десятки километров. Основным рудным минералом является магнетит. В нем лишь содержание марганца достигает кларкового уровня [37].

Оленегорская рудовмещающая толща по перемежаемости в разрезе различных по основности метавулкаников и значительной роли средних и кислых вулкаников, по ряду петрохимических признаков отнесена к дифференцированной вулканической парагенетической ассоциации с известково-щелочной тенденцией петрохимической изменчивости. Магнетитовые кварциты приурочены к зоне смены основного вулканизма средним-кислым. Магнетиты кварцитов характеризуются сверхкларковыми концентрациями титана (в отдельных образцах до 1%) и хрома (сотые доли процента). Никель и ванадий в них содержатся в количестве тысячных долей процента на уровне кларкового.

Сравнивая геохимическую характеристику магнетитовых пород, парагенетически и генетически связанных с вулканиками контрастной и дифференцированной ассоциации, а также с существенно осадочными толщами, приходим к следующим заключениям.

Подтверждается вывод С.А. Щеки с соавторами, сделанный ими по аксессуарному магнетиту, что геохимия как аксессуарного, так и рудного (ферритовые силикатные расплавы) магнетита наследует геохимическую специализацию мантийных и коровых магм. Первые из них относительно обогащены сидерофильными элементами – титаном, хромом, кобальтом, никелем, ванадием, вторые – литофильными и халькофильными элементами.

Приведем сравнительную геохимическую характеристику магнетитов из рудных лав и магнетитовых кварцитов Костомукшского месторождения:

Типы пород	Микроэлементы
Рудные лавы и туфы	
контрастных ассоциаций	Ti, Cr, Co, (Zn), Mn
дифференцированных ассоциаций	V, Pb, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn

Магнетитовые кварциты

контрастных ассоциаций

Ti, Cr, Mn, (V, Cu, Pb)

дифференцированных ассоциаций

Cr, (Ti, Mn, Ni, Cu, Pb)

железистые кварциты существенно осадочных толщ

Mn (Ti)

Здесь приведены элементы, содержания которых превышают кларковые значения в магнетитовых породах контрастных и дифференцированных вулканических парагенетических ассоциаций и осадочной толщи, а микроэлементы на кларковом уровне указаны в скобках. По литературным данным, известны факты повышенного содержания золота и германия в магнетитовых и железистых кварцитах. Но в целом для магнетитовых пород характерна примесь микроэлементов, свидетельствующая об их генетическом родстве с магматическими породами основного состава – титан, марганец, хром, кобальт, никель, ванадий, цинк, медь. Отмечается и сходный минеральный состав микровыделений, различающихся лишь по степени изоморфизма элементов.

В то же время магнетитовые кварциты, парагенетически не связанные с вулканогенными отложениями, обеднены микроэлементами. Как мы видим, в сверхкларковых количествах в них отмечен лишь марганец. Постоянно, но в незначительных количествах (тысячные доли процента), в них присутствуют медь и свинец, а также ряд сидерофильных элементов.

Вышеприведенные данные о парагенетической связи метаморфических пород с вкрапленным магнетитом с вулканическими толщами, их петрохимическое тождество с базальтами и андезито-базальтами, геохимические признаки магнетита убедительно свидетельствуют, с нашей точки зрения, о вулканогенной природе магнетитовых образований этого типа. Мы их сопоставляем в соответствии с [87, 88] с магматическими магнетитовыми породами, возникшими в процессе ферритизации силикатного расплава и ликвации рудной жидкости. В эффузивной фации в результате процессов ферритизации и ликвации возникают рудные лавы и туфы.

В зависимости от того, какой тип магм (мантийный или коровый) подвергается ферритизации, возникают рудные лавы и туфы соответственно контрастных и дифференцированных вулканических ассоциаций. Их геохимические отличия отмечены в табл. 14. Эти данные следует расценивать как предварительные, построенные на довольно ограниченном материале, и исследования в этом направлении необходимо продолжить, изучая рудные лавы различного спектра магм и широкого возрастного диапазона. Предварительно лишь можно сказать, что рудные лавы и туфы контрастных ассоциаций в большей степени обогащены сидерофильными элементами и цинком; в рудных лавах и туфах дифференцированных ассоциаций возрастает роль халькофильных и снижается – сидерофильных элементов. Необходимо проверить поведение литофильных элементов, а также германия и золота.

Встает вопрос, что является причиной ферритизации силикатного расплава магм с последующей ликвацией силикатной и окисно-ферритной жидкости в раннем докембрии. А.Л. Павлов [88] считает, и термодинамические расчеты и эксперименты это подтверждают, что причин несколько – вода и щелочи. В раннем докембрии, в первую очередь для мантийных магм, щелочи как вероятная причина ферритизации отпадают. Состав рудных лав далдынской серии Анабарского массива (контрастная ассоциация) и оленегорской толщи Кольского полуострова (дифференцированная ассоциация) нанесен на диаграмму величина щелочнос-

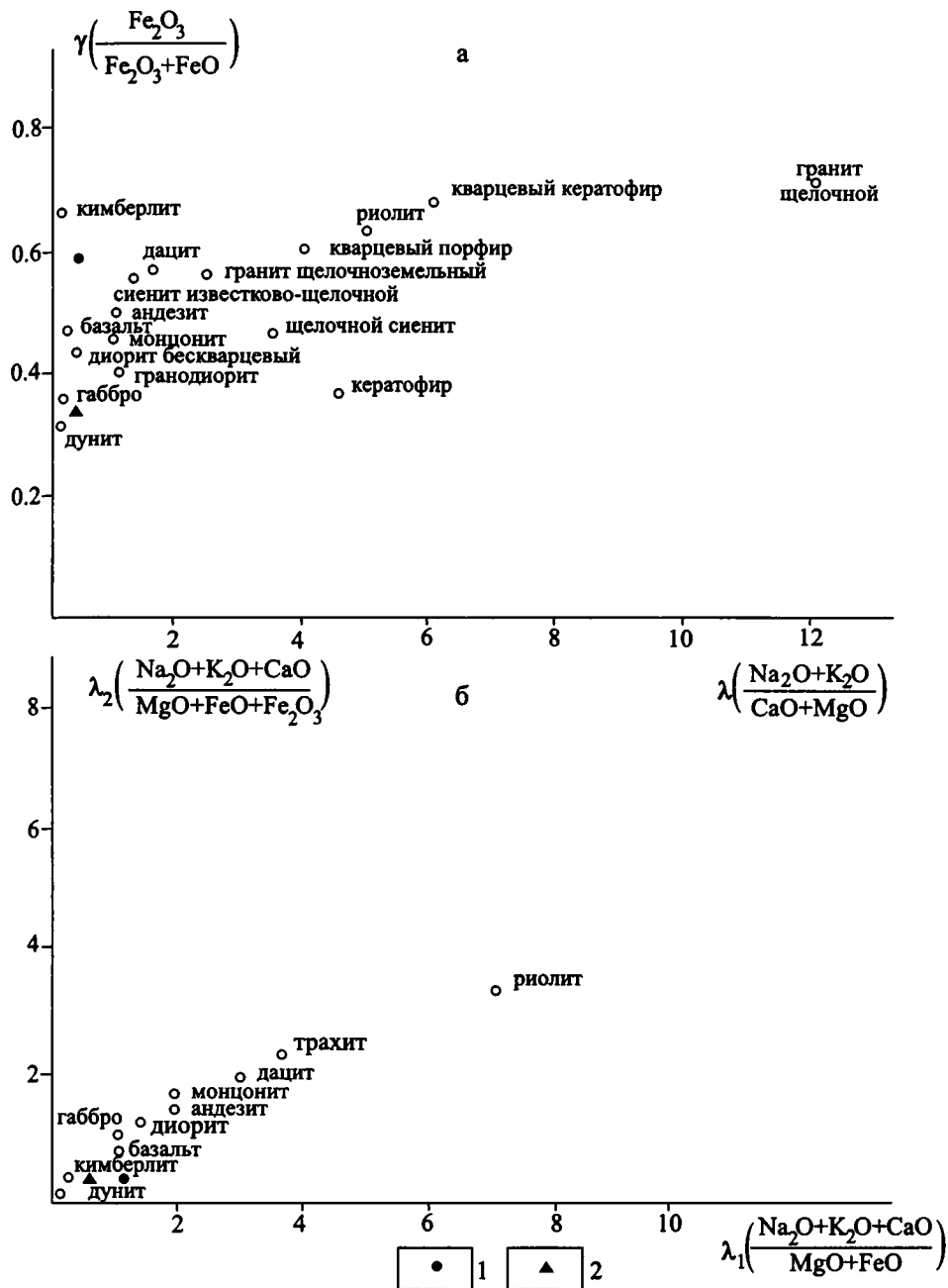


Рис. 60. Диаграммы $\lambda - \gamma$ (а) и $\lambda_1 - \lambda_2$ (б) [85] для вулканогенных и вулканогенно-осадочных магнетитовых пород Анабарского массива и Балтийского щита как продуктов ферритизации силикатных расплавов основного состава

Магнетитовые кварциты из вулканических комплексов: 1 – Анабарского массива, 2 – Балтийского щита

ти (λ) – степень окисленности (γ) магнетитовых пород [85]. На этой диаграмме $\gamma = \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ и $\lambda = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{CaO} + \text{MgO})$ (рис. 60, а). По величине щелочности рудные лавы относятся к магматическим породам состава габбро-базальт и сопоставляются с ними; по степени окисленности – к высоко- (рудная лава Анабарского массива) и низкоокисленным (рудная лава Кольского полуострова). Низкий показатель щелочности позволяет предполагать ведущую роль воды в процессе ферритизации силикатного расплава обоих типов магм.

Анализ диаграммы $\lambda_1 - \lambda_2$ (см. рис. 60, б), где $\lambda_1 = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})/(\text{MgO} + \text{FeO})$ и $\lambda_2 = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ [85], показывает, что рудные лавы обоих типов являются продуктом ферритизации силикатных составов ультраосновного-основного составов, так как точки сконцентрированы в интервале между ультрабазитовыми и базитовыми разностями породы. С нашей точки зрения, это дополнительный признак магматического (вулканогенного) генезиса этого типа магнетитовых пород и связи их не со средними-кислыми (порфиролептитовый ряд), а с ультраосновными-основными магмами.

Магнетитовые кварциты, залегающие в тех же вулканических толщах, что и рудные лавы, несомненно также связаны с вулканическим процессом, что находит отражение в геохимии магнетита (см. выше, с. 127). В целом для них характерен тот же набор микроэлементов, что и в магнетитах рудных лав, но суммарное содержание их уменьшается. На этом фоне возрастает роль марганца и снижается титана, что находит отражение в снижении титан-марганцевого отношения. В соотношении микроэлементов отмечается увеличение доли халькофильных элементов.

В рудных лавах контрастных вулканических ассоциаций (далдынская, тундровая, тараташская серии) на фоне общего повышения содержания микроэлементов (до 0.6%) в магнетите доля сидерофильных элементов составляет 95%. Из халькофильных элементов отмечен лишь цинк (5% от суммы микроэлементов), но и он ведет себя как сидерофил. В рудной лаве из дифференцированной вулканической ассоциации (вулкан Лако в Чили) суммарное содержание микроэлементов в магнетите снижается до 0.37%. Из общей суммы доля сидерофильных элементов снижается до 60% и соответственно до 40% возрастает доля элементов-халькофилов. Львиную долю в сумме микроэлементов составляют титан и марганец: в рудных лавах – от 45 до 85 вес.%, в магнетитовых кварцитах – от 45 до 60%, в протерозойских железистых кварцитах – до 80%.

На диаграмме Ti – Mn (рис. 61) (содержание элементов в матрице магнетита в процентах) сделана попытка разграничить рудные лавы и магнетитовые кварциты по данным табл. 12 с привлечением других оригинальных материалов [134, 140] и устного сообщения С.В. Меламедова о содержании титана и марганца в гематитовых рудных лавах из ордовикских базальтов западного склона Урала. На этой диаграмме поля магнетитов рудных лав, магнетитовых и железистых кварцитов довольно уверенно разделяются линией, отвечающей титан-марганцевому отношению примерно 5.

Из рудных лав вулканитов дифференцированных ассоциаций мы располагаем лишь анализами магнетитов из вулкана Лако в Северном Чили и верхнеанабарской серии. Ограниченность материала позволяет лишь предполагать, что магнетиты из рудных лав дифференцированных ассоциаций займут нижнюю часть поля. Разграничение полей магнетитовых кварцитов контрастной и дифференцированной ассоциаций и железистых кварцитов существенно осадочных толщ на этой диаграмме не наблюдается.

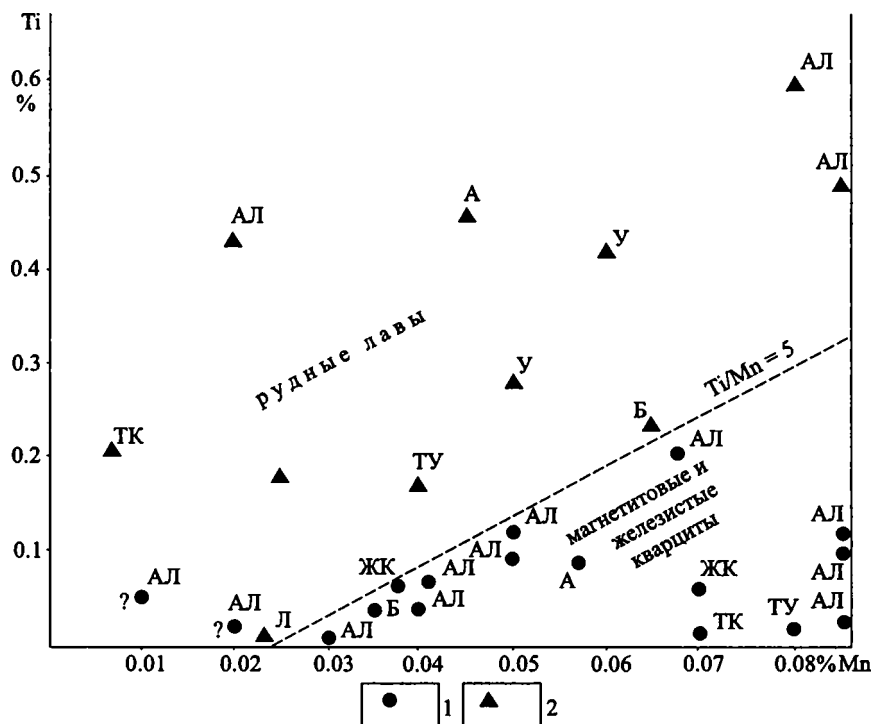


Рис. 61. Диаграмма Ti – Mn для вулканогенных и вулканогенно-осадочных магнетитовых пород вулканических комплексов

1 – магнетитовые кварциты, 2 – магнетитсодержащие рудные лавы.

А – верхнеанабарская серия, Анабарский массив; ТК – тундровая серия, Кольский полуостров; ТУ – тараташский комплекс, Урал; Б – брянская серия, КМА; Л – магнетитовая лава вулкана Лако, Чили; АЛ – архей, Алданский щит; ЖК – железистые кварциты, Костамукша, Кривой Рог; У – рудная лава, ордовик, Урал

Полосчатые магнетитовые кварциты, судя по ассоциации с линзами метаосадочных пород в вулканических комплексах, являются вулканогенно-осадочными образованиями и сформированы при осаждении железа и кремнезема, выносимых вулканическими термальными водами. Благоприятными ловушками были вулканические и кальдерные озера на материках и островах, впадины дна осадочных бассейнов в районах подводных вулканов и вулканических цепей. Эта точка зрения подкрепляется постоянно наблюдаемой ассоциацией магнетитовых кварцитов с пачками и линзами кремнистых и песчано-кремнистых отложений.

В ряду магнетитовые кварциты контрастных и дифференцированных вулканических ассоциаций – магнетитовые и железистые (магнетит-гематитовые) кварциты существенно осадочных толщ отмечаются и определенные геохимические отличия магнетитов (см. выше, с. 127). В этом ряду, образно говоря, уменьшается влияние вулканического фактора и растет осадочного. В геохимической характеристике магнетита это проявляется в уменьшении суммы микроэлементов в магнетите, уменьшении титан-марганцевого отношения и изменении соотношения групп сидерофильных и халькофильных микроэлементов в ряду магнетитовые рудные лавы – магнетитовые кварциты контрастных и дифференцированных ас-

социаций – магнетитовые и железистые кварциты существенно осадочных толщ, завершающих разрез вулканических комплексов. Кларковые и редко сверхкларковые значения в магнетитах магнетитовых и железистых кварцитов отмечены лишь для марганца, редко – титана [59, 62].

Парагенетические ассоциации вмещающих пород и геохимические признаки магнетитов позволяют выделить два генетических типа магнетитовых пород, непосредственно связанных с вулканизмом и его газовой-жидкими дериватами в архейских вулканических комплексах. Это рудные лавы и туфы, обогащенные вкрапленным магнетитом, и магнетитовые кварциты как отложения вулканических термальных источников. Оба типа магнетитовых пород ассоциируют соответственно с вулканическими образованиями и линзами осадочных пород в осадочно-вулканогенных комплексах. Магнетит рудных лав обогащен примесями микроэлементов (0.4–0.6 вес.%) сидерофильной и, в меньшей степени, халькофильной групп. Титан-марганцевое отношение у них, как правило, выше 5. Магнетит полосчатых кварцитов более обеднен примесями микроэлементов (0.2–0.4 вес.%), среди которых более заметную роль играют элементы халькофильной группы. Титан-марганцевое отношение в магнетитах этого типа пород, как правило, больше единицы и не больше пяти. Магнетит магнетитовых и железистых кварцитов, приуроченных к существенно осадочным толщам завершающего этапа формирования вулканических комплексов, обеднен примесями микроэлементов (0.1–0.2 вес.%). Из них лишь содержание марганца, иногда германия и золота, превышает кларковый уровень. Титан-марганцевое отношение в подобного типа магнетитовых и железистых кварцитах редко превышает единицу. Таким образом, следует наряду с вулканогенным и вулканогенно-осадочным (экспозиционно-осадочным) типами выделять осадочный тип железисто-кремнистого накопления в осадочных бассейнах, баланс (резерв) железа которого формируется из различных источников (коры выветривания, вулканический и др.).

Генетическим аналогом архейских рудных лав с магнетитом являются фанерозойские магнетитовые лавы. На склоне древнечетвертичного вулкана Лако в толще лавовых потоков андезитов и андезито-базальтов залегает серия линз существенно гематит-магнетитового состава мощностью до 60 м и протяженностью в первые сотни метров. Линзы сопровождаются мономинеральными магнетитовыми жилами, приуроченными к жерловой части вулкана и являющимися, видимо, подводными каналами рудной лавы. Линзы последней залегают среди пород лавовой фации и окружены в плане туфобрекчиями и туфами, обогащенными акцессорным магнетитом.

Рудные залежи сформировались в результате излияния расплава, состоящего из окислов железа, через паразитические кратеры, расположенные по периферии главного кратера. Излившаяся лава образовывала короткие караваеобразные потоки. Повсеместно магнетитовые потоки залегают на андезитовых лавах, которые в зоне контакта сильно гидротермально изменены. Непосредственно у контакта породы осветлены, пиритизированы и эпидотизированы. По мере удаления от контакта степень изменения ослабевает, но отчетливо устанавливаются актинолитизация, хлоритизация и эпидотизация.

Отмечаются два типа поверхностей рудных потоков – глыбовый, волнистый и гладкий. Внутреннее строение потока также неоднородно. Встречаются участки, сложенные массивным малопористым магнетитом нередко со столбчатой отдельностью. Основная масса потока имеет пористое, ноздреватое и даже пузыристое строение. В краевых частях потока обычны флюидальные структуры и за-

хваченные при движении лавы обломки туфов и лав андезитов. Поры и каверны в рудах либо гладкие овальные, либо покрыты слоем кристаллов магнетита или псевдоморфоз гематита по магнетиту. Внутри залежи располагаются пустотелые субвертикальные каналы длиной в несколько метров и диаметром в несколько сантиметров (газовые каналы). Стенки каналов покрыты хорошо ограненными кристаллами магнетита.

Руды лавового потока на 95% сложены окислами железа (магнетит, маггемит, гематит и лепидокрокит). Постоянно встречаются зерна кварца, плагиоклаза, актинолита. Спорадически встречаются скаполит и апатит. Таким образом, налицо все структурно-текстурные признаки лавовой природы рудных залежей. Магнетит в центральных частях потоков в меньшей степени подвергся окислению с образованием гематита и маггемита по магнетиту.

В табл. 12 приведены типоморфные признаки магнетита из рудных лав вулкана Лако. Были проанализированы образцы из лавовых потоков и мономинеральных магнетитовых жил кратера. Геохимически они оказались подобны. Суммарное содержание микроэлементов в магнетитах составляет 0.350–0.400 вес.%. Характерно повышенное содержание ванадия (до 0.18%) и свинца (до 0.19%). Необходимо отметить аномально низкое (0.01%) содержание титана. Содержание микроэлементов сидерофильной группы колеблется в пределах 0.02–0.05 вес.%.

Таким образом, можно сформулировать следующие признаки отнесения концентраций магнетита к магматическому вулканогенному типу: 1) ассоциация с лавовыми потоками и согласное залегание среди них; 2) обнаружение вулканогенных структур и текстур в рудных телах; 3) подводящие каналы рудной магмы; 4) обогащение магнетита элементами-примесями сидерофильной (для магм основного состава), халькофильной и сидерофильной (для магм основного и среднего состава), халькофильной и литофильной (для магм среднего и кислого состава) групп.

Генетическим аналогом вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых накоплений в вулканических ассоциациях являются металлоносные осадки фанерозоя, генетически связанные с вулканизмом. Стратиформные рудные залежи залегают как среди вулканических пород, так и в осадочных горизонтах вулканических комплексов.

Железисто-кремнистое накопление, связанное с активным подводным вулканизмом, известно в Гавайско-Императорской цепи вулканов. При драгировании в районе активного подводного вулкана Лоихи обнаружено несколько залежей металлоносных осадков, залегающих на потоках базальтов. Осадки сложены аморфными окислами железа, кремнеземом, гетитом, железистым монтмориллонитом и нонтронитом. Они содержат также обломки полевых шпатов, оливина и вулканического стекла. Аморфный материал содержит 52.4% Fe_2O_3 и 23.3% SiO_2 . По низкой концентрации и характеру распределения редких земель гидротермалиты отличны от современных аморфных железистых осадков и пелагических глин и близки к хондритам. Магнитная фракция состоит из титаномагнетита, плагиоклаза (№ 51), пироксена (пижонит + диопсид), оливина и вулканического стекла. Отсутствие таких вторичных продуктов, как палагонит, смектит, и характер распределения редких земель в аморфной железистой фазе свидетельствуют о минимальном взаимодействии осадков с морской водой. Ассоциация аморфного гидроокисла железа, кремнезема и более крупных темнокрасных минералов рассматриваются в качестве неметаморфизованных аналогов типичной раннеархейской ассоциации: породы железистой формации – амфиболиты. Металлоносные осадки содержат в среднем 1.3% TiO_2 , 0.25% Mn, 0.45% P_2O_5 , а также обогаще-

ны (в г/т) ванадием (245), хромом (500), кобальтом (100), никелем (750), цинком (150). В незначительном количестве в них содержатся медь, мышьяк, барий, стронций, молибден и цирконий [Х. Де Карло Эпик и др., 1983 г.; М.С. Квинби-Хант и др., 1986 г.].

Металлоносные осадки накапливаются вокруг вулканических островов Стромболи, Вулкано и Санторин. В районе подводного вулкана Санторин они содержат (в %) кремнезем (13.0), окислы железа (26.6), марганца (0.2) и обогащены титаном (0.25). Кроме того, в металлоносных осадках установлено также присутствие (в г/т) ванадия (70), цинка (80), молибдена (40), кобальта (20), меди (20) и хрома (7) [Дж. Мейнард, 1985 г.].

Осадочные гидроокисные скопления железа, как правило, содержат минимальное количество элементов-примесей. В сверхкларковых количествах в них присутствуют марганец, фосфор, барий, стронций и скандий, изредка – ванадий.

Приведенные данные по геохимической характеристике вулканогенных железорудных (рудные лавы и туфы) железисто-кремнистых накоплений вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса, а также вулканогенных магнетитовых концентраций позволяют наметить геохимические типы, характерные для железорудных и железисто-кремнистых концентраций различного генезиса, где микроэлементы на кларковом уровне указаны в скобках:

Вулканогенный тип	Вулканогенно-осадочный тип	Осадочный тип
Ti, Cr, V, Mn, Co, Ni, Zn, (Pb, Cu)	Ti, Mn, V, Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Cr, (Ba, Sr)	Mn, P, Ba, Sr, Sc, Cu, Pb, Zn, (V)

СОПОСТАВЛЕНИЕ МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

На примере вулканических поясов («зеленокаменных» для архея) Г.Гросс выделил типы железорудных формаций Алгома и озера Верхнего по приуроченности первого к вулканическому, второго – к осадочным формациям. У нас в стране им соответствуют верховцевский и криворожский типы железисто-кремнистых формаций [105, 139]. Исходя из этого принципа, следует относить магнетитовые породы вулканических ассоциаций глубокометаморфизованных комплексов к алгоманскому (верховцевскому) типу железорудных формаций. Магнетитовые кварциты существенно осадочных толщ, завершающих строение вулканических комплексов, правильнее относить к железорудным формациям типа озера Верхнего (криворожский тип).

В работах многих исследователей показано развитие двух групп зеленокаменных поясов: первичных и вторичных, или раннеархейских и позднеархейских [79, 96, 155]. Достоверных случаев совмещения или наложения зеленокаменных поясов обоих типов в едином разрезе в литературе не описано. Попытки Г.Гликсона [155] выделить в составе поясов Барбертон и Калгурли-Норсман элементы первичных (коматииты–базальты) и вторичных (базальты–риолиты–осадки) поясов не находят широкой поддержки.

Кроме собственно ранне- и позднеархейских вулканических поясов существуют пояса, развитие которых начинается в раннем, а завершается в позднем архее. К подобного типа переходным по возрасту поясам в восточной части Балтийского щита относится Костамукшско-Гимольский зеленокаменный пояс [110]. Он формируется на частично кратонизированной коре, поэтому по типу строения, соотношению в разрезе вулканических ассоциаций, роли ультраосновных вулканических и магнетитовых пород ближе к позднеархейским вулканическим комплексам. Характерно также то, что в основании вулканического комплекса Костамукшско-Гимольского пояса залегает существенно осадочная толща (нюкозерская серия), фиксирующая начальный период растяжения.

Сопоставление разрезов зеленокаменных поясов из различных регионов мира показывает, что несмотря на некоторые индивидуальные отличия, построены они однотипно. О закономерном характере развития вулканизма, строении зеленокаменных поясов в сравнении с вулканическими комплексами глубокометаморфизованных областей речь пойдет в следующей главе. Здесь же следует сказать о том, что по ассоциации с вулканическими породами, по геохимии магнетита, параметрам рудных тел и горизонтов и масштабам железнанакопления магнетитовые породы глубокометаморфизованных комплексов вполне сопоставимы: в вулканических ассоциациях – с алгоманским (верховцевским) типом, в существенно осадочных толщах – с верхнеозерским (криворожским) типом железорудных формаций. Оба типа формаций развиты как в ранне-, так и в позднеархейских вулканических комплексах.

На примере раннеархейского зеленокаменного пояса Барбертон рассмотрены условия формирования железоскремнистых пород и масштабы железнанакопления в зависимости от ассоциации с вулканическими или осадочными толщами [28, 44, 145, 163, 172, 173]. Из приведенных в многочисленных опубликованных работах разрезов вулканического комплекса видно, что железистые кварциты не характерны для нижней базальт-коматитовой половины разреза зеленокаменного пояса. Описаны лишь единичные маломощные (доли метра) линзы полосчатых железоскремнистых и кремнистых сланцев.

Полосчатые железистые кварциты появляются в средней части разреза базитов пояса, в формации Хугенот, где ультрабазит-базитовая толща постепенно сменяется циклично построенной ассоциацией базальтов, андезито-базальтов, дацитов и риолитов. Эта толща включает в низах разреза эпизодические пласты коматитов и коматитовых базальтов. Каждый вулканический цикл перекрывается кремнистыми породами, включающими линзы железистых кварцитов мощностью в первые метры и протяженностью в сотни метров. Нередко они перекрываются пластами коматитов или толеитовых базальтов, являющихся основанием следующего вулканического цикла. Подобная ассоциация железисто-кремнистых отложений («полосчатая железисто-кремнистая формация») с коматитами и переслаивающимися с ними кварц-серицитовыми и тремолит-талк-хлоритовыми сланцами по кислым и основным туфам известна в ряде зеленокаменных поясов Южной Родезии.

Типичные полосчатые железистые кварциты более характерны для разреза верхних, осадочных серий зеленокаменного пояса – глинисто-сланцевой (Фиг-Три) и песчаной (Моодис). В серии Фиг-Три кремнистые сланцы и железистые кварциты тесно ассоциируют с глинистыми сланцами, подстилаемыми градационно-слоистыми граувакками турбидитового происхождения. Глинистые сланцы характеризуются наличием многочисленных тонких прослоев полосчатых кремнистых слан-

цев и линз железистых кварцитов. Мощность чередующихся прослоев кремнезема и окислов железа составляет 1–2.5 см.

В разрезе серии Моодис установлено по крайней мере три цикла осадконакопления. Каждый из них начинается конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, последовательно сменяющимися песчаниками и глинистыми сланцами. Последние содержат пласты и линзы чередования яшмовых и обогащенных магнетитом прослоек мощностью от долей сантиметра до 2–3 см. Железистые кварциты сменяются по латерали железисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. Нередко они подстилаются миндалекаменной лавой основного состава. Мощность «железорудных формаций» в среднем составляет 6–40 м, нередко в раздувах – до 500 м. Железорудные пачки характеризуются неправильным, часто пальцевидным выклиниванием. Тела железистых кварцитов являются хорошими маркирующими горизонтами, прослеживающимися по простиранию на 16 км и более.

Отмечается, что тела железистых кварцитов, связанных с вулканическими породами, обычно обладают меньшими и в значительной степени более изменчивыми параметрами по сравнению с железистыми кварцитами осадочных серий, хотя сами железистые кварциты обоих типов близки по структурно-текстурным признакам, минералогии и геохимии. Большинство авторов описывают минералогическую фациальную зональность, выделяя, вслед за Г.Джеймсом (цит. по: [157]), окисную, карбонатную, силикатную и сульфидную фации железистых кварцитов. В описанных железистых кварцитах зеленокаменного пояса Барбертон преобладает окисная фаза, подразделяемая на магнетитовую и гематитовую субфации.

Таблица 14. Химический состав железистых кварцитов и ассоциирующих с ними пород зеленокаменных поясов Южной Африки [44, 148]

Компонент	Железистые кварциты		Метаморфизованные железистые кварциты			Кремнистые сланцы			Кислая лава	Глинисто-кремнистый сланец
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47.13	60.27	68.63	41.73	72.31	81.90	92.40	98.90	73.66	78.44
TiO ₂	Следы	0.13	Следы	Следы	0.02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.02	0.54
Al ₂ O ₃	0.35	1.53	0.79	0.53	0.80	1.78	0.42	0.15	11.57	15.52
Fe ₂ O ₃	47.89	37.81	24.52	53.58	3.34	13.30	3.10	0.19	0.93	0.41
FeO	2.21	Не опр.	3.25	2.86	16.22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.62	0.68
MnO	0.01	0.22	0.08	0.01	0.41	0.21	0.03	Следы	0.04	0.01
MgO	1.24	0.14	0.98	0.75	5.67	0.13	1.93	0.08	2.80	0.38
CaO	0.99	0.47	1.16	0.17	0.48	0.18	0.68	0.09	2.09	0.29
Na ₂ O	0.25	0.15	0.32	0.21	0.09	0.02	Следы	0.04	0.05	0.49
K ₂ O	0.04	Не опр.	0.04	0.03	0.05	0.23	0.01	0.05	3.72	2.33
P ₂ O ₅	0.15	0.02	0.10	0.10	0.32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.14
Сумма	100.26	100.74	99.74	99.97	99.71	97.75	98.57	99.58	99.50	99.23

Примечание. 1, 2 – железистые кварциты из: 1 – осадочной толщи (серия Хоко, Южная Родезия), 2 – осадочной толщи (серия Фиг-Три, пояс Барбертон); 3, 4 – кварц-магнетитовые гранулиты из пород досубаквийского возраста; 5 – полосчатая грюнерит-кварц-магнетитовая порода добулавейского возраста, Южная Родезия; 6–8 – кремнистый сланец: 6 – красный, 7 – зеленый, 8 – серый, серия Фиг Три, Барбертон; 9 – подушечная кислая лава, формация Хугенот, Барбертон; 10 – глинисто-кремнистый сланец (среднее из двух образцов, формация Тиспруит, Барбертон (возможно кислый туф ?).

Химические анализы железистых кварцитов, их метаморфизованных эквивалентов и полосчатых кремнистых сланцев (табл. 14) указывают на резкое преобладание в них кремнезема и окислов железа при обеднении всеми другими компонентами. Если исключить из рассмотрения кремнезем и окислы железа, то железистые кварциты и полосчатые кремнистые сланцы будут очень сходны по составу. Видимо, это следствие хемогенной садки гидроокислов железа и кремнезема, практически без участия в процессе осадконакопления обломочного материала.

Установлено, что железистые кварциты из осадочных пачек зеленокаменных поясов более богаты железом, чем из пачек вулканических пород. Ассоциация железистых кварцитов из вулканических пород с кремнистыми сланцами, кислыми лавами и туфами, по мнению ряда исследователей, свидетельствует о генетической связи кремнезема и окислов железа с кислым вулканизмом, являющимся крайним дифференциатом основной магмы.

В России аналоги первичных (раннеархейских) зеленокаменных поясов достоверно не установлены. Все известные по литературным данным определения абсолютного возраста древнее 3 млрд лет относятся к глубокометаморфизованным комплексам.

Для первичных зеленокаменных поясов характерны следующие закономерности в строении и распределении железистых (магнетитовых) пород (на примере пояса Барбертон и других поясов Южной Родезии). Нижняя половина разреза сложена ультрабазит-базитовой толщей (формации Санспруит, Тиспруит, Комати) с пачками кремнистых сланцев и горизонтом кислых эффузивов в верхней части (горизонт Миди Маркер). Это типичный пример контрастной вулканической ассоциации. Железистые породы для нее не характерны, описаны лишь единичные мелкие линзы железистых (магнетитовых) кварцитов в полосчатых кремнистых сланцах.

Средняя часть разреза (формации Хугеног, Кромберг, Сварткопи) представлена циклично построенной толщей коматиитовых и толеитовых базальтов, андезит-базальтов, дацитов и риолитов с горизонтами кремнистых пород. По строению и последовательности напластования вулканитов эта часть разреза может быть отнесена к дифференцированной вулканической ассоциации. Для нее более характерны магнетитовые кварциты, залегающие в зоне смены основных вулканитов средними и кислыми и ассоциирующиеся с кремнистыми сланцами. Железистые кварциты слагают линзы мощностью в первые метры, редко первые десятки метров и протяженностью сотни метров – первые километры.

Типичные более мощные горизонты железистых кварцитов приурочены к верхней, существенно осадочной толще, венчающей разрез зеленокаменных поясов (серии Фиг-Три и Моодис). Мощности железорудных горизонтов здесь уже до 500 м (в среднем – 60 м), по простираанию они прослежены на 16 км и более. Пласты и линзы железистых кварцитов залегают в кремнистых и песчано-глинистых отложениях и эпизодически ассоциируют с потоками миндалекаменных базальтов. В этой толще иногда встречаются также покровы кислых и основных эффузивов.

Примером позднеархейских зеленокаменных поясов может служить Гимольско-Костаумукшский пояс в Северной Карелии, выполненный осадочно-вулканогенной толщей лопия (контоккская и гимольская серии). Детальные разрезы, отражающие строение толщи и положение в ней горизонтов железистых кварцитов, приведены ранее, в разделе «Возраст и стратиграфические разрезы...».

В составе контоккской серии (низы) здесь можно выделить контрастную вулканическую ассоциацию, представленную напластованием лав коматиитов, комати-

итовых и толеитовых базальтов, завершающуюся излиянием лав и туфов дацитов, чередующихся с горизонтами осадочных пород. Для нее характерны единичные мелкие линзы магнетитовых кварцитов мощностью доли метра – первые метры и протяженностью десятки–сотни метров, залегающие среди потоков базальтов. С дацитами ассоциируются несколько более мощные линзы и пласты магнетитовых кварцитов (мощность – 1.5–10 м, редко до 25 м; протяженность – сотни метров, первые километры).

Верхнюю часть разреза контококской серии, сложенную базальтами с горизонтами ультрамафитов и осадочных пород, следует относить к дифференцированной вулканической ассоциации, точнее к ее нижней базитовой подассоциации. Она включает отдельные маломощные (первые метры) прослои магнетитовых кварцитов и сланцев, а также углеродистых сланцев. Базальт-андезит-риолитовая подассоциация в этом зеленокаменном поясе рудуцирована.

Основная масса железистых (магнетитовых) кварцитов Костамукшского месторождения сосредоточена в осадочной флишоидной толще, венчающей разрез пояса. Железистые кварциты слагают пласты мощностью 30–35, до 70–80 м, протягивающиеся по простиранию на десятки километров. Следует упомянуть, что вулканический комплекс Костамукшко-Гимольского пояса подстилается существенно осадочной толщей (нюкозерская серия).

В районе КМА к верхнеархейскому зеленокаменному поясу отнесена осадочно-вулканогенная толща михайловской серии [55, 139]. Она формируется на раннеархейской глубокометаморфизованной первично осадочно-вулканогенной толще, а в ее составе, судя по первичной природе вулканогенных пород, приводимой Е.М. Крестиным, можно выделить контрастную (брянская серия, ультрабазит-базиты + дациты) и дифференцированную (обоянская и покровская серии, базальты + андезиты + дациты) вулканические ассоциации. Магнетитовые породы встречены в составе как брянской [56], так и обоянской серии [139]. Параметры железорудных тел и масштаб железнакопления возрастают от контрастной к дифференцированной ассоциации.

В составе залегающей выше михайловской серии, по данным Е.М. Крестина, выделяется контрастная вулканическая ассоциация (ультрабазиты–базиты–риолиты), для которой не характерны проявления магнетитовых пород. Более подробное деление и несколько иной объем михайловской серии приводит И.Н. Щеголев. Он выделяет в ее составе железнгорскую, истобнянскую и коробковскую (лебдинскую) свиты. В этом случае по парагенезису вулканических пород различной основности можно выделить в разрезе серии контрастную (железнгорская свита) и дифференцированную (истобнянская и коробковская свиты) вулканические ассоциации с присущим им разномасштабным железооруднением. В составе железнгорской свиты (базальты, коматииты, осадки) описаны мелкие линзы малорудных железисто-кремнистых образований силикатно-магнетитового состава. Истобнянская свита сложена разнообразными гнейсами и амфиболитами, среди которых по химизму различаются основные и средне-кислые вулканиты, осадочные образования. Венчающая разрез коробковская свита состоит из переслаивания метариолитов и обломочных осадочных отложений. Железисто-кремнистые породы силикатно-магнетитового состава (Истобнянские, Косиновские и другие анамалии) в составе истобнянской свиты слагают пласты и линзы мощностью в первые десятки метров и протяженностью до 10 км (редко). В дифференцированной вулканической ассоциации, к которой отнесены вулканиты истобнянской свиты, они залегают в зоне перехода от основных к средним и кислым вулканитам.

В разрезе коробковской свиты среди риолитов и осадочных пород описана (55) единичная линзочка железисто-кремнистых образований мощностью несколько сантиметров и протяженностью несколько десятков метров. Таким образом, для существенно осадочной пачки верхней части разреза зеленокаменной толщи михайловской серии железистые кварциты не характерны.

Зеленокаменные пояса позднего архея широко распространены в пределах Канадского щита [28, 44, 158, 159]. Существует точка зрения о более древнем, нижнеархейском, возрасте (до 3.6 млрд лет) нижней части разреза этих поясов. В них был выделен классический «алгоманский» тип железистых кварцитов осадочно-вулканогенного генезиса. Для линз железистых (магнетитовых) кварцитов характерна перемежаемость железистых (магнетит, гематит, карбонаты и силикаты железа, пирит, пирротин) и яшмовидных кремнистых прослоев. Линзовидные тела железистых кварцитов залегают непосредственно в вулканических породах от основного до кислого состава. А.М. Гудвин отмечает связь железнакопления преимущественно с кислым вулканизмом. С железистыми кварцитами алгоманского типа ассоциируют серо-зеленые аспидные и углеродисто-кремнистые сланцы. Как считает А.М. Гудвин [28], на прямую и тесную связь между вулканизмом и железорудной формацией указывают присутствие пирокластических пород и лав в определенных горизонтах железосодержащих пород и, еще убедительнее, – циклическая координация вулканизма и осаднения.

Зеленокаменные пояса Канадского щита выполняют осадочно-вулканогенные толщи мощностью до 20 км, объединенные в киватинский комплекс. Для него характерно закономерное строение: низы разреза сложены лавами основного состава с силлами ультраосновных пород (контрастная ассоциация), в средних частях разреза комплекса развиты основные, средние и кислые вулканы (дифференцированная ассоциация). Осадочные породы с подчиненным количеством основных и кислых вулканических пород формируют верхнюю часть разреза киватинского комплекса (формация Соудан). Основные вулканы составляют 60% мощности вулканической части разреза, на долю средних и кислых вулканических пород приходится 30%, на осадочные породы – 10%.

Железистые кварциты, ассоциирующиеся с вулканическими породами, объединены в формацию Алгома. Они залегают в разрезе дифференцированной ассоциации в виде линз и прослоев мощностью в первые метры и протяженностью в сотни метров. В составе осадочной толщи формации Соудан, завершающей разрез киватинского вулканического пояса, железистые кварциты характеризуются большей мощностью и протяженностью: в ней описано два-три пласта мощностью 20–80 м и протяженностью более 10 км. Суммарная мощность рудного горизонта составляет первые сотни метров при протяженности до 26 км.

В табл. 15 приведено сравнение магнетитовых пород глубокометаморфизованных первично осадочно-вулканогенных комплексов и зеленокаменных поясов. Следует сразу же оговориться, что рудные лавы и туфы в зеленокаменных комплексах прежде не выделялись, их аналоги следует искать среди амфиболитов и зеленых сланцев с обильным вкрапленным магнетитом. Подобного типа породы нередко встречаются среди метавулкаников. Проведенное сопоставление показывает, что магнетитовые породы двух сравниваемых структурно-вещественных комплексов вполне сопоставимы по всем изученным параметрам: парагенетическим ассоциациям вмещающих пород, положению в разрезе вулканических комплексов, петрохимическим и геохимическим характеристикам, размерам рудных тел и масштабам железнакопления (см. табл. 15).

Таблица 15. Сопоставление магнетитовых пород глубокометаморфизованных и зеленокаменных вулканических комплексов (по: [139] и авторским данным)

Параметр	Характеристика параметров					
	Глубокометаморфизованные комплексы			Зеленокаменные пояса		
	контрастные ассоциации	дифференцированные ассоциации	осадочные толщи	контрастные ассоциации	дифференцированные ассоциации	осадочные толщи
Рудные лавы и туфы						
Парагенетические ассоциации вмещающих пород	Ультраосновные–основные–кислые вулканы	Основные–средние–кислые вулканы	Не встречаются	Ультраосновные–основные–кислые вулканы	Основные–средние–кислые вулканы	Не встречаются
Параметры тел по мощности по простираанию	Доли метра – первые метры Десятки метров	Первые метры – десятки метров Сотни метров		Доли метра – первые метры Десятки метров	Первые метры – десятки метров Сотни метров	
Признаки вулканогенной природы	Нет данных	Реликты порфировой, диабазовой и офитовой структур		Реликты офитовой, диабазовой структур	Реликты порфировой, диабазовой и офитовой структур	
структурные						
текстурные	Нет данных	Нет данных		Реликты шаровой и подушечной отдельности, миндалекаменных текстур		
Ассоциирующие элементы – микропримеси (по магнетиту)	Ti, Cr, Co, Ni, V, Zn, Mn	Ti, V, Mn, Zn, Cr, Cu, Pb		Ti, Cr, Co, Zn	Ti, V, Mn, Zn, Pb, Cu, Cr, Ni	
Акцессорные минералы	Апатит, циркон, монацит, ильменит, шпинель	Апатит, циркон		Апатит, циркон, монацит, ильменит, шпинель	Апатит, циркон	
Магнетитовые кварциты вулканогенно-осадочного типа						
Парагенетические ассоциации вмещающих пород	Ультраосновные–основные–кислые вулканы, редко осадки	Основные–средние–кислые вулканы, осадки	Песчано-глинистые отложения в ассоциации с эпизодическими основными–кислыми вулканами	Ультраосновные–основные–кислые вулканы, редко осадки	Основные–средние–кислые вулканы, осадки	Песчано-глинистые отложения в ассоциации с эпизодическими основными–кислыми вулканами

Параметры тел по мощности по простираанию	Доли метра – первые метры Десятки – первые сотни метров	Первые десятки метров Сотни метров – первые километры	Десятки метров Первые километры	Доли метра – первые метры Десятки – первые сотни метров	Первые десятки метров Сотни метров – первые километры	Десятки метров
Структурно-текстурные признаки	Бластические структуры, линзовидно-полосчатые и вкрапленно-полосчатые текстуры			Бластические структуры с реликтами колломорфных структур, полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры		
Ассоциирующие элементы – микропримеси (по магнетиту)	Ti, Co, Ni, V, Zn, Mn	Ti, V, Mn, Zn	Ti, Mn, V, Ge, Au, Ni, Co, Cr, Pb, Cu	Ti, Cr, Mn, V, Cu	Cr, Ti, Mn, Ni, Cu, Pb	Ti, Mn, V, Ge, Au, Zr, Cu, Pb, Zn, Ga, Ba
Акцессорные минералы	Апатит, циркон, ильменит, сульфиды	Апатит, циркон, ильменит, сульфиды	Ильменит, сульфиды	Апатит, циркон	Сфен, сульфиды	Апатит, ильменит, циркон, сульфиды
Средние размеры зерен магнетита кварца	0.18 0.28			0.12 0.10		
Магнетитовые кварциты осадочного типа						
Парагенетические ассоциации вмещающих пород	Нет	Нет	Песчано-глинистые, реже карбонатные отложения	Нет	Нет	Песчано-глинистые, карбонатные отложения
Параметры тел по мощности по простираанию			Десятки метров Первые километры			Десятки–сотни метров Десятки километров
Признаки осадочной природы структурные текстурные			Нет Тонкая полосчатость			Обломочные структуры, тонкая полосчатость с элементами градационной слоистости и колломорфных текстур
Микроэлементы (по магнетиту)			Mn, Ti, Ba, Sr			Mn, Ti, Ba, Sr
Акцессорные минералы			Апатит, циркон, монацит, гранат, пирит, джстен, силлиманит, кордиерит			Апатит, циркон, турмалин, ильменит, гематит, рутил, анатаз, сфен, пирит
Средние размеры зерен магнетита кварца			0.18 0.28			0.03 0.27

Распределение магнетитовых пород в разрезах вулканических толщ глубоко-метаморфизованных и зеленокаменных комплексов также однотипно и сопоставимо. Общая закономерность такова: магнетитовые породы менее характерны для ультрабазит-базитовых толщ контрастных ассоциаций и более интенсивно развиты в зоне перехода от основных к средним и кислым вулканитам в дифференцированных ассоциациях. Есть и отличия: магнетитовые кварциты в зеленокаменных поясах максимально развиты в осадочных толщах завершающего этапа развития вулканических зон. В вулканических толщах глубокометаморфизованных комплексов максимум железнакопления приходится на дифференцированную ассоциацию, т.е. на зону перехода от основных к средним и кислым вулканическим породам. Осадочные толщи с эпизодическим контрастным (базальт–риолит) вулканизмом в глубокометаморфизованных вулканических комплексах зачастую лишены крупных накоплений магнетитовых кварцитов. В них есть довольно мощные залежи кварцитов – в хапчанской серии Анабарского массива, в верхней части разреза разреза кольской серии в восточной части Балтийского щита на Оленегорском месторождении, – но магнетитом они обогащены не всегда.

Метаморфизм первичных вулканогенных, вулканогенно-осадочных магнетитовых концентраций и вмещающих их вулканогенных и осадочных пород, характер перераспределения рудных и петрогенных компонентов на стадии зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма с образованием метаморфогенных, обогащенных рудными компонентами залежей не являлись объектами данной работы. Эти вопросы детально разработаны в трудах Я.Н. Белевцева, М.Н. Ярошук, А.М. Дымкина и многих других исследователей. Для нас важен тот твердо установленный факт, что метаморфические превращения и перераспределение компонентов происходили в первично обогащенных рудными компонентами вулканогенных и осадочных образованиях в изохимических для большинства элементов условиях (за исключением зон диафтореза). Таким образом, установленные закономерности распределения магнетитовых пород обусловлены первичными генетическими факторами.

Магнетитовые кварциты архейских метавулканических комплексов используются промышленностью как легкообогащаемые (крупность зерен магнетита более 0.1 мм) железные руды. Они выгодно отличаются чистотой, отсутствием вредных примесей (P, S), присутствием легирующих металлов сидерофильной группы. Это наглядно видно на примере месторождений Оленегорской группы на Кольском полуострове.

Рудные лавы с магнетитом в архейских толщах пока не известны как самостоятельные объекты. Между тем не исключено, что часть апатит-магнетитовых руд Швеции являются образованиями типа рудных лав [28, 44]. В любом случае они могут представлять ценность как дополнительный источник железорудного сырья, особенно в районе действующих горнорудных предприятий.

ГЛАВА IV

РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН И ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА В АРХЕЕ

ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АРХЕЯ

Магнетитовые породы глубокометаморфизованных и зеленокаменных комплексов ассоциируются с вулканическими породами и генетически с ними связаны. Поэтому, прежде чем рассматривать закономерности их размещения, необходимо определить направление развития и наметить основные черты эволюции вулканизма в вулканических областях раннего докембрия (архея).

Анализ реставрированных типовых разрезов зеленокаменных и глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных комплексов приводит к выводу о том, что в их составе постоянно присутствуют две основные вулканические ассоциации: контрастная и дифференцированная, соответственно снизу вверх сменяющие друг друга. Завершаются вулканические комплексы формированием существенно осадочных толщ с эпизодическим проявлением бимодального (базальт–риолит) или кислого (дацит–риолит) вулканизма (рис. 62).

Контрастная вулканическая парагенетическая ассоциация представлена ультраосновными–основными вулканитами, включающими незначительные объемы кислых вулканических пород и осадочных образований, главным образом кремнистых сланцев и граувакк в верхах разреза. Дифференцированная ассоциация состоит из продуктов циклических излияний базальтов–андезитов–риолитов, пород ультраосновного состава (реже) и осадочных (кластогенных и др.) образований. На примере разреза вулканического комплекса южной части Анабарского массива видно, что выделяемые ассоциации постепенно сменяют друг друга в разрезе.

Корректность подразделения единого вулканического комплекса на две ассоциации, соответствующие далдынской и верхнеанабарской сериям на Анабарском массиве, подтверждается закономерным изменением роли различных типов вулканических пород по основности в их составе и петрохимическими признаками.

В составе хапчанской серии по данным О.М. Розена с соавторами [113], преобладают метаосадочные породы – гиперстеновые гнейсы с гранатом, кальцифиры, мраморы, высокоглиноземистые и графитсодержащие гнейсы, кварциты. Доля

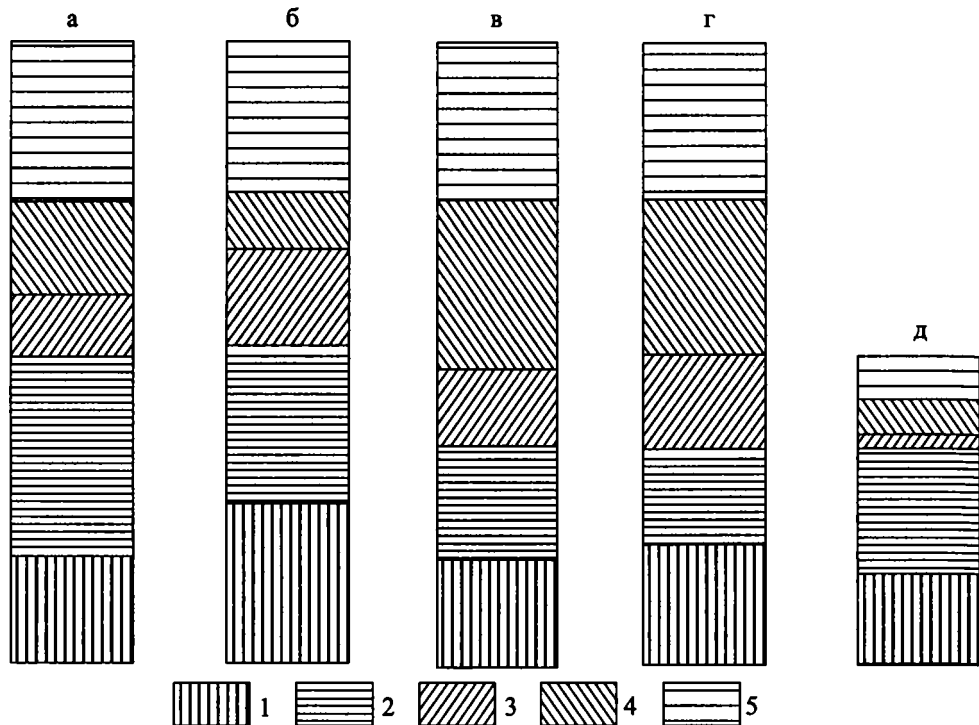


Рис. 62. Схема строения зеленокаменных (а, б) и глубокометаморфизованных (в–д) вулканических комплексов

а – Барбертон, б – Костамукша; в – Анабарский массив, г, д – Балтийский щит (г – гранулитогнейсовый комплекс, оленегорская серия, д – серия полмос-порос).

1, 2 – контрастные ассоциации, подассоциации: 1 – ультрабазит-базитовая, 2 – дацит-базальтовая; 3, 4 – дифференцированные ассоциации, подассоциации: 3 – базитовая, 4 – базальт-андезит-риолитовая; 5 – вулканогенно-осадочные толщи с эпизодическим бимодальным вулканизмом

основных и кислых вулканитов в составе серии, видимо, не превышает 30%. Эту толщу, завершающую разрез глубокометаморфизованного вулканического комплекса, мы относим к осадочной с проявлением бимодального вулканизма (базальты–риолиты).

Следует оговориться, что на схеме (рис. 62) мощности вулканических комплексов не учтены, принципиально показано лишь их строение. Мощности вулканических комплексов Анабарского массива, Костамукшско-Гимольского и Барбертонского поясов сопоставимы и составляют 15–20 км (с учетом вулканогенно-осадочных толщ). Вулканические комплексы Костамукшско-Гимольского зеленокаменного пояса и зоны Колмозеро–Воронья подстилаются существенно осадочными пачками (толщами), что характерно для позднеархейских комплексов.

Изменение петрохимических характеристик вулканических пород, сменяющих друг друга в разрезе вулканических ассоциаций, рассмотрим на примере базальтов. С одной стороны, эти породы присущи всем ассоциациям и являются как бы сквозными, а с другой – петрохимические характеристики базальтов различных геодинамических обстановок и геодинамических режимов довольно хорошо изучены.

В табл. 16 приведены петрохимические характеристики метабазальтов контрастной, дифференцированной ассоциаций и осадочной толщи с проявлением бимодального вулканизма, развитых в южной части Анабарского массива. При расчетах петрохимических параметров были выбраны алюминий, кальций, титан, фосфор, хром, цирконий, барий и стронций (в меньшей мере) как наименее подвижные при метаморфизме (включая гранулитовую фацию) компоненты. Для сопоставления в табл. 17 приведены аналогичные петрохимические параметры современных или близких к современным базальтов различных геотектонических обстановок и геодинамических режимов.

Таблица 16. Петрохимические параметры метабазальтов вулканических ассоциаций архея южной части Анабарского массива

Параметр	Вулканические ассоциации		
	контрастная (КА)	дифференцированная (ДА)	осадочная толща с контрастным вулканизмом
Al_2O_3/CaO	1.37	1.65	1.63
Al_2O_3/TiO_2	11.4	16.9	12.4
TiO_2	1.4	1.0	1.45
P_2O_5	0.16	0.19	0.12
TiO_2/P_2O_5	9	5	12
Cr	215	155	320
Zr	90	85	70
Cr/Zr	2.4	1.8	4.6
Ba	100	375	300
Sr	180	195	420
Ba/Sr	0.55	1.9	0.71

Сравнение петрохимических параметров метабазальтов контрастной и дифференцированной ассоциаций Анабарского массива (см. табл. 16) с данными табл. 17 показывает, что характеристики метабазальтов контрастной ассоциации сопоставимы с усредненными параметрами базальтов толеитовых серий океанических обстановок, дифференцированной – с базальтами известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин. Петрохимические параметры метабазальтов из осадочных толщ с бимодальным вулканизмом имеют двойственный характер – смешение характеристик базальтов толеитовых и известково-щелочных серий.

Базальты контрастной ассоциации обладают толеитовыми характеристиками и не соответствуют базальтам толеитовых серий континентальных обстановок. Из типичных океанических обстановок они наиболее близки базальтам срединно-океанических хребтов по алюминий-кальциевому (соответственно КА и СОХ 1.37 и 1.39), титан-фосфорному (9 и 10) и хром-циркониевому (2.4 и 2.4) отношениям.

Базальты дифференцированной ассоциации резко отличаются от базальтов известково-щелочных серий континентальных обстановок и наиболее близки базальтам толеитовых и известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин. Наиболее показательны те же соотношения: алюминий-кальциевое (соответственно для ДА, толеитовых и известково-щелочных ОД и АКО – 1.65, 1.50 и 1.62), титан-фосфорное (5, 6 и 3) и хром-циркониевое (1.8, 1.6 и

Таблица 17. Петрохимические параметры базальтов толеитовых и известково-щелочных серий различных геотектонических обстановок и геодинамических режимов

Параметр	Толеитовые серии (преобладающее растяжение)								Известково-щелочные серии (преобладающее сжатие)			
	СОХ	ОО	ОП	<i>Среднее по океаническим обстановкам</i>	ОД	КР	КТ	<i>Среднее по континентальным обстановкам</i>	ОД и АКО	КР	КТ	<i>Среднее по континентальным обстановкам</i>
Al_2O_3/CaO	1.39	1.36	1.29	1.35	1.50	1.48	1.47	1.48	1.62	1.38	1.00	1.59
Al_2O_3/TiO_2	10.7	6.9	15.3	11.0	23.0	7.8	10.5	9.2	20.4	5.6	2.7	4.1
TiO_2	1.5	2.2	1.2	1.6	0.75	2.0	1.5	1.74	0.8	2.50	4.3	3.4
P_2O_5	10	9	11	10	6	5	7	6	3	5	7	6
TiO_2/P_2O_5	300	200	320	270	40	300	300	300	60	240	300	270
Cr	35	160	115	125	25	150	100	125	90	180	400	290
Zr	11	133	41	52	15	75	33	50	130	140	535	320
Cr/Zr	3.2	1.2	2.8	2.4	1.6	2.0	3.0	2.5	0.7	1.3	0.75	0.9
Ba	130	280	110	160	180	380	400	320	400	580	515	500
Sr	870	650	440	570	510	590	800	640	650	770	560	625
Ba/Sr	0.15	0.43	0.25	0.28	0.35	0.65	0.50	0.50	0.62	0.75	0.91	0.80

Примечание. СОХ – срединно-океанические хребты; ОО – океанические острова; ОП – океанические плато; ОД – островные дуги; АКО – активные континентальные окраины; КР – континентальные рифты; КТ – континентальные траппы.

0.7). Базальты ДА довольно резко отличаются от базитов толеитовых и известково-щелочных серий типичных континентальных обстановок.

Базальты осадочной толщи по алюминий-титановому, титан-фосфорному, хром-циркониевому отношениям и содержаниям титана, фосфора и хрома близки базитам контрастной ассоциации. С базальтами дифференцированной ассоциации их сближает алюминий-кальциевое отношение.

Такое петрохимическое сопоставление дает основание в первом приближении говорить о мантийной природе магм вулканитов контрастной ассоциации и мантийно-коровой – дифференцированной вулканической ассоциации. Базальты осадочной толщи имеют, видимо, мантийную природу, но со значительной контаминацией корового материала. К сожалению, мы не можем подкрепить эту точку зрения изотопией стронция. Продолжая подобные сопоставления, можно говорить (по петрохимическим параметрам) о господстве обстановок, близких к океаническим, в период накопления вулканитов контрастной ассоциации и смене их подобием островодужных в момент формирования вулканической толщи дифференцированной ассоциации. В дальнейшем, вероятно, происходил эпизодический прорыв мантийных магм (базальты) во время формирования осадочной толщи, сопровождающийся проявлением кислого вулканизма коровой природы.

На диаграмме $Zr - Ti/100 - Sr/2$ (рис. 63) базальты всех выделенных вулканических ассоциаций в равной степени попадают в поля толеитовых серий срединно-океанических хребтов, островных дуг, и известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин. Это дало основание говорить о «пермобильной» обстановке накопления вулканических толщ раннего докембрия [79]. Не принимая во внимание обстановки накопления вулканических толщ, можно отметить, что сериальная принадлежность вулканитов закономерно меняется в пределах каждой выделенной вулканической ассоциации.

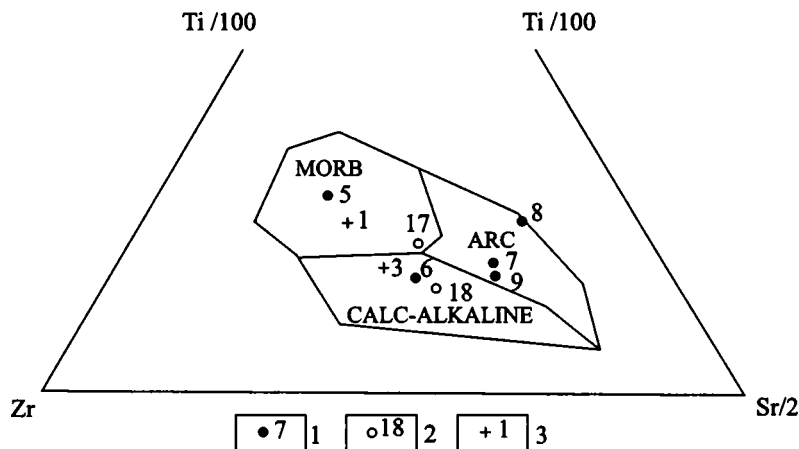


Рис. 63. Диаграмма $Zr - Ti/100 - Sr/2$ [171] для основных метавулканитов вулканических комплексов

Точки составов метавулканитов: 1, 2 – Анабарский массив: 1 – далдынская, 2 – верхнеанабарская серии; Балтийский щит: 3 – Умбинско-Колвицкий гранулитогнейсовый комплекс (номер точек составов пород см. в табл. 1–3). MORB и ARC – толеитовые серии соответственно срединно-океанических хребтов (COX) и островных дуг (О, Д), CALC-ALKALINE – известково-щелочные серии островных дуг

Ранее, при анализе соотношений и содержаний в вулканитах титана, фосфора, хрома, циркония, бария и стронция, было показано, что в разрезе контрастной и дифференцированной ассоциаций толеитовая тенденция соотношений этих элементов постепенно (или резко) менялась к верхам разрезов ассоциаций известково-щелочной. Таким образом, низы разрезов каждой ассоциации сложены вулканитами толеитовых серий, верхи – вулканитами известково-щелочных серий. Это дало основание выделить в пределах каждой ассоциации по две подассоциации, соответствующие вулканическим сериям – толеитовую и известково-щелочную.

Следует сразу же оговориться, что вулканиты щелочных серий в составе дифференцированной, а тем более контрастной ассоциаций в вулканических комплексах на Анабарском массиве не установлены. Отмечаемое на ряде диаграмм отклонение ряда точек составов гранулитов, особенно кислых, в поле щелочных серий вызвано, видимо, наложенными процессами мигматизации и гранитизации. Те же точки составов метаморфитов на диаграммах, построенных на инертных компонентах (титан, фосфор, цирконий и др.) попадают чаще в поле толеитовых и, реже – известково-щелочных серий.

Интересно проверить, как меняются петрохимические параметры базитов в пределах каждой ассоциации в зависимости от принадлежности к различным подассоциациям-сериям. Приведенные петрохимические параметры (табл. 18) наглядно показывают в пределах каждой ассоциации подобие смены океанических обстановок формирования океанических толщ островодужными. Причем, если для контрастной ассоциации это подобие зародышевых островодужных обстановок (океаническая стадия развития островной дуги, по Т.И. Фроловой, или толеитовая серия островных дуг и активных континентальных окраин, по Б.Г. Лутцу), то в дифференцированной ассоциации представлены типичные известково-щелочные серии островных дуг, но без щелочных вулканитов.

Таблица 18. Петрохимические параметры метабазальтов вулканических ассоциаций и подассоциаций архея южной части Анабарского массива

Параметр	Вулканические ассоциации			
	контрастная		дифференцированная	
	подассоциации			
	ультабазит-базитовая (толеитовая)	дацит-базальтовая (толеитовая переходная)	базитовая (толеитовая)	базальт-андезит- дацитовая (известково-щелочная)
Al ₂ O ₃ /CaO	1.20	1.54	1.46	1.74
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10.0	13.0	11.5	18.5
TiO ₂	1.5	1.2	1.4	0.9
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.16	0.22
TiO ₂ /P ₂ O ₅	10	7	9	4
Cr	300	125	200	130
Zr	75	96	80	85
Cr/Zr	4.0	1.3	2.5	1.5
Ba	60	140	300	450
Sr	110	250	190	200
Ba/Sr	0.54	0.56	1.58	2.25

Вулканические события на Анабарском массиве укладываются в раннеархейский этап с возрастом древнее 3.0 млрд лет, так как на вулканический комплекс наложен гранулитовый метаморфизм, датированный U–Pb методом по цирконам цифрой 2.9–3.0 млрд лет [12]. В рамках этого этапа закономерно эволюционировал вулканизм и изменялись геотектонические обстановки формирования вулканических толщ. Сначала накапливались ультрабазит-базитовые лавы контрастной ассоциации с малой долей (до 10–15%) кислых вулканитов в верхах и такой же долей ультрамафитов в низах разреза. Петрохимические и геохимические признаки показывают смену толеитовой тенденции взаимосвязи элементов известково-щелочной снизу вверх по разрезу контрастной ассоциации. Петрохимические параметры базальтов в пределах ассоциации также меняются от сходных с океаническими толеитовыми к сходным с толеитами океанической стадии островных дуг. Можно сказать, что океанические обстановки накопления вулканитов в рамках контрастной ассоциации сменяются «зародышевыми» (толеитовыми) островодужными. Для раннего архея, принимая ограничения применимости принципа актуализма, корректнее говорить о смене условий растяжения условиями сжатия. Первым соответствует ультрабазит-базитовая толеитовая подассоциация, вторым – дацит-базальтовая, переходная к известково-щелочной подассоциация.

Контрастную ассоциацию в разрезе постепенно сменяет вулканическая толща дифференцированной ассоциации. Ее начинает базитовая толеитовая подассоциация, сложенная базальтами с малым количеством (до 5%) коматиитовых базальтов (в низах разреза). Анализ петрохимических признаков базальтов показывает, что происходит, видимо, реставрация океанических обстановок в условиях растяжения. По параметрам базальты базитовой подассоциации близки толеитовым базальтам океанических обстановок, отличаясь лишь несколько повышенным (примерно на 2%) содержанием алюминия. От базальтов континентальных трапповых формаций они отличаются пониженным количеством фосфора и близким к мантийному титан-фосфорным отношением. Кроме того, для континентальных траппов не характерны в составе коматиитовые базальты.

Верхнюю часть дифференцированной ассоциации составляет базальт-андезит-риолитовая известково-щелочная подассоциация, в составе которой нет коматиитовых базальтов и в равной мере присутствуют все разновидности вулканитов по основности с преимущественным развитием кислого вулканизма в верхах разреза. По петрохимическим параметрам базальты известково-щелочной подассоциации сходны с типичными островодужными. В этой ситуации, характеризующейся преобладающими условиями сжатия, можно предполагать, что природа магм коровая.

Для всего разреза вулканической толщи намечается постепенное увеличение вверх по разрезу роли осадочных пород от экзотических прослоев в низах до 15–20% в верхах разреза. В завершающий этап формирования вулканического комплекса шло накопление осадочной толщи с эпизодическим проявлением основного (базальты) и кислого (риодациты) вулканизма. Для базальтов этой толщи характерна двойственность присущих им признаков: по алюминий-титановому, титан-фосфорному, хром-циркониевому отношениям они близки к базальтам толеитовых серий океанических обстановок, по алюминий-кальциевому отношению – к базальтам известково-щелочных серий островодужных обстановок. Видимо, в условиях растяжения, действовавших в период накопления осадочной толщи, наряду с действующими очагами кислого вулканизма коровой природы периодически происходил прорыв мантийных (глубинных) магм.

Позднеархейские вулканические события на Анабарском массиве не установлены. В это время на территории массива формировались зоны диафтореза амфиболитовой фации, разделявшие блоки пород гранулитовой фации. На петрохимических диаграммах диафториты этих зон (Монхоолинская, Харапская и др.) попадают на тренды вулканитов далдынской и верхнеанабарской серий, не составляя самостоятельного тренда.

Рассмотрим последовательность развития вулканизма в архее в восточной части Балтийского щита. Вулканические комплексы здесь также расчленяются на те же ассоциации и подассоциации-серии. К сожалению здесь нет единого разреза раннедокембрийского глубокометаморфизованного комплекса от раннего до позднего архея. Общую картину докембрийского вулканизма в регионе приходится реставрировать по фрагментам, история развития и возраст которых зачастую остро дискуссионны.

К низам разреза стратифицированной толщи архея в восточной части Балтийского щита многие исследователи относят кольскую серию, низы которой выделяются в составе оленегорской толщи (серии). По типу строения, роли различных разновидностей, петрохимическим признакам оленегорская серия отнесена нами к дифференцированной вулканической ассоциации. Верхняя часть разреза кольской серии выделена как осадочная толща с проявлениями бимодального вулканизма. Тогда встает вопрос – где же контрастная вулканическая ассоциация раннего архея? Возможно, контрастной вулканической ассоциацией является гранулито-гнейсовый комплекс Умбинско-Колвицких (Кандалакшских) и Лапландских гранулитов. Гранулитовый комплекс обнажен в тектоническом блоке южнее площади развития кольской серии и структурно погружается под нее. В Центрально-Кольском блоке, возможно, этот комплекс интенсивно мигматизирован и гранитизирован и частично попадает в комплекс «серых гнейсов». Ранее отмечалось, что датирование возраста гранулитов по уран-свинцово-ториевому методу позволяет предположить нижнеархейский возраст комплекса [50] с цифрой порядка 3.7 млрд лет.

Таблица 19. Петрохимические параметры метабазальтов вулканических ассоциаций архея Кольского полуострова

Параметр	Вулканические ассоциации			
	контрастная (гранулито-гнейсовый комплекс)	дифференцированная (оленегорская) серия	контрастная (серии полмос-порос)	осадочная толща с контрастным вулканизмом
Al_2O_3/CaO	1.39	1.71	1.44	1.34
Al_2O_3/TiO_2	15.4	14.3	11.7	13.8
TiO_2	0.95	1.16	1.3	1.2
P_2O_5	0.12	0.19	0.12	Нет данных
TiO_2/P_2O_5	8	6	11	То же
Cr	195	Нет данных	120	"
Zr	95	То же	Нет данных	"
Cr/Zr	20	"	То же	"
Ba	120	"	75	"
Sr	160	"	170	"
Ba/Sr	0,75	"	0,45	"

Вулканическая толща гранулитогнейсового комплекса отнесена к контрастной ассоциации по следующим признакам: малой роли кислых вулканических и осадочных пород (до 15%), наличию в ее составе коматиитовых базальтов и силлов ультрабазитов, принадлежности к толеитовой серии и ряду других петрохимических признаков (табл. 19).

Сравнивая петрохимические параметры metabазальтов контрастной ассоциации гранулитогнейсового комплекса с базальтами различных геотектонических обстановок, видно, что они близки к средним значениям для базальтов океанических обстановок (см. табл. 17). Петрохимические диаграммы показывают, что вулканиды контрастной ассоциации относятся к толеитовой серии.

Обращает на себя внимание низкое содержание титана в базальтах толеитовой серии, отражающееся и на несколько завышенном алюминий-титановом отношении и на заниженном титан-фосфорном отношении, и низкое содержание хрома. Правда, если учесть петрохимические характеристики коматиитовых базальтов при расчетах параметров базитов толеитовой серии, усредненные параметры будут более близки к характеристикам базальтов океанических обстановок: $Al_2O_3/CaO - 1.3$, $Al_2O_3/TiO_2 - 12.8$, TiO_2 (в вес.%) $- 1.2$, P_2O_5 (в вес.%) $- 0.12$, $TiO_2/P_2O_5 - 10$, Cr (в г/т) $- 220$, Zr (в г/т) $- 95$, $Cr/Zr - 2.3$. В то же время в пределах единой ассоциации происходит смена толеитовой тенденции взаимоотношений в ряду коматиитовый базальт – базальт известково-щелочной для вулканидов ряда базальт–дацит, судя по взаимоотношениям таких пар элементов, как барий–стронций, титан–фосфор и цирконий–хром. Это дало основание, по аналогии с Анабарским массивом, подразделить контрастную ассоциацию гранулитогнейсового комплекса на две подассоциации: коматиитовый базальт–базальтовую (толеитовую) и базальт–андезитобазальт–дацитовую (толеитовую переходную). Вышеприведенные параметры базитов (с учетом коматиитовых базальтов) как раз относятся к ультрабазит–базитовой подассоциации. В табл. 19 эти параметры приведены лишь для базальтов. В залегающих выше вулканидах дацит–базальтовой подассоциации петрохимические параметры базальтов близки толеитовой серии островных дуг и активных континентальных окраин. Таким образом, в период накопления вулканидов контрастной ассоциации толеитовая серия океанических обстановок сменилась аналогичной серией зарождающихся островных дуг, начальные условия растяжения сменились к завершающему этапу условиями сжатия.

С нашей точки зрения, стратиграфически и структурно выше контрастной ассоциации лежит раннеархейская дифференцированная вулканическая ассоциация оленегорской серии. В ее разрезе соотношение основных и средних–кислых вулканидов ориентировочно оценивается как 5.5:4.5. Доля ультраосновных вулканических пород (жедритовые амфиболиты, интерпретируемые как коматиитовые базальты) в составе ассоциации не превышает 5%. Петрохимические параметры, усредненные по базальтам ассоциации, приближаются к значениям, характерным для известково-щелочных серий островодужных обстановок. Отмечается несколько пониженное алюминий–титановое отношение в связи с несколько повышенным содержанием титана в базальтах.

По петрохимическим признакам и контрастному изменению соотношений малых элементов дифференцированная ассоциация подразделяется на нижнюю базитовую и верхнюю базальт–андезит–риолитовую подассоциации, вулканиды которых относятся соответственно к толеитовой и известково-щелочной сериям. Петрохимические параметры базальтов обеих подассоциаций также резко различаются (табл. 20). Алюминий–кальциевое, алюминий–титановое и титан–фосфорное

отношения в базальтах базитовой подассоциации приближаются к толеитовым, океаническим значениям. В базальтах базальт-андезит-риолитовой подассоциации эти параметры резко меняются на значения, присущие вулканитам известково-щелочных серий, формирующихся в островодужных обстановках. Таким образом, в период формирования вулканической толщи дифференцированной ассоциации начальные условия растяжения сменились сжатием; обстановки, близкие к океаническим – островодужными.

Таблица 20. Петрохимические параметры метабазальтов вулканических ассоциаций и подассоциаций архея Кольского полуострова

Параметр	Вулканические ассоциации				осадочная толща с контрастным вулканизмом
	контрастная (гранулитогнейсовый комплекс)		дифференцированная (оленегорская) серия		
	подассоциации				
	ультрабазит-базитовая (толеитовая)	дацит-базальтовая (толеитовая переходная)	базитовая (толеитовая)	базальт-андезит-дацитовая (известково-щелочная) островодужная	
Al ₂ O ₃ /CaO	1.23	1.55	1.52	1.90	1.34
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	15.3	15.5	12.5	18.5	13.8
TiO ₂	1.1	0.9	1.2	0.9	1.2
P ₂ O ₅	9.12	0.14	0.11	0.25	0.12
TiO ₂ /P ₂ O ₅	9	7	11	4	10
Cr	200	150	Нет данных	Нет данных	120
Zr	90	100	То же	То же	Нет данных
Cr/Zr	2.2	1.5	"	"	То же
Ba	120	120	"	"	"
Sr	200	125	"	"	"
Ba/Sr	0.60	0.96	"	"	"

Раннеархейский этап активного вулканизма в восточной части Балтийского щита сменился накоплением осадочной толщи (верхи разреза кольской серии), сопровождаемым периодическим проявлением бимодального вулканизма (базальт-риолит). В отличие от коровых кислых магм петрохимические характеристики базальтов свидетельствуют о возможной мантийной природе основного вулканизма.

По сравнению с Анабарским массивом, в восточной части Балтийского щита активный вулканизм продолжался и в позднеархейское время. В Карелии в это время формируется серия зеленокаменных поясов. На Кольском полуострове им соответствуют по возрасту вулканические толщи приразломных межблоковых впадин (структурно-фациальные зоны Колмозеро–Воронья, Кейвская и другие, по терминологии геологов Кольского филиала РАН). В этих зонах породы претерпели метаморфические превращения в условиях амфиболитовой фации и их, видимо, можно считать аналогами зеленокаменных поясов (зон).

Закономерности развития позднеархейского вулканизма рассмотрим на примере зоны Колмозеро–Воронья. Формированию осадочно-вулканогенного комплекса в зоне предшествует накопление осадочной толщи с эпизодическими проявлениями основного вулканизма (лявозерская свита). Залегающая выше толща базальтов

(полмостундровская свита) с потоками коматиитовых базальтов (низы разреза) и редкими проявлениями кислых вулканитов (верхи) отнесены к контрастной ассоциации по явному преобладанию в разрезе толеитовых и коматиитовых базальтов (80%) и малой роли средних–кислых вулканитов (15–20%). Доля осадочных пород в составе ассоциации ничтожно мала – первые проценты. По усредненным петрохимическим параметрам (табл. 21) базальты контрастной ассоциации сопоставимы с океаническими толентами по алюминий-кальциевому, алюминий-титановому и титан-фосфорному отношениям.

Таблица 21. Петрохимические параметры метабазальтов вулканических ассоциаций и подассоциаций зеленокаменного пояса зоны Колмозеро–Воронья

Параметр	Вулканические ассоциации			
	контрастная		дифференцированная	
	подассоциации			
	ультрабазит-базитовая (толеитовая)	дацит-базальтовая (толеитовая переходная)	базитовая (толеитовая)	базальт-андезит-дацитовая (известково-щелочная островодужная)
Al ₂ O ₃ /CaO	1.33	1.46	1.30	1.76
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	7.7	14.9	7.6	10.2
TiO ₂	1.65	1.0	1.7	1.4
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.16	0.12
TiO ₂ /P ₂ O ₅	10	12	11	12
Cr	120	85	50	30
Zr	Нет данных			
Cr/Zr	То же			
Al	13	15	13	15
Ba	50	100	220	370
Sr	160	180	270	180
Ba/Sr	0.31	0.56	0.81	2.0

Вулканическая зона Колмозеро–Воронья закладывалась на раннеархейской, частично кратонизированной коре, претерпевшей плаггиомигматизацию и гранулитовый метаморфизм. В условиях начавшегося растяжения и формирования ультрабазит-базитовой вулканической подассоциации возникают океанические обстановки (по параметру Al_2O_3/CaO и относительно высокому содержанию хрома). По другим параметрам базальты подассоциации ближе к толеитам островодужных ситуаций (см. табл. 17).

В период накопления вулканитов дацит-базальтовой подассоциации условия растяжения сменились сжатием, так как алюминий-кальциевое отношение характерно уже для базальтов толеитовых серий островных дуг, другие параметры еще толеитовые океанические (кроме относительно низкого содержания хрома). Дифференцированная вулканическая ассоциация в разрезе зоны Колмозеро–Воронья (вороньетундровская свита) постепенно сменяет контрастную. В период ее накопления по петрохимии базальтов также можно реконструировать условия растяжения в начальный момент с возникновением океанических обстановок и последующую постепенную их смену условиями сжатия в островодужных об-

становках на заключительном этапе формирования базальт-андезит-риолитовой подассоциации. Следует заметить, что дифференцированная ассоциация резко сокращена по мощности (первые сотни метров) по сравнению с контрастной (до 1000–1500 м).

Отмеченные выше закономерности в развитии вулканизма раннеархейских вулканических зон в общих чертах подтверждаются при рассмотрении петрохимических характеристик различных групп амфиболитов магматической природы Западной Гренландии [96]. Здесь также выделяются ультрабазит-базитовая контрастная ассоциация (амфиболиты района Фискенессет) и базальты дифференцированной ассоциации (район Нерия) (табл. 22). Толейты района Фредериксхоб по петрохимическим параметрам подобны базальтам Фискенессет, отличаясь малым содержанием хрома и фосфора. Последнее вызвало аномально высокое («ультраокеаническое») титан-фосфорное отношение. Если бы они отвечали стадии зарождения островной дуги, следовало бы ожидать увеличения содержания фосфора и снижения титан-фосфорного отношения. В то же время толейты и щелочные оливиновые базальты района Фискенессет практически не отличаются друг от друга по петрохимическим параметрам, поэтому в табл. 22 приведены усредненные параметры. Различия между ними по химическому составу существуют лишь по щелочам (на 0.6%) и кремнезему (1.9%). Если учесть, что в условиях амфиболитовой и, тем более, гранулитовой фаций метаморфизма щелочи и кремнезем не стабильны, то эти различия нельзя признать значимыми. С нашей точки зрения, толейтовые и щелочные оливиновые базальты района Фискенессет входят в состав единой контрастной вулканической ассоциации. Амфиболиты района Нерия, относимые к дифференцированной ассоциации, резко отличаются от толейтов Фискенессет по алюминий-кальциевому и титан-фосфорному отношениям, приближаясь к значениям, характерным больше для известково-щелочных, чем толейтовых серий островодужных ситуаций. Для более корректного выбора между сериями островодужных обстановок нужно иметь и хром-циркониевое отношение, но, к сожалению, данные по цирконию отсутствуют. В то же время в базальтах Фредериксхоб величина алюминий-титанового отношения ближе к океаническим значениям, что связано с низким содержанием алюминия. Поэтому можно с известной долей допущения отнести базальты этого района к толейтовой серии островных дуг.

Таблица 22. Петрохимические параметры метабазитов
глубокометаморфизованных комплексов архея Гренландии (по: [96])

Параметр	Вулканические ассоциации		
	контрастная		дифференцированная (комплекс Нерия)
	комплекс Фискенессет	комплекс Фредериксхоб	
Al_2O_3/CaO	1.36	1.39	1.58
Al_2O_3/TiO_2	13.1	13.2	13.7
Al_2O_3	14.4	14.5	14.1
TiO_2	1.1	1.1	1.03
P_2O_5	0.14	0.04	0.25
TiO_2/P_2O_5	8	28	4
Cr	370	240	310
Zr	80	Нет данных	Нет данных
Cr/Zr	4.6	То же	То же

Проведенный анализ показывает, что выделение подассоциаций (серий), осуществленное ранее по парагенезу вулканических пород, их соотношениям в разрезе и смене толеитовой тенденции соотношений элементов известково-щелочной, подтверждается сменой петрохимических параметров базальтов в пределах каждой вулканической ассоциации. Характерно, что эти тенденции сохраняются и на стадии гранулитовой фации метаморфизма.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АРХЕЯ

Наиболее полно вопрос о соотношениях вулканических образований различного состава и осадочных пород в зеленокаменных поясах разработан К.Конди [53] на примере поясов Южной Африки, Австралии и Южной Америки (табл. 23).

Таблица 23. Средние соотношения (в %) вулканических и осадочных пород в ранне- и позднеархейских зеленокаменных поясах (по: [53])

Зеленокаменные пояса	Вулканические породы				Части разрезов поясов	
	ультраосновные	основные	средние	кислые	осадочно-вулканогенные	вулканогенно-осадочные
Раннеархейские	16	63	14	7	80	20
Позднеархейские	3	57	29	11	75	25

Следует оговориться, что в подсчет количеств ультраосновных пород (коматиты) не включены коматитовые базальты. Наиболее подробно петрохимия ультраосновных и переходных к основным вулканитов изучена в раннеархейском зеленокаменном поясе Барбертон [172]. В этом поясе соотношение в разрезе коматитов и коматитовых базальтов примерно 1:1 и поведение их по разрезу аналогично (переслаиваясь с коматитами, коматитовые базальты сменяются толеитами). Так что цифры, приводимые К.Конди в табл. 23 для ультраосновных пород, относятся лишь к коматитам.

Таблица 24. Соотношения (в %) основных типов пород в вулканических ассоциациях зеленокаменных поясов Карелии

Вулканические ассоциации	Вулканические породы				Осадочные породы
	ультраосновные	основные	средние	кислые	
Контрастная	15–25	50–75	1	5	5
Дифференцированная	5	45–60	10–50	5–15	25
<i>Среднее по поясам</i>	5–10	70–75	10–15	5–10	20–25

И.П. Новицкий, анализируя материал по зеленокаменным поясам Карелии [81], приводит соотношения между различными типами вулканитов и осадочных пород (табл. 24). Однако отметим, что эти данные относятся лишь к позднеархейским зеленокаменным поясам, так как подобные вулканические зоны в раннем архее в

Карелии никем достоверно не установлены. Сравнение таблиц 23 и 24 показывает вполне удовлетворительное совпадение данных по позднearerхейским поясам, т.е. что установленные соотношения типов вулканических и осадочных пород, несколько изменяясь для каждого конкретного пояса, в целом универсальны. Это говорит, видимо, о едином механизме образования и функционирования вулканических зон в пределах зеленокаменных поясов. Очевидно этот механизм определяется последовательным чередованием геодинамических режимов растяжения и сжатия в процессе развития вулканических зон. Это чередование режимов растяжение–сжатие находит отражение в закономерном изменении петрохимических параметров вулканических продуктов магматических очагов [81]. Особенно наглядно это видно на примере базальтов.

Таблица 25. Петрохимические параметры метабазальтов вулканических ассоциаций зеленокаменных поясов Карелии (по: [51])

Параметр	Вулканические ассоциации	
	контрастная	дифференцированная
Al_2O_3/CaO	1.36	1.65
Al_2O_3/TiO_2	14.2	19.6
Al_2O_3	14.5	16.3
TiO_2	1.02	0.83
P_2O_5	0.12	0.18
TiO_2/P_2O_5	8.5	4.6
Cr	307	119
Zr	92	83
Cr/Zr	3.3	1.4
Ba/Sr	0.25	0.55

Таблица 26. Петрохимические параметры метабазальтов подассоциаций зеленокаменных поясов Карелии (по: [81])

Параметр	Вулканические ассоциации			
	контрастная		дифференцированная	
	подассоциации			
	ультрабазит-базитовая (толеитовая)	дацит-базальтовая (толеитовая переходная)	базитовая (толеитовая)	базальт-андезит- риолитовая (известково-щелочная)
Al ₂ O ₃ /CaO	1.32	1.48	1.37	1.85
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11.2	17.2	16.1	20.5
Al ₂ O ₃	14.4	14.6	14.8	16.4
TiO ₂	0.85	1.4	0.93	0.80
P ₂ O ₅	0.11	0.17	0.12	0.20
TiO ₂ /P ₂ O ₅	7.7	8.2	7.8	4.0
Cr	345	220	225	105
Zr	54	110	87	87
Cr/Zr	6.4	2.0	2.6	1.2
Ba/Sr	0.20	0.30	0.50	0.60

В условиях растяжения формируются вулканические толщи ультраосновного–основного состава с малой долей вулканитов кислого состава, относимые к контрастным ассоциациям, в условиях сжатия – базальт-андезит-риолитовая дифференцированная ассоциация. Петрохимические параметры базальтов различных вулканических ассоциаций и подассоциаций рассчитаны И.П. Новицким [81] и нами на примере зеленокаменных поясов Карелии и Финляндии (табл. 25 и 26).

Геохимические тренды (барий–стронций, фосфор–титан, хром–цирконий) четко индивидуализированы для метавулканитов контрастной и дифференцированной ассоциаций в рядах (соответственно): коматииты–толеиты и толеиты – кислые вулканиты (для КА); толеиты и толеиты – андезиты – кислые вулканиты (для ДА). Это дало основание подразделить каждую ассоциацию на две подассоциации (серии): контрастную на ультрабазит-базитовую (толеитовую) и базальт-дацитовую (толеитовую переходную), а дифференцированную на базитовую (толеитовую) и базальт-андезит-дацитовую (известково-щелочную). Петрохимические параметры базальтов вышеприведенных подассоциаций отражены в табл. 26.

В вулканических толщах раннеархейских зеленокаменных поясов аналогично выделяются базальты контрастной и дифференцированной ассоциаций.

По геологическим признакам (соотношение типов вулканических пород) контрастная ассоциация в разрезе раннеархейского зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР) выделяется в составе формаций Сэндспруит, Тиспруит, Комати и среднего маркирующего слоя формации Хоогеноег. Она сложена коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами. Кислые вулканиты отмечаются на двух уровнях – в верхней части формации Тиспруит и в среднем маркирующем горизонте, где они переслаиваются с базальтами и кремнистыми сланцами. В первом случае, видимо, они фиксируют кровлю ультрабазит-базитовой подассоциации, во втором – кровлю контрастной ассоциации.

Дифференцированная вулканическая ассоциация включает верхнюю часть разреза формаций Хоогеноег, Кромберг и Сварткопи. Условно к базитовой подассоциации отнесены базальты Хоогеноег, к базальт-андезит-риолитовой подассоциации – две верхние формации группы Онвервахт. Петрохимические критерии базальтов, рассчитанные [96, 172] с учетом их положения в вулканогенном разрезе, в основном, подтверждают подобное расчленение на ассоциации и подассоциации (табл. 27).

Таблица 27. Петрохимические параметры базальтов вулканических ассоциаций и подассоциаций зеленокаменного пояса Барбертон

Параметр	Вулканические ассоциации			
	контрастная		дифференцированная	
	ультрабазит-базитовая (толеитовая)	дацит-базальтовая (толеитовая переходная)	базитовая (толеитовая)	базальт-андезит- риолитовая (известково-щелочная)
Al_2O_3/CaO	1.48	1.42	1.33	1.67
Al_2O_3/TiO_2	12.2	19.2	20.4	23.4
Al_2O_3	13.3	13.48	14.25	15.0
CaO	8.98	9.52	10.69	8.97
TiO_2	1.05	0.70	0.70	0.64
P_2O_5	0.05	0.09	0.05	0.15
TiO_2/P_2O_5	15.6	7.7	14.0	4.3

Cr	Нет данных	100
Zr	То же	80
Cr/Zr	"	1.2

Анализ данных табл. 27 показывает, что параметры базальтов закономерно изменяются при формировании раннеархейского комплекса зеленокаменного пояса: от толеитовых в период накопления ультрабазит-базитовой подассоциации контрастной ассоциации в условиях растяжения к толеитовым островодужным параметрам (наиболее показательны для алюминий-титанового и титан-фосфорного отношений) к моменту формирования дацит-базальтовой подассоциации в условиях сжатия. Затем начинается повторное растяжение и накопление вулканитов базитовой подассоциации дифференцированной ассоциации. По сравнению с толеитовыми океаническими значениями алюминий-кальциевого и титан-фосфорного отношений, алюминий-титановое отношение как бы «запаздывает», оставаясь на уровне толеитовых островодужных значений. Растяжение постепенно сменяется сжатием и излиянием вулканитов базальт-андезит-риолитовой подассоциации, для которой уже характерны параметры базальтов, типичных для известково-щелочных серий островодужных обстановок.

Подстилающей для рудной толщи Костамукшского месторождения в Карелии является рувинваарская свита. Она сложена в основании амфиболитами, участками со структурой спинифекс, сменяющимися выше плагиоклаз-амфиболовыми, кварц-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами с сохранившейся иногда шаровой отдельностью. Эта толща отнесена к дифференцированной вулканической ассоциации и подстилается вулканогенной толщей контрастной ассоциации (ниеми-

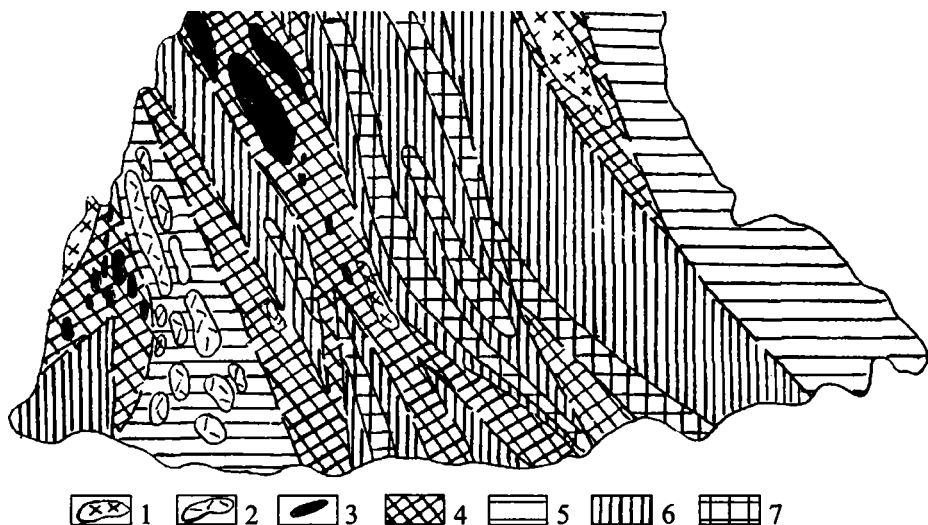


Рис. 64. Схема строения раннеархейской вулканической зоны Анабарского массива [69]

1–3 – массивы: 1 – порфиробластовых гранодиоритов, 2 – гиперстеновых плагиогнейсов, 3 – анортозитов; 4 – полиметаморфический комплекс; 5 – вулканогенно-осадочная толща (хапчанская серия); 6, 7 – вулканические ассоциации: 6 – дифференцированная (верхнеанабарская серия), 7 – контрастная (далдынская серия)

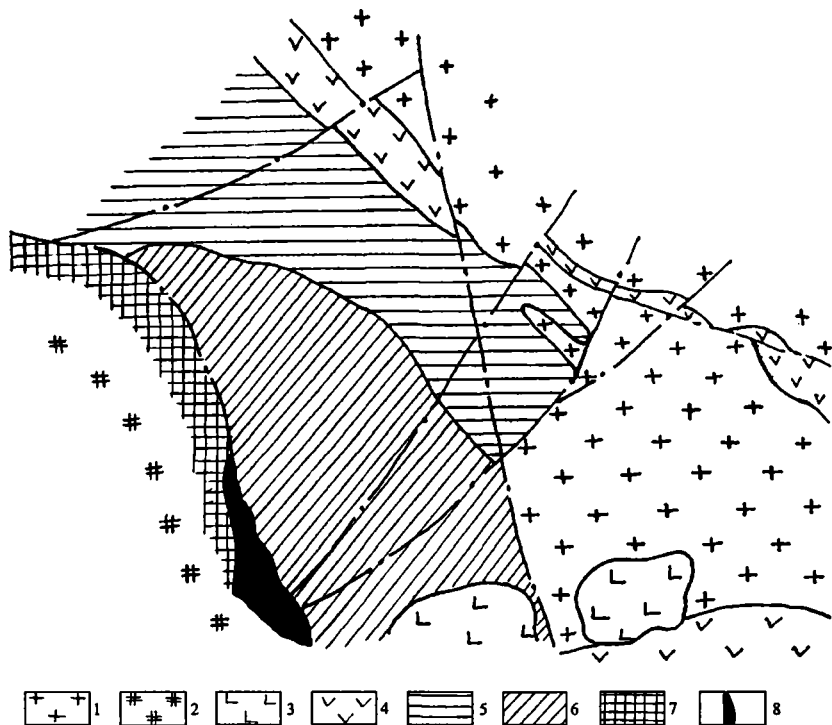


Рис. 65. Схема размещения ранне- и позднеархейских вулканических зон Центрально-Кольского блока [69, 90]

1 – гнейсо-граниты Мурманского блока; 2 – гнейсо-граниты, амфиболиты Беломорского блока; 3 – щелочные массивы; 4 – позднеархейские вулканические зоны; 5–7 – раннеархейские вулканические зоны: 5 – вулканогенно-осадочная толща (кольская серия), 6 – дифференцированная вулканическая ассоциация (олонецкая серия), 7 – контрастная вулканическая ассоциация (гранулитогнейсовый комплекс), 8 – массив габбро-лабрадоритов

ярвинская и шурловаарская свиты). Амфиболиты рувинваарской свиты обладают толеитовыми петрохимическими параметрами ($Al_2O_3/CaO = 1,12-1,146$; $Al_2O_3/TiO_2 = 12,9-14,4$) и отнесены к базитовой толеитовой подассоциации. Постепенно вверх по разрезу дифференцированной ассоциации они сменяются метабазальтами с известково-щелочными параметрами ($Al_2O_3/CaO = 1,36-2,80$; $Al_2O_3/TiO_2 = 15,6-24,5$).

Следует отметить, что вулканические зоны раннего архея охватывают обширные (сотни километров) пространства с проявлением активного вулканизма. Пример – вулканические зоны Анабарского массива (рис. 64) и центральной части Кольского полуострова (рис. 65). Вулканические зоны позднего архея, напротив, более ограничены по ширине (десятки километров) и имеют в длину сотни километров. Пример – зеленокаменные пояса в Карелии, Финляндии и вулканические комплексы амфиболитовой фации в гранулитогнейсовых областях.

Приведенный материал по строению осадочно-вулканогенных комплексов вулканических зон, изменчивости величин петрохимических параметров базальтов показывает, что в ранне- и позднеархейское время они (зоны) развивались закономерно и однонаправленно. Движущим механизмом формирования вулканических

зон являлось, видимо, чередование условий растяжения и сжатия, вызванное неравномерностью теплового потока, периодическими поднятиями мантийных диапиров и разрастанием цоколя древних кратонов.

Результатом частичного (до 15%) плавления неистощенной мантии и протокры [71] являлись, видимо, вулканы ультрабазит-базитовой подассоциации раннеархейских вулканических комплексов, а более полного плавления – мелкие выплавки кислого состава (дациты), встреченные в верхней части разреза комплексов (от первых процентов до 10–15%). Возникновение геодинамических условий сжатия в заключительный этап формирования вулканических толщ контрастной ассоциации (дацит-базальтовая подассоциация) могло быть вызвано внедрением плутонов габбро-плагиогранитной формации и расслоенных интрузивов ультраосновного и основного составов в периферических к вулканическим зонам областях. Внедрение интрузивных тел, сопровождаемое мигматизацией участков новообразованной ультрабазит-базитовой коры, создавало, во всей вероятности, основу цоколя древних кратонов, разрастание которых вызывало изменение геодинамических режимов (смена условий растяжения сжатием) в вулканических зонах. Вулканы контрастной ассоциации постепенно или с перерывом (Барбертон) сменялись дифференцированной ассоциацией.

Дифференцированная вулканическая ассоциация начинается толщей толеитовых базальтов, формирующейся в условиях растяжения (базитовая подассоциация). Преобладающие геодинамические условия растяжения этого этапа были вызваны, вероятно, подъемом мантийных диапиров в горячих точках (зонах) и проплавлением фундамента вулканических зон. Фронт магмообразования постепенно смещался в новообразованную контрастную вулканическую ассоциацию. Ультраосновные вулканы для этой толщи менее характерны (до 5%). Внедрение интрузий габбро-плагиогранитов, анортозит-мангеритов в периферийных зонах вулканических зон и связанные с ними метасоматические превращения и мигматизация вмещающих вулканических толщ приводили к последовательному разрастанию цоколя кратона и смене геодинамического режима растяжения сжатием. В этих условиях шло формирование толщи базальт-андезит-дацитовой подассоциации известково-щелочной серии с внедрением по периферии вулканических зон интрузий габбро-монзонит-гранитного и анортозит-монзонитового рядов [71].

Накоплением вулканитов дифференцированной ассоциации заканчивается раннеархейский этап активного вулканизма. Осадконакопление в тот период было подавлено и шло эпизодически в вулканических озерах и небольших осадочных бассейнах. Вулканические зоны к концу собственно вулканического этапа представляли собой, видимо, некомпенсированные прогибы, в которых накапливались мощные (до 10–15 км) вулканические толщи. В прогибах, в относительно мелководных разномасштабных морских бассейнах с вулканическими островами отлагались мощные (до 5–6 км) глинисто-песчаные толщи. Причем в крупных вулканических зонах бассейны были обширные, плоские, более мелководные (отсутствие конгломератов, эпизодическое накопление карбонатов), в более узких вулканических зонах – узкие и глубокие, с более расчлененным рельефом дна (турбидиты, флиш, конгломераты). Осадконакопление эпизодически сопровождалось проявлением вулканизма основного и кислого состава. Природа вулканитов осадочной толщи двояка: глубинная (мантийная) для базальтов и коровая для риодацитов. Не исключено, что кислый вулканический материал поступал в бассейны с периферических частей вулканических зон.

К концу раннеархейского этапа сформированные осадочно-вулканогенные толщи были интродуцированы массивами тоналит-трондjemитов, плагиогранитов, интенсивно гнейсифицированы, мигматизированы (серые гнейсы, эндербиты) и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма (на примере Анабарского массива). Оценки мощности осадочно-вулканогенных толщ раннего архея говорят о том, что мощность земной коры к рубежу 3.0 млрд лет была не менее 15–20 км. М.З. Глуховский [33] отмечает, что для этой стадии характерны эпизодические массивы калиевых гранитов (алекситов) с возрастом около 3.0 млрд лет и признаками наложения гранулитового метаморфизма.

Мы далеки от мысли абсолютизировать представленную схему развития и становления земной коры в раннем архее для всех архейских щитов. Анализ изотопных возрастных датировок магматических и метаморфических событий в раннем архее, проведенный К.Конди [53], говорит о их разновозрастности для различных щитов. Представленный вариант развития магматических, вулканических процессов в вулканических зонах и сопряженных с ними ячеек цоколя древних кратонов, где разрешались преимущественно магматические, интрузивные процессы (вулканоплутонические комплексы), идеализирован и наиболее полно развит в единичных случаях.

Полнота разрезов вулканических комплексов, соотношение мощностей вулканических ассоциаций и подассоциаций в конкретных зонах зависят от соотношения геодинамических режимов растяжения, вызванных мантийным диапиризмом в зонах аномальных потоков, проплавлением коры и вулканическими процессами, и режимов сжатия, вызванных формированием плутонических комплексов (комагматичных вулканитам) в периферийных участках зон. В условиях преобладающего растяжения мы имеем более полный профиль вулканитов контрастной ассоциации, в условиях сжатия – дифференцированной ассоциации, соответственно. Поэтому типовые разрезы соседних вулканических зон могут значительно различаться. Но в целом для раннеархейских вулканических зон по мощностям преобладает контрастная ассоциация, а в ее составе больше коматиитов. В позднеархейских вулканических зонах более развита дифференцированная вулканическая ассоциация.

Продолжительность формирования раннеархейских глубокометаморфизованных (Анабарский массив) и зеленокаменных (Барбертон, ЮАР) вулканических комплексов вполне сопоставима и составляет 500–600 млн лет [53, 96]. Намечается тенденция эволюционного развития вулканотектонических структур (вулканических зон) в архее. В раннем архее были развиты площадные, ареальные зоны проплавления (типа «лунных морей»), изображенные на рис. 64 и 65. В позднем архее, когда существовала кора мощностью до 15–20 км, получили развитие раздвиговые структуры, подобные фанерозойским рифтам (трогам), – прорифты (см. рис. 65). Эволюция вулканотектонических структур в архее шла на фоне постепенного роста мощности и сиалитизации земной коры.

Позднеархейские вулканические комплексы построены однотипно с раннеархейскими. Видимо, это связано с единым механизмом развития вулканических зон. Вслед за гранитизацией и метаморфизмом раннеархейской новообразованной коры, можно предполагать активизацию мантийного диапиризма в зонах аномального теплового потока. Начинается расплавление и раскол раннеархейской литосферы в горячих точках (зонах) с заложением позднеархейских вулканических зон прорифтового типа.

Принципиально их развитие и формирование осадочно-вулканогенных комплексов шло сходным путем – на фоне чередующихся геодинамических режимов

растяжения—сжатия: усиление теплового потока влечет за собой мантийный диapiзм и накопление вулканитов ультрабазит-базитовой и базитовой подассоциаций в условиях растяжения, в условиях сжатия они сменялись накоплением вулканитов дацит-базальтовой и базальт-андезит-риолитовой подассоциаций. В периферийных частях вулканических зон шло формирование вулканоплутонических комплексов. Этот процесс приводил к разрастанию цоколя кратонов, формированию «микроплит» и смене условий растяжения сжатием в соседних вулканических зонах, накапливавших в этот период толщи дацит-базальтовой подассоциации контрастной ассоциации.

Последующее растяжение приводило к накоплению в вулканических зонах базальтов нижней подассоциации дифференцированной ассоциации и к формированию вулканоплутонических комплексов габбро-плагиогранитов на периферии вулканических зон с последовательным разрастанием и утолщением микроплит. Вулканиты базальт-андезит-риолитовой подассоциации в вулканических зонах накапливались уже в условиях сжатия, вызванного разрастанием микроплит и формированием в них вулканоплутонических комплексов тоналит-трондьемитового и плагиогранитного составов. С завершением активного вулканизма в вулканических зонах накапливались позднеархейские осадочные толщи в относительно неглубоких осадочных бассейнах, образованных в некомпенсированных прогибах в пределах отмирающих активных вулканических зон.

Вовлечение в магмообразование в вулканических зонах вулканогенно-осадочных толщ завершающего этапа развития привело к последовательному внедрению плутонов гранитов натриевой и калиевой специализации на рубеже 2.7–2.6 млрд лет, интенсивной гнейсификации, мигматизации и участками гранитизации осадочно-вулканогенных позднеархейских комплексов и полиметаморфизму раннеархейских метаморфических толщ. Принимая во внимание, что мощность осадочно-вулканогенных комплексов позднего архея составляла 10–15 км, приходим к выводу, что к концу позднего архея, к рубежу 2.5 млрд лет мощность осадочно-метаморфического слоя в зонах активного вулканизма составляла уже около 30 км и сиалическая кора древних щитов к этому моменту в основных чертах была сформирована.

Таким образом, с нашей точки зрения, древние кратоны являлись участками (зонами) «горячей мантии», активного архейского вулканизма и сопряженного с ним в периферийных зонах комагматичного вулканоплутонического процесса. Сочетание обоих явлений привело к зарождению, развитию и укрупнению цоколя древних кратонов и в итоге — к формированию осадочно-вулканогенного (метаморфического) слоя древних щитов. В последующие периоды магматическая активность в них проявлялась лишь в зонах тектономагматической активизации. Накопление мощного цоколя древних щитов вызывало соответствующее прогибание границ верхней мантии и активизацию процессов плавления и магматической дифференциации в соседних ранее относительно более холодных ее областях.

Можно наметить следующие основные черты эволюции вулканического процесса в архейской истории Земли (на примере Анабарского массива и восточной части Балтийского щита).

Выделяются два этапа вулканической активности, разделенные значительным перерывом и резкой структурной перестройкой: ранне- и позднеархейский, со скользящей возрастной границей между ними (3.3–2.9 млрд лет) на разных щитах. Осадочно-вулканогенные комплексы раннего и позднего архея построены принципиально сходно: контрастная вулканическая ассоциация с выделенными

подассоциациями (сериями) в низах и дифференцированная ассоциация с двумя подассоциациями в верхах вулканогенного разреза и завершающая существенно осадочная толща. Ведущим механизмом развития магматизма в зонах является закономерное чередование геодинамических режимов растяжения и сжатия, вызванное взаимодействием двух явлений – мантийным диапиризмом в «горячих точках» и разрастанием ячеек цоколя древних платформ при внедрении вулканоплутонических комплексов.

Роль ультраосновных вулканических пород снижается от раннего (15–20%) к позднему (5–10%) архею, доля средних–кислых вулканитов, наоборот, возрастает от 20 до 40% (в среднем по вулканическим зонам) при примерно равном постоянном количестве основных вулканитов. Доля осадочных пород несколько возрастает в позднем архее (25%) по сравнению с ранним (20%). Отмечаются значительные колебания в соотношении объемов вулканитов различного состава и осадочных пород в конкретных вулканических зонах, но в целом для раннеархейских зон преобладают вулканиты контрастной ассоциации, в позднеархейских – дифференцированной ассоциации.

Это вызвано, видимо, тем, что к началу позднего архея существовала уже довольно мощная осадочно-вулканогенная кора (15–20 км) и в зону магмообразования в условиях аномального теплового потока в первую очередь вовлекался ее материал, и лишь в мощных и глубоких зонах растяжения плавилась и верхняя мантия (как продукт ее плавления – коматииты). Кстати, в нижнепротерозойских вулканических зонах коматииты и коматиитовые базальты отмечаются значительно реже.

В рамках каждой эпохи вулканиты толеитовых серий сменяются известково-щелочными сериями. Причем, если для контрастной ассоциации известково-щелочные серии только намечаются («зародышевые», по петрохимическим параметрам сопоставимые с толеитовыми островодужными), то в дифференцированной ассоциации толеитовые серии сменяются типичными известково-щелочными сериями обстановок сжатия. Петрохимические параметры базальтов подтверждают проведенное по геологическим признакам (набор и соотношение вулканитов) подразделение вулканических толщ на ассоциации и подассоциации. Но так как ранне- и позднеархейские вулканические события территориально разобщены, то сравнивать петрохимические параметры базальтов различных геодинамических режимов при отсутствии совмещенных разрезов вулканических зон не совсем корректно и делать из них выводы об эволюции архейского вулканизма (по петрохимии) преждевременно. Можно лишь для каждой эпохи говорить об уменьшении роли мантийного (глубинного) и возрастании корового магматизма при переходе от контрастной к дифференцированной ассоциации в пределах ранне- и позднеархейской эпохи активного вулканизма.

Судя по приведенным в табл. 27 петрохимическим параметрам, базальты ранне- и позднеархейской эпох вулканической активности закономерно изменяют свой химизм при смене контрастной ассоциации дифференцированной. Это нашло отражение в росте (на 2–3 вес.%) и снижении на эту же величину, соответственно, Al_2O_3 и CaO , снижении содержания TiO_2 (на 0.5–0.7%) и росте количества P_2O_5 (на 0.05–0.1%), увеличении содержаний циркония и снижении хрома. Соответственно довольно закономерно изменяются и петрохимические параметры базальтов – от толеитовых к известково-щелочным в пределах каждой ассоциации: рост алюминий-кальциевого, алюминий-титанового и уменьшения титан-фосфорного и хром-циркониевого отношений. В позднеархейских вулканических зонах сохраняется

эта же тенденция изменения петрохимических параметров базальтов как от контрастной к дифференцированной ассоциации, так и внутри каждой ассоциации – от толеитовых к известково-щелочным подассоциациям (сериям).

В этом отношении интересно сравнить петрохимические параметры базальтов дифференцированной ассоциации близрасположенных раннеархейской (оленегорская серия) и позднеархейской (понойская серия) вулканических зон – Центрально-Кольской и Кейвской в центральной части Кольского полуострова (табл. 28).

Таблица 28. Петрохимические параметры метабазальтов дифференцированных ассоциаций (и их подассоциаций) Центрально-Кольской и Кейвской вулканических зон раннего и позднего архея

Параметр	Дифференцированные ассоциации вулканических зон					
	раннеархейской Центрально-Кольской			позднеархейской Кейвской		
	Б	Б-А-Д	Среднее	Б	Б-А-Д	Среднее
Al_2O_3	15.1	16.6	16.3	15.6	14.1	14.9
CaO	9.9	8.8	9.5	10.4	7.3	9.1
Al_2O_3/CaO	1.52	1.90	1.71	1.49	1.94	1.66
TiO_2	1.2	0.9	1.15	1.0	1.7	1.3
Al_2O_3/TiO_2	12.6	18.5	14.3	16.0	8.3	12.3
P_2O_5	0.11	0.25	0.19	0.15	0.45	0.27
TiO_2/P_2O_5	11	4	6	6.5	3.8	5.4

Примечание. Подассоциации: Б – базитовая, Б-А-Д – базальт-андезит-дацитовая.

По усредненным петрохимическим параметрам базальтов обе вулканические толщи довольно сходны и относятся к дифференцированным ассоциациям с преобладающими известково-щелочными петрохимическими параметрами. Базитовая подассоциация раннеархейской ассоциации оленегорской серии более полно развита (по мощности, строению) и характеризуется толеитовыми характеристиками базальтов. По мощности она сопоставима с базальт-андезит-дацитовой подассоциацией. Базитовая подассоциация понойской серии развита менее полно и характеризуется уже близкими к известково-щелочным значениями параметров базальтов. Можно сделать вывод о том, что в период формирования позднеархейской коры (понойская серия) глубинность заложения магматических очагов была значительно меньше, в магнообразование вовлекалась раннеархейская метаморфическая кора, что нашло отражение в петрохимических (коровых) характеристиках базальтов.

Таким образом, ранне- и позднеархейские вулканические комплексы построены однотипно. В период формирования комплексов условия растяжения в зонах периодически сменялись сжатием, что вызывало соответственно смену толеитовых серий вулканитов известково-щелочными. Выделяются активная вулканическая и существенно седиментогенная стадии развития вулканических зон. В вулканическую стадию в зонах последовательно формируются контрастная и дифференцированная вулканические ассоциации. Условиям растяжения соответствуют ультрабазит-базитовая подассоциация в контрастной ассоциации и базитовая в дифференцированной. В условиях сжатия соответственно формируются вулканические дацит-базальтовой подассоциации в контрастной ассоциации и базальт-андезит-риолитовой подассоциации в дифференцированной. Начальным условиям

растяжения в позднеархейских вулканических комплексах соответствует подстилающая существенно осадочная толща. В собственно седиментогенную стадию в пределах отмирающих вулканических зон закладывались осадочные бассейны. Осадконакопление в эту стадию сопровождалось эпизодическими проявлениями бимодального (базальт–риолит) вулканизма.

По петрохимическим признакам вулканиды контрастной ассоциации имеют мантийную природу, дифференцированной – мантийно-коровую. Механизм формирования вулканических зон представляется как сочетание активного вулканизма в «горячих точках» над фронтом поднятий мантийных диапиров и внедрения комагматических плутонических комплексов по периферии вулканических зон. На фоне эволюционного развития и роста мощности земной коры в вулканических комплексах позднего архея все более полно представлены дифференцированные вулканические ассоциации. На этом же фоне отмечается эволюция вулканических зон от площадных ареальных (типа «лунных морей») в раннем архее к существенно линейным прорифтовым структурам в позднем архее и раннем протерозое, когда существовала достаточно мощная консолидированная земная кора.

ГЛАВА V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ В АРХЕЕ

Как было отмечено ранее, железонакопление в архее связано с вулканическими зонами. Закономерности развития вулканизма в зонах охарактеризованы в предыдущей главе. Рассмотрим положение магнетитовых пород в разрезах вулканических комплексов, изменение парагенезов вмещающих пород, характер и масштабы железонакпления в зависимости от залегания в конкретных вулканических ассоциациях и подассоциациях (сериях), вулканогенно-осадочных толщах, т.е. в зависимости от характера развития вулканизма в зонах. Следует отметить также, что рудные лавы и туфы с магнетитом ранее не фиксировались. Их аналоги в зеленокаменных комплексах нужно искать среди амфиболитов и зеленых сланцев, обогащенных вкрапленным магнетитом. Анализ начнем от ранне- к позднеархейским вулканическим комплексам.

Достоверно датированных разрезов контрастных ассоциаций раннего архея немного. Среди слабометаморфизованных (зеленокаменных) вулканических комплексов можно назвать лишь низы разрезов зеленокаменных поясов Барбертон в Южной Африке и Кулгарди–Норсман в Австралии. Н.Бьюкс (цит по: [148]), описывая докембрийские железорудные формации Южной Африки, отмечал, что ультраосновная вулканическая толща пояса не содержит достоверных проявлений магнетитовых кварцитов. Описываемые различными авторами маломощные линзы и пласты железистых кварцитов («полосчатая железорудная формация») при проверке оказались полосчатыми кремнистыми сланцами. В то же время среди ультраосновных пород, переслаивающихся с толеитами, в низах разрезов ряда зеленокаменных поясов Южной Родезии описаны проявления полосчатой железорудной формации малой мощности и протяженности.

Магнетитовые кварциты в разрезе пояса Барбертон появляются лишь в верхах формации Хоогеноег (Хугенуг), где они залегают в толще толеитовых базальтов. Эта часть разреза была отнесена нами к дифференцированной вулканической ассоциации, точнее, к ее низам – базитовой подассоциации (по петрохимическим параметрам базальтов). В разрезах зеленокаменных поясов Южной Родезии на этом стратиграфическом уровне среди базальтов отмечается уже два-три горизонта железистых кварцитов мощностью в первые метры и протяженностью в первые сотни метров. На этом же уровне в толеитовых базальтах описаны редкие маломощные линзы, обогащенные вкрапленным магнетитом. Видимо, они являются аналогами рудных лав с магнетитом [44, 148].

Более широко железистые кварциты развиты в филлитах серии Фиг-Три и граувакковых турбидитах серии Моодис, отнесенных к вулканогенно-осадочной толще, завершающей разрез пояса. Здесь они слагают несколько (до пяти-шести) хорошо стратиграфически выдержанных горизонтов мощностью 6–40 м и протяженностью до 10 км (редко более). В одном из таких тел отмечается изменение мощности от 5 до 45 м на расстоянии 16 км и расщепление тела при выклинивании [44].

По данным А.Трендалла (цит. по: [98]), в строении зеленокаменного пояса Кулгарди–Норсман в Австралии выделяются два цикла, каждый из которых начинается ультраосновными лавами, продолжается базальтами и завершается кислыми вулканитами с прослоями осадочных обломочных пород. Закономерность распределения магнетитовых пород в каждом из циклов сходна с описанной выше для Барбертона: железистые кварциты не характерны для ультраосновной части разреза. Среди базальтов отмечаются единичные пласты и линзы хлорит-магнетитовых кварцитов. Полосчатые железисто-кремнистые породы приурочены, в основном, к верхам разрезов вулканических циклов (кислые вулканиты, осадки), где они слагают тела мощностью до 10, редко 65 м и протяженностью до 10 км.

Среди регионов, где развита раннеархейская контрастная вулканическая ассоциация в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма, можно отметить Анабарский массив, Алданский щит и другие регионы. На Анабарском массиве к контрастной ассоциации нами отнесена далдынская серия, представленная переслаиванием ультрабазитов, базальтов и, реже, андезито-базальтов и дацитов (в верхах разреза). Для этой части разреза метаморфического комплекса магнетитовые породы не характерны. Встречаются лишь единичные мелкие линзы рудных лав и магнетитовых кварцитов.

Магнетитовые кварциты в виде стратиграфически выдержанных горизонтов и ассоциирующие с основными–средними вулканитами рудные лавы развиты в нижней половине разреза верхнеанабарской серии, относимой нами к дифференцированной вулканической ассоциации. Рудные пласты и линзы достигают мощности 15–20 м и имеют протяженность многие сотни метров – первые километры. В вулканогенно-осадочной толще (хапчанская серия), завершающей разрез метаморфического, первично-вулканогенного комплекса, отмечено лишь несколько горизонтов кварцитов, но разности с магнетитом среди них встречаются редко.

Примерно аналогичная ситуация в распределении магнетитовых пород в составе раннеархейского метаморфического комплекса отмечается на Алданском щите [28, 44 и др.]. Ультрабазит-базитовая и эндербит-базитовая ассоциации нижнего уровня (катархей – нижний архей [79]), сопоставляемые нами с контрастной вулканической ассоциацией Анабарского массива, практически не содержат проявлений магнетитовых пород. Эпизодически развитые на этом уровне амфиболиты с вкрапленностью магнетита скорее всего относятся к категории рудных лав [60, 62]. Гетерогенные толщи среднего уровня, сопоставляемые с дифференцированной вулканической ассоциацией, включают наряду с разнообразными по составу вулканитами пласты парапород и магнетитовых кварцитов Сутамской группы месторождений.

В рудоносных толщах месторождений заключены серии линз и пластов магнетитовых кварцитов мощностью до 25–70 м и протяженностью 0.5–4.5 км. Руды полосчатые, грубополосчатые, мощность магнетитовых слоев составляет 1–2 мм, кварцевых – 1–4 мм. Выделение минеральных типов магнетитовых кварцитов определяется наличием, кроме главных минералов, – магнетита и кварца, а также

граната, гиперстена, клинопироксена. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, пиритом.

Верхние части разрезов раннеархейских метаморфических комплексов сложены породами существенно осадочной базит-карбонатной ассоциации, включающими пласты и линзы кварцитов, нередко с незначительным количеством магнетита.

На Кольском полуострове раннеархейской железорудной является оленегорская серия. Мы ее относим к дифференцированной вулканической ассоциации. Магнетитовые кварциты и эпизодические рудные лавы залегают в толще основных–средних–кислых вулканитов и приурочены к зоне перехода от основных к средним–кислым разностям, т.е. к базальт-андезит-риолитовой подассоциации. Рудные линзы и пласты слагают стратиграфически выдержанный горизонт. Мощность рудных тел составляет десятки метров при протяженности сотни метров – первые километры. В толще амфиболитов, подстилающей рудные горизонты Оленегорской группы месторождений (базитовая подассоциация), залегают лишь маломощные (метры) и непротяженные (десятки–сотни метров) линзы амфиболитов, обогащенные вкрапленным магнетитом (рудные лавы).

Встает вопрос, какую толщу относить к контрастной вулканической ассоциации раннего архея на Кольском полуострове, так как базальты оленегорской толщи по петрохимическим и геохимическим критериям отвечают дифференцированной ассоциации. Этим критериям соответствует ультрабазит-базитовый вулканический комплекс серии полмос-порос зоны Колмозеро–Воронья. Но радиологические данные достоверно доказывают позднеархейский возраст этой толщи [90]. В то же время, появились косвенные данные о более древнем, чем позднеархейский, возрасте гранулитогнейсового комплекса Лапландских и Колвицких тундр [50]. Структурно гранулитогнейсовый комплекс падает под гнейсы кольской серии, поэтому мы условно отнесли его к контрастной вулканической ассоциации раннего архея. Магнетитовые породы для комплекса не характерны, описаны лишь эпизодически встречающиеся линзочки послойного обогащения магнетитом в меланократовых метаморфических породах и редкие маломощные линзы пироксен-магнетитовых кварцитов в двупироксеновых плагиогнейсах [39, 46].

В вулканогенно-осадочной толще верхней части разреза кольской серии описаны эпизодические мелкие проявления магнетитовых кварцитов, ассоциирующие с пачками metabазальтов и практически безрудных кварцитов в осадочных пачках [14, 39].

К контрастной вулканической ассоциации раннего архея относится толща амфиболитов пояса Исуа в Западной Гренландии [96]. В них отмечаются реликты подушечных текстур, неясная полосчатость, пласты ультраосновных вулканитов, незначительное количество осадочных прослоев и мелких линз магнетитовых кварцитов (ультрабазит-базитовая подассоциация). В залегающей выше толще отмечается переслаивание пачек амфиболитов, горизонтов с фрагментами кислых эффузивов, пласты осадочных пород (дацит-базальтовая подассоциация). Эта часть разреза включает линзы и пласты магнетитовых кварцитов мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров. Главное железорудное тело (по данным геофизики ориентировочные запасы около 2.0 млрд тонн) скрыто под материковыми льдами в толще, нарастающей описанный разрез. Основная масса рудных тел здесь залегает либо в осадочно-вулканогенной дифференцированной ассоциации, подобно Оленегорской группе месторождений, либо, что менее вероятно, в вулканогенно-осадочной толще, завершающей разрез вулканического комплекса. Образования, подобные рудным лавам с магнетитом, в этом разрезе не описаны,

но, учитывая опыт изучения подобных месторождений на Анабарском и Балтийском щитах, можно прийти к выводу, что они, несомненно, есть.

Таким образом, закономерности размещения магнетитовых пород в раннеархейских слабо- и глубокометаморфизованных вулканических комплексах сходны. Рудоносные лавы и туфы с магнетитом максимально развиты (на примере вулканического комплекса Анабарского массива) в зоне перехода от контрастной к дифференцированной ассоциации, как бы фиксируя начало магматической дифференциации (рис. 58).

Магнетитовые кварциты вулканогенно-осадочного типа слабо развиты в контрастной вулканической ассоциации. Отмечаются единичные мелкие линзы лишь в дацит-базальтовой подассоциации. Максимальное развитие магнетитовые кварциты этого генетического типа получили в дифференцированной ассоциации – в низах разреза базальт-андезит-риолитовой подассоциации. В этом же направлении возрастает и масштабность проявлений магнетитовых кварцитов. В контрастной ассоциации мы имеем лишь мелкие проявления, в дифференцированной – мелкие и средние по масштабу месторождения. В случае концентрации месторождений в пределах единой структуры на ограниченной площади они могут создавать крупные промышленные объекты (Оленегорская группа месторождений, Курско-Бесединская группа аномалий, Исуа).

Вулканогенно-осадочный тип магнетитовых кварцитов развит в ограниченном масштабе и в вулканогенно-осадочных толщах завершающей, существенно седиментогенной стадии развития раннеархейских вулканических зон. В верхних, существенно осадочных толщах вулканических комплексов известны линзы магнетитовых кварцитов в парагенезе с основными и кислыми вулканитами (мощность до 10–15 м, протяженность сотни метров – первые километры) в чуждзяврской свите кольской серии, в серии Моодис пояса Барбертон.

Собственно осадочные магнетитовые кварциты в подобной ситуации известны в поясе Барбертон (бассейн Гхаап), в Приазовье (верхний горизонт Мангушского месторождения), на Алданском щите (Холодниканское месторождение). По масштабу это средние, редко – крупные месторождения. В других раннеархейских вулканических комплексах известны крупные залежи кварцитов в вулканогенно-осадочных толщах, но они практически не содержат магнетита – хапчанская серия на Анабарском массиве, волшпахская свита кольской серии на Кольском полуострове.

Характерно, что раннеархейские проявления магнетитовых кварцитов и рудных лав представлены магнетитом. Лишь в единичных рудопроявлениях и месторождениях отмечается развитие гематита, но и в этих случаях количество гематита не превышает первых процентов.

В позднеархейских вулканических комплексах магнетитовые породы развиты более широко. В ультрабазит-базитовой контрастной вулканической ассоциации Костамукшско-Гимольского зеленокаменного пояса эпизодически встречаются линзы магнетитовых кварцитов мощностью до 10 м, редко больше, и протяженностью в несколько сотен метров (ультрабазит-базитовая подассоциация). В завершающих разрез контрастной ассоциации кислых вулканитах риодацитового состава в районе Костамукшского месторождения развиты пласты и линзы магнетитовых кварцитов мощностью до 20 м и более и протяженностью в сотни метров – первые километры (дацит-базальтовая подассоциация). Аналогичные масштабы имеют проявления магнетитовых кварцитов в контрастной ассоциации серии полмос-порос в зоне Колмозеро–Воронья (полмостундровская свита).

Дифференцированная ассоциация в Костамукшско-Гимольском зеленокаменном поясе представлена, в основном, своей нижней базальтовой частью (рувинваарская свита). Верхняя ее часть редуцирована. Рудные пласты Костамукшского месторождения сконцентрированы в верхней, осадочной, толще флишоидного облика (гимольская серия). Рудные пласты мощностью до 30–35, редко 70–80 м протягиваются по простиранию на десятки километров. Рудный минерал представлен магнетитом, гематит содержится в количестве не более первых процентов. Дифференцированная вулканическая ассоциация в зоне Колмозеро–Воронья (вороньетундровская свита) лишена проявлений магнетитовых пород.

В разрезах зеленокаменных поясов позднего архея, где развит более полный разрез дифференцированной ассоциации, магнетитовые породы развиты и в ее составе. Например, на Канадском щите в киватинском комплексе магнетитовые кварциты известны в районе Вермилион, где они тяготеют к зоне перехода от основных к средним–кислым вулканитам (дифференцированная ассоциация). Пласты магнетитовых кварцитов в этой зоне имеют мощность до 10 м и протяженность многие сотни метров до первых километров. В них преобладают магнетит и силикаты железа, количество гематита не превышает первых процентов (группа Фортескью).

Основная масса железисто-кремнистых руд сконцентрирована в осадочных толщах, завершающих разрез зеленокаменных комплексов. В составе формации Соудан рудные тела формируют железорудные горизонты мощностью до первых сотен метров. Наиболее распространенная мощность пластов магнетитовых кварцитов 20–80 м, протяженность до 26 км. В составе руд преобладают магнетит, сидерит, силикаты железа, сульфиды. Гематит относительно редок, количество его не превышает первых процентов.

К зеленокаменному поясу верхнего архея относится михайловская серия в районе Курской магнитной аномалии [139]. В ее строении, по данным Е.М. Крестина [55], выделяются коматиит-базальтовая толща (нижняя часть разреза александровской свиты), относимая нами по петрохимическим параметрам базальтов к контрастной ассоциации, и базальт-андезит-риодацитовая (верхняя часть александровской, дачнянская и лебединская свиты) дифференцированная вулканическая ассоциация. В верхней части разреза михайловской серии широкое развитие приобретают метаосадочные породы. Магнетитовые кварциты, по данным И.Н. Щеголева, развиты в средней части разреза михайловской серии и приурочены к зоне перехода от основных к средним–кислым вулканитам и осадкам, т.е. к дифференцированной вулканической ассоциации (истобнянская свита, по И.Н. Щеголеву). Для контрастной ассоциации и завершающей осадочной пачки с кислыми вулканитами магнетитовые кварциты не характерны.

В средней части разреза михайловской серии выделяются линзы и пласты амфибол-магнетитовых и биотит-магнетитовых, нередко с гранатом, кварцитов полосчатой текстуры. Мощность пластов магнетитовых кварцитов, залегающих среди вулканических пород, достигает нескольких десятков метров, они прослеживаются по простиранию на первые километры. Руды существенно магнетитовые, количество гематита в них не превышает первых процентов [139].

В позднеархейских–нижнепротерозойских вулканических прогибах железистые кварциты сосредоточены, в основном, в существенно осадочных песчано-глинистых толщах, завершающих разрез вулканических зон либо залегающих на них с глубоким размывом в тех же структурах [37] и относящихся к осадочному генетическому типу. Железорудные пласты и группы пластов слагают горизонты мощностью в многие сотни метров и протяженностью в десятки километров.

На подобных месторождениях наиболее четко отмечается аутигенная минералогическая зональность, а на литофациальном профиле выделяются окисная, карбонатная, силикатная и сульфидная фации железистых кварцитов [157]. К этому уровню приурочены основные мировые запасы железистых кварцитов – Кривой Рог, КМА, серия Анимики, бассейн Хамерсли и другие объекты.

Следует оговориться, что мы не разделяем мнения К.Конди [53] о кратковременности функционирования зеленокаменных поясов – до 200 млн лет. По обобщениям А.Гликсона (цит. по: [98]), возраст собственно вулканической части разреза зеленокаменного пояса Барбертон укладывается в интервал цифр радиологического возраста 3.5–3.0 млрд лет. Если учесть, что здесь позднее накапливались песчано-глинистые отложения серий Фиг-Три и Моодис с эпизодическими проявлениями основного вулканизма, то возраст развития зеленокаменного пояса в целом можно оценить ориентировочно в 500–600 млн лет. К сожалению, в литературе нет примеров радиологического датирования зеленокаменных поясов от времени их заложения до формирования существенно осадочных толщ в завершающий этап. Чаще всего мы имеем сведения о возрасте кислого вулканизма завершающего этапа, а возраст заложения пояса и соответствующих этому периоду ультраосновных–основных вулканитов остается открытым. Поэтому, говоря о возрасте железорудных формаций в зеленокаменных поясах, мы имеем в виду чаще всего возраст заключительного этапа формирования структур.

Рассмотрев закономерности размещения магнетитовых пород в ранне- и позднеархейских зеленокаменных и глубокометаморфизованных вулканических комплексах, приходим к выводу, что в целом они принципиально сходны: отмечается увеличение масштабности проявления магнетитовых кварцитов в ряду контрастная – дифференцированная вулканические ассоциации – вулканогенно-осадочная толща и соответственно в каждом члене этого ряда от раннего к позднему архею. Интенсивность проявления магнетитовых рудных лав и туфов также увеличивается от контрастной к дифференцированной вулканической ассоциации.

Оперируя масштабностью месторождений магнетитовых кварцитов, можно констатировать, что в вулканитах контрастной ассоциации раннего архея мы имеем единичные рудопроявления, в позднем архее – мелкие месторождения (в дацитах Костамукши, в амфиболитах зоны Колмозеро–Воронья); в дифференцированной ассоциации соответственно мелкие–средние и средние месторождения. В раннем архее это группа мелких и средних месторождений Оленегорской группы, в сумме составляющих крупный объект; в позднем архее – Лев-Толстовские, Истобнянско-Медведевские и другие аномалии КМА, месторождения округа Вермилион в Канаде и др. (рис. 66).

Наиболее крупные месторождения магнетитовых кварцитов сосредоточены в вулканогенно-осадочных толщах, причем масштабность железнакопления в них возрастает также от раннего к позднему архею. Причем, если в вулканогенно-осадочных толщах раннего архея магнетитовые кварциты зачастую подстилаются или перекрываются вулканическими потоками (Барбертон, серии Фиг-Три и Моодис) или закономерно завершают циклы вулканической активности (зеленокаменные пояса Австралии) и относятся к вулканогенно-осадочному типу, то в позднеархейских–раннепротерозойских осадочных толщах, завершающих разрез зеленокаменных поясов, практически нет следов вулканической активности (КМА, Кривой Рог, Костамукша, бассейн Хамерсли, формация Соудан и др.). Размеры месторождений магнетитовых кварцитов меняются от средних–крупных в раннем и позднем архее до крупных и уникальных в позднем архее – нижнем протерозое.

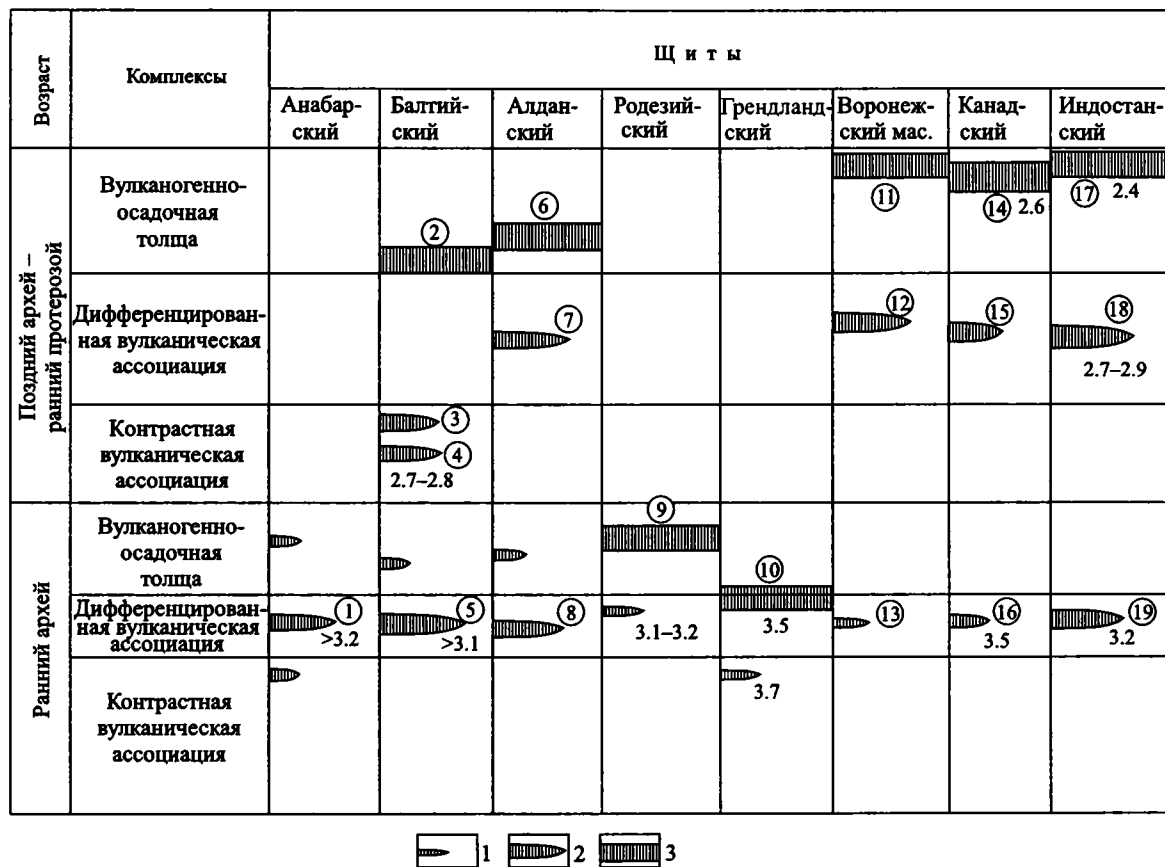


Рис. 66. Положение в разрезе вулканических комплексов, масштабность и возраст основных месторождений железистых кварцитов

1 – рудопоявления – мелкие месторождения; 2 – мелкие–средние месторождения; 3 – крупные месторождения – бассейны (указан их возраст в млрд лет).

Месторождения: 1 – Далдынская группа, 2 – Костамукша, 3 – Контокская группа, 4 – месторождения зоны Колмозеро–Воронья, 5 – Оленегорская группа, 6 – Чаро-Токкинский бассейн, 7 – Сутамская группа, 8 – Дудинское, Холодниканское, 9 – бассейн Гхаап, 10 – бассейн Исуа, 11 – бассейн КМА, 12 – Истобянская группа, 13 – Курско-Бесединская группа, 14 – бассейн Анимики, 15 – группа Фортескью, 16 – докиватинский уровень, 17 – бассейн Дхарвар, 18 – нижний Дхарвар, 19 – гнейсы Полуострова

Рассматривая формирование вулканических комплексов в зонах как закономерное сочетание двух процессов – вулканогенного и осадочного, следует отметить, что их соотношение отражено в железнакоплении. В активную вулканическую стадию преобладающее развитие получают вулканогенный (рудные лавы и туфы с магнетитом) и вулканогенно-осадочный (магнетитовые кварциты в вулканических комплексах) типы железнакопления. В существенно седиментогенную стадию влияние вулканогенного фактора проявлялось лишь эпизодически.

В этот период преобладали привнос в бассейны железа из кор выветривания на водоразделах и осадочный тип железнакопления. Не исключено, что часть рудных пластов магнетитовых кварцитов в месторождениях из существенно осадочных толщ, особенно из нижних горизонтов месторождений, имеет вулканогенно-осадочный генезис. Показателем этого может явиться геохимия магнетита, в частности содержание в магнетите элементов сидерофильной группы и титан-марганцевое отношение (больше 2.0).

Установленные черты закономерности распределения магнетитовых пород в вулканических комплексах раннего и позднего архея позволяют подойти к прогнозной оценке комплексов на проявления магнетитовых руд стратиформного типа.

Раннеархейские контрастные вулканические ассоциации безперспективны на магнетитовые руды. В осадочно-вулканогенных дифференцированных ассоциациях раннего архея возможно обнаружение мелких и средних (редко крупных) месторождений железисто-кремнистых руд вулканогенно-осадочного типа. Лишь при концентрации месторождений в единой структуре на ограниченной площади (Оленегорская, Курско-Бесединская группы, Исуа) они могут давать крупные, промышленно ценные объекты. Раннеархейские вулканогенно-осадочные толщи завершающего этапа перспективны на средние, редко крупные месторождения железистых кварцитов вулканогенно-осадочного и осадочного генезиса (бассейн Гхаап в ЮАР). Они нередко содержат крупные залежи безрудных кварцитов в глубокометаморфизованных комплексах.

Позднеархейские контрастная и дифференцированная вулканические ассоциации перспективны соответственно на обнаружение мелких–средних и крупных месторождений вулканогенного и вулканогенно-осадочного типов. Позднеархейские–раннепротерозойские существенно осадочные толщи завершающего этапа перспективны на обнаружение крупных и уникальных по масштабам месторождений железистых кварцитов преимущественно осадочного генезиса.

Вулканогенный и вулканогенно-осадочный типы железкремнистого накопления наиболее полно развиты на активной вулканической стадии функционирования зон в подассоциациях (сериях), формирующихся в условиях сжатия, точнее начальной фазы сжатия: дацит-базальтовой – в контрастной ассоциации и базальт-андезит-риолитовой – в дифференцированной. Причем интенсивность железкремнистого накопления возрастает от контрастных к дифференцированным ассоциациям и от раннего архея к позднему.

Решая проблему прогнозной оценки конкретного вулканического комплекса, необходимо по парагенезу вулканических и осадочных пород, петрохимическим параметрам вулканитов (в частности, базальтов) выделить в его строении вулканические ассоциации и подассоциации (петрохимические серии), вулканогенно-осадочные толщи. Вопрос о возрасте комплекса помогает решить (наряду с геохронологическими определениями) наличие в основании вулканогенного разреза существенно осадочной пачки (толщи), характерной для позднеархейских и

позднеархейско-раннепротерозойских зон. Зная возраст комплекса и его строение, можно прогнозировать возможность обнаружения магнетитовых концентраций вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного типов в конкретных его частях. Наличие рудопоявлений магнетитовых пород с определенной геохимической характеристикой магнетита в этих комплексах повышает надежность прогнозирования (табл. 29).

Следует отметить увеличение роли магнетита в магнетитовых кварцитах от раннего к позднему архею и раннему протерозою. Гематит в магнетитовых кварцитах, парагенетически связанных с вулканитами, в раннем архее является минералогической редкостью, количество его в пластах, залегающих в метаосадочных породах среди вулканитов, составляет первые проценты. В месторождениях магнетитовых кварцитов позднего архея, особенно кварцитов, залегающих среди осадочных пород, количество гематита возрастает до 10–15%. В месторождениях железистых кварцитов позднеархейско-раннепротерозойского возраста гематит нередко превалирует над магнетитом в окисных фациях железокремнистых руд. Таким образом, роль гематита возрастает в железистых кварцитах от раннего архея к протерозою. Видимо, это связано не столько с большей степенью метаморфизма магнетитовых кварцитов раннего и позднего архея по сравнению с протерозойскими, сколько с изменением физико-химических условий среды осадконакопления. Например, в магнетитовых кварцитах раннего архея зеленокаменных поясов Южной Африки и Австралии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, развит практически один магнетит. В аналогичной фации метаморфизма магнетитовые кварциты позднего архея содержат первые проценты гематита (серия киватин в Канаде), а в раннем протерозое гематит является полноправным порообразующим минералом в железистых кварцитах.

Появление и распределение магнетитовых пород в вулканических комплексах закономерно увязывается с развитием вулканогенного и осадочного процессов в вулканических зонах. Они не характерны для монотонных толщ вулканитов ультраосновного и основного составов и появляются лишь при первых признаках дифференциации магматических очагов. Как было отмечено выше, наиболее перспективны на магнетитовые породы стратиформного типа: в меньшей степени дацит-базальтовая подассоциация контрастной ассоциации и в большей степени – базальт-андезит-риолитовая подассоциация дифференцированной ассоциации. Вулканиты этих подассоциаций, судя по петрохимическим параметрам базальтов, формируются в условиях сжатия. Вполне логично, что режим сжатия наиболее благоприятен для дифференциации магмы и магнетитовые породы фиксируют начало процесса дифференциации (момент смены растяжения сжатием).

Ранее отмечалось, что отделение (ликвация) рудного силикатного расплава в магматическом очаге возможна у магм разнообразного (от ультраосновного до щелочного) составов под воздействием воды и щелочей [83, 85]. Доказательством процесса ферритизации является наличие рудных лав и туфов с магнетитом в вулканических породах широкого диапазона времени – от архея и до настоящего времени. В насыщенных магнием и железом магматических очагах эти компоненты концентрировались в газовой-жидких дериватах и поступали в процессе гидротермально-эксплационной активности в водную среду. Поэтому в вулканических зонах наряду с рудными лавами и туфами с магнетитом формировались скопления магнетитовых кварцитов гидротермально-эксплационно-осадочного происхождения. Нечто подобное отмечается в настоящее время в районе подводного вулкана Санторин в Эгейском море. В этом районе в западинах морского дна в

Таблица 29. Принципы прогнозирования магнетитовых пород в вулканических комплексах раннего докембрия

Возраст	Ассоциация	Подассоциация	Парагенез пород	Петрохимические параметры базальтов	Геохимическая характеристика магнетита	Прогнозируемые концентрации пород
Поздний архей – ранний протерозой	Вулканогенно-осадочные толщи		Песчано-глинистые, карбонатные породы, иногда ультраосновные, кислые эффузивы	Практически нет базальтов	Сумма микроэлементов менее 0.2 вес.%, Ti/Mn = 2	Крупные и уникальные месторождения железистых кварцитов
	Дифференцирующая	Базальт-андезит-риолитовая	Базальты, андезиты, риолиты, песчано-глинистые, карбонатные породы	$Al_2O_3/CaO = 1.65-1.76$, $Al_2O_3/TiO_2 = 10.2-20.5$, $TiO_2/P_2O_5 = 4.0-12.0$	Сумма микроэлементов 0.2-0.4 вес.%	Магнетитовые кварциты – средние месторождения. Рудные лавы с магнетитом – проявления, мелкие месторождения
		Базитовая	Базальты, коматитовые базальты, граувакки	$Al_2O_3/CaO = 1.30-1.37$, $Al_2O_3/TiO_2 = 7.6-16.1$, $TiO_2/P_2O_5 = 7.8-11.0$	Сумма микроэлементов более 0.4 вес.%	Магнетитовые кварциты – мелкие месторождения. Рудные лавы с магнетитом – проявления
	Контрастная	Дацит-базальтовая	Базальты, дациты, песчано-глинистые породы	$Al_2O_3/CaO = 1.45-1.50$, $Al_2O_3/TiO_2 = 14.9-17.2$, $TiO_2/P_2O_5 = 78.2-12.0$	Сумма микроэлементов 0.2-0.4 вес.%, Ti/Mn = 2-5	Магнетитовые кварциты – мелкие, средние месторождения. Рудные лавы с магнетитом – мелкие месторождения, проявления
		Ультрабазит-базитовая	Базальты, коматитовые базальты, редко коматиты, граувакки	$Al_2O_3/CaO = 1.30-1.35$, $Al_2O_3/TiO_2 = 7.7-11.2$, $TiO_2/P_2O_5 = 7.7-10.0$	Сумма микроэлементов более 0.4 вес.%, Ti/Mn = более 5	Магнетитовые кварциты, рудные лавы с магнетитом – мелкие месторождения-проявления
	Вулканогенно-осадочные толщи		Песчано-глинистые породы, базальты, риолиты	$Al_2O_3/CaO = 1.34-1.63$, $Al_2O_3/TiO_2 = 12.4-13.8$, $TiO_2/P_2O_5 = 10.0-12.0$, Cr/Zr = 4.6	Сумма микроэлементов 0.3 вес.%, Ti/Mn – менее 2	Средние, редко крупные месторождения магнетитовых кварцитов
Ранний архей	Дифференцирующая	Базальт-андезит-риолитовая	Базальты, андезиты, риолиты, песчано-глинистые породы	$Al_2O_3/CaO = 1.60-1.90$, $Al_2O_3/TiO_2 = 18.5-23.4$, $TiO_2/P_2O_5 = 4.0-4.5$, Cr/Zr = 1.5	Сумма микроэлементов 0.2-0.4 вес.%, Ti/Mn = 2-5	Мелкие, средние месторождения магнетитовых кварцитов, иногда объединенные в крупные объекты. Рудные лавы с магнетитом – рудопроявления
		Базитовая	Базальты, коматитовые базальты, редко коматиты, граувакки	$Al_2O_3/CaO = 1.33-1.52$, $Al_2O_3/TiO_2 = 11.5-20.4$, $TiO_2/P_2O_5 = 9.0-14.0$, Cr/Zr = 2.5	Сумма микроэлементов более 0.4 вес.%, Ti/Mn – более 5	Магнетитовые кварциты, рудные лавы с магнетитом – рудопроявления
	Контрастная	Дацит-базальтовая	Базальты, дациты, песчано-глинистые породы	$Al_2O_3/CaO = 1.42-1.55$, $Al_2O_3/TiO_2 = 13.0-19.2$, $TiO_2/P_2O_5 = 7.0-7.7$, Cr/Zr = 1.3	Сумма микроэлементов 0.2-0.4 вес.%, Ti/Mn = 2-5	Магнетитовые кварциты – мелкие месторождения, проявления. Рудные лавы с магнетитом – проявления
		Ультрабазит-базитовая	Базальты, коматитовые базальты, коматиты, кремнистые сланцы	$Al_2O_3/CaO = 1.20-1.48$, $Al_2O_3/TiO_2 = 10.0-12.2$, $TiO_2/P_2O_5 = 10.0-15.6$, Cr/Zr = 4.0	Нет данных	Магнетитовые породы практически не встречаются

участках разгрузки вулканических терм и фумарол накапливаются илы с гидроксидным железом. Обогащение железом вулканических термальных источников отмечал К.К. Зеленов на Камчатке и в других регионах (цит. по: [41]). К подобного типа накоплениям железа можно отнести металлоносные осадки современных вулканических зон.

Намечаются основные черты эволюционного развития железнакопления в вулканических зонах раннего докембрия (исключая собственно магматические месторождения железа). В раннем архее в период активного вулканизма в условиях растяжения формировались практически недифференцированные вулканические толщи ультрабазит-базитовой подассоциации контрастной ассоциации. Для них магнетитовые породы не характерны. Эпизодические излияния мелких порций рудных лав с магнетитом и редкие линзы магнетитовых кварцитов синхронны с появлением в этой толще кислых эффузивов (дацит-базальтовая подассоциация), т.е. появляются в условиях смены растяжения сжатием и в начале дифференциации магматического очага. Процесс ферритизации и ликвации рудного силикатного состава в магмах мантийной природы был ослаблен, видимо, дефицитом компонентов, способствующих ферритизации силикатных расплавов (щелочи, вода).

В последующем, при миграции зоны магнообразования в новообразованную кору и контаминации мантийными магмами водо- и щелочесодержащих минералов коры, образование и отщепление ферритных расплавов активизировалось. Поэтому продуктивность на магнетитовые породы базитовой и базальт-андезит-риолитовой подассоциаций раннеархейской дифференцированной ассоциации постепенно возрастает. Более благоприятными являются условия смены растяжения сжатием, поэтому магнетитовые породы дифференцированной ассоциации приурочены к низам разреза осадочно-вулканогенной толщи базальт-андезит-риолитовой подассоциации.

На активной вулканической стадии развития зон, как видно из изложенного, преобладающее развитие получают вулканогенный и вулканогенно-осадочный типы железнакопления. Благоприятные условия для осадочного типа железнакопления создаются лишь на существенно седиментогенной стадии развития вулканических зон, в осадочных бассейнах. В этой ситуации продолжается влияние вулканогенного фактора на рудонакопление в виде линз и пластов магнетитовых кварцитов в парагенезе с эпизодическими излияниями основных лав. Основная масса тел магнетитовых кварцитов в раннеархейских осадочных толщах седиментогенной стадии сформирована осадочным путем из полигенного источника железа в бассейнах.

В седиментогенную стадию раннеархейской эпохи накапливались средние и, реже, крупные концентрации железокремнистых руд. Часто в вулканогенно-осадочных толщах раннеархейских вулканических комплексов мы имеем крупные скопления кварцитов, но практически без магнетита. Дефицитом кислорода в раннеархейскую эпоху, наряду с другими причинами, можно объяснить ограниченное развитие магнетитовых кварцитов осадочного типа. В условиях низкого кислородного потенциала часть железа из вулканических терм и кор выветривания могла идти на создание в бассейнах резерва железа в бикарбонатной форме.

В позднеархейских вулканических зонах продуктивность вулканических ассоциаций на магнетитовые породы также возрастает от контрастной к дифференцированной ассоциации, но на более высоком уровне, чем в раннем архее. Видимо, это связано с активизацией процесса ферритизации и последующего отщепления

рудно-силикатных расплавов в позднеархейских мантийно-коровых магмах под влиянием щелочей и воды контаминированного корового материала.

Наиболее интенсивно процесс осадочного железокремнистого накопления происходил в конце позднего архея и в раннем протерозое в бассейнах, закладывавшихся в пределах отмирающих позднеархейских вулканических зон. В этот период основная масса железа (из кор выветривания, вулканогенное, резерв растворенных форм железа в бассейнах) была переведена в нерастворимые формы и осаждена в парагенезе с песчано-глинистыми и карбонатными осадками. Кислородный потенциал гидросферы в этот период был уже сопоставим с фанерозойским.

Таким образом, намечаются следующие направления эволюционного развития железокремнистого накопления в архее. В ранне- и позднеархейских вулканических зонах шла закономерная смена вулканогенных и вулканогенно-осадочных типов магнетитовых пород активной вулканической стадии на осадочный тип (из полигенного источника) магнетитовых кварцитов седиментогенной стадии развития зон. Интенсивность железнакопления в вулканических зонах возрастает от контррастной к дифференцированной ассоциации и к существенно осадочным толщам в группах разновозрастных зон, и от раннего архея к позднему архею и к раннему протерозою. В целом, в раннем и позднем архее преобладали вулканогенный и вулканогенно-осадочный генетические типы железокремнистого накопления, на рубеже поздний архей – ранний протерозой максимальное развитие получил осадочный тип железокремнистого накопления. Магнетитовые кварциты раннего и позднего архея сменились в раннем протерозое магнетит-гематитовыми кварцитами (джеспилитами). Связано это, видимо, с возрастанием потенциала кислорода в гидросфере.

Наиболее благоприятный период для осадочного и, в меньшей степени, вулканогенно-осадочного железокремнистого накопления на различных шитах растянут от позднего архея до раннего протерозоя (2.6–2.2 млрд лет). Лишь при сочетании всех необходимых факторов – образование бассейнов осадконакопления в пределах отмирающих вулканических зон, развитие кор выветривания на водораздельных площадях, поступление железа с вулканическими термальными водами, достаточный потенциал кислорода в гидросфере – формировались крупные и уникальные по запасам магнетитовых и железистых кварцитов объекты.

Установление простейших органических структур, выявление биогенных углеводородов в углеродистых толщах, геохимические и изотопные исследования свидетельствуют о развитии органической жизни уже в раннем архее. Возможно, содержание кислорода в гидросфере на рубеже 3.0 млрд лет составляло 70% от современного [96]. В последующие периоды в связи с увеличением биомассы, с процессом кислородного дыхания Земли [109] количество кислорода в гидросфере и атмосфере постепенно возрастало. Это коррелирует с постепенным ростом содержания гематита в магнетитовых кварцитах начиная с раннего архея.

В архее в периоды активной вулканической деятельности осаждение железа совместно с кремнеземом происходило на геохимических барьерах, непосредственно у мест разгрузки вулканических термальных источников (данные Ю.П. Мельника). Минералогические исследования показывают, что в одних случаях магнетит и сидерит выступают как равновесные минералы, в других первичны магнетит или сидерит [28, 44]. Реальные содержания малых элементов в магнетите показывают, что первичной формой осаждения железа в изученных месторождениях магнетитовых кварцитов на Анабарском массиве, Балтийском щите, Южном Урале (Тараташ), в КМА (брянская серия) была, вероятнее всего, гидроокисная форма [58].

Это вовсе не исключает осаждения железа в карбонатной форме на литофациальном профиле бассейна. П.М. Горяинов [119] обосновывает прямое осаждение железа в виде магнетита и гематита из термальных вулканических вод на примере месторождений Оленегорской группы.

Вулканический процесс сам по себе способен создать мелкие—средние, редко крупные (Оленегорская группа, Исуа, Курско-Бесединская группа и др.) месторождения магнетитовых кварцитов и рудных лав с магнетитом. Несомненно влияние вулканизма на осадочные породо- и рудообразования в бассейнах, закладывавшихся в пределах отмирающих вулканических зон. Количественно это влияние отразить трудно.

В последующие периоды истории Земли нет подобных случаев массового осаждения железа и кремнезема. Известны проявления и даже крупные месторождения полосчатых железисто-кремнистых руд в палеозое Северного и Центрального Казахстана, девоне Алтая, ордовике Австралии и в других регионах. Но все это все-таки единичные случаи, генезис руд которых объясняется с позиций вулканогенно-осадочного или осадочного генезиса. В палеозое, напротив, массовый характер приобретает накопление яшм (Казахстан, Урал, Алтай и др.), зачастую находящихся в тесном парагенезе с основными и средними вулканитами. Известны случаи накопления яшмовых толщ вне видимой связи с вулканизмом (отдаленно-кремнистые формации, по Н.С. Шатскому). Яшмоподобные породы описаны М. и Р. Вильенами в раннеархейском зеленокаменном поясе Барбертон. Их аналогами в высокометаморфизованных толщах, видимо, являются малорудные и безрудные кварциты, известные как в связи с железорудными толщами, так и вне всякой связи. На примере слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов, можно прийти к выводу, что яшмоподобные породы в раннем докембрии развиты эпизодически и в малых количествах. Массовое развитие они получают в позднем докембрии и в палеозое. Причем, максимумы яшмонакопления часто соответствуют периодам вулканической активности в этих или соседних регионах.

Яшмы и магнетитовые кварциты в минералогическом отношении сближает чистота от примеси обломочного материала. В принципе это биминеральные породы, состоящие, в основном, из кремнезема с рассеянными или сконцентрированными в прослойки окислами железа, незначительной примесью глинозема и извести. Разница отмечается в концентрации окислов железа в прослойки в магнетитовых кварцитах. Ю.П. Мельник объясняет этот феномен различной скоростью осаждения и старения геля кремнезема и гидроокислов железа. Впоследствии процесс разделения минералов усиливался наложенной метаморфической дифференциацией. В яшмах окислы железа тонко распылены в массе породы. Не исключено, что при метаморфизме яшмы может возникнуть подобие железистого кварцита. С нашей точки зрения, яшмоподобные породы являются генетическим аналогом железистых кварцитов. Среди них есть как образования вулканогенно-осадочного генезиса, генетически связанные с вулканогенными породами, так и собственно осадочные яшмы отдаленно-кремнистых формаций, железо и кремнезем которых полигенны.

Таким образом, на смену железокремнистому накоплению типа железистых кварцитов в позднем докембрии пришло яшмонакопление, явившееся синтезом органогенного и хемогенного осаждения кремнезема с тонкорассеянным окисным железом различного происхождения. Поэтому яшмы отмечаются как в парагенезе с вулканическими породами, так и вне связи с ними.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из главных причин появления и обособления рудных ферритных магм А.Л. Павлов и А.М. Дымкин [83, 84] считают обогащение силикатных расплавов щелочными, щелочноземельными компонентами и водой, приводящее к перерождению исходных магм. Наиболее вероятные значения P_{O_2} , равновесные с базальтовыми расплавами, оцениваются для температуры 1100–1200° в 10^{-7} – 10^{-8} атм. Эта величина буферится термической диссоциацией силикатов и окислов, входящих в состав магм. Устойчивость магнетита в магматических силикатных расплавах контролируется значениями P_{O_2} , равными 10^{-4} – 10^{-5} атм. Окисление титана до четырехвалентных форм идет при минимально низких значениях P_{O_2} . Двуокись титана – кислотный окисел, его растворимость в окисных силикатных расплавах зависит, в первую очередь, от щелочности системы. Чем выше щелочность, а следовательно и кислородный потенциал системы, тем более потенциально рудоносна на ильменит, титаномagnetит и магнетит первичная ультраосновная и основная магма. В процессе магматической кристаллизационной дифференциации значения P_{O_2} , необходимые для кристаллизации окислов железа и титана, возникают лишь на последней стадии, при кристаллизации кислых и щелочных пород (агпайтовый процесс). Поэтому понятно, почему в ходе кристаллизационной дифференциации ультраосновные и основные породы, первично богатые железом, не концентрируют окислы железа и титана. Отличие процесса ферритизации от накопления рудных компонентов при нормальном ходе магматической кристаллизационной дифференциации заключается в том, что ферритно-силикатные обособления могут возникать на любой стадии эволюции магматического расплава различного состава.

Обогащение систем окислами щелочных элементов, карбонатами и водой, являющихся окислами – донорами кислорода, увеличивает окислительную способность силикатных расплавов, что выражается в интенсификации процессов окисления двухвалентного железа и образования ферритов ($FeFe_2O_4$, $Na_2Fe_2O_4$, $CaFe_2O_4$). Активизирует это явление и кислород восстановительной углекислоты. Ферритные расплавы, отличаясь от силикатных вязкостью и поверхностным натяжением, обособляются и в дальнейшем ведут себя как жидкотекучие, особенно при наличии в них кремнекислоты, и проявляются в интрузивной, субвулканической и эффузивной фациях магматических пород.

Окислы щелочных, щелочноземельных элементов, карбонаты и воду силикатные магмы ассимилируют из осадочных пород рамы. Например, титаномagnetитовые месторождения в габброидах связываются с ассимиляцией карбонатных пород ультрабазит-базитовыми магмами из вмещающих толщ. Характерно, что железные руды интрузивной фации ультрабазит-базитовых магм раннего докембрия, как правило, представлены титаномagnetитом и ильменитом, рудные лавы

и туфы – магнетитом, а фанерозойские рудные лавы – магнетитом и гематитом. Связано это, несомненно, с ростом кислородного потенциала как от глубинных интрузивных фаций к поверхностным эффузивным, так и от раннего докембрия к фанерозою. Наличие магнетита, а не титаномагнетита в магматогенных магнетитсодержащих образованиях контрастной и дифференцированной ассоциаций глубокометаморфизованных комплексов, их малые мощности являются дополнительными признаками лавовой, возможно, частично, туфовой, а не интрузивной их природы.

Приведенный материал по закономерностям развития вулканизма в архее и связанного с ним железокремнистого накопления удовлетворительно объясняется схемой процесса, основанной на представлении об обогащении окисным железом (ферритизация) мантийных магм и их газовой-жидких дериватов при вовлечении в магнообразование корового материала, включающего пласты осадочных пород. Донорами кислорода для окисления двухвалентного железа являются вода, карбонаты и щелочи, содержащиеся в осадочных образованиях. Наиболее полно это проявляется при формировании вулканических толщ дифференцированных (базальт-андезит-риолитовых) ассоциаций в мантийно-коровом процессе, когда в магнообразование вовлекается ранее сформированная дацит-ультрабазит-базитовая ассоциация раннего архея, которая включает до 10% осадочных пород или весь раннеархейский вулканический комплекс.

По схеме И.Д. Рябчикова (цит. по: [84]) мантийно-коровый процесс магнообразования протекал в условиях, когда при подаче мантийного тепла и мантийного вещества (диапиризм в зонах аномальных тепловых потоков) в магнообразование вовлекался ранее сформированный коровый материал. Таким образом, при выплавлении магм известково-щелочных серий в зону магнообразования поступали вулканы контрастных (бимодальных) ассоциаций. Это, в сочетании с процессом ферритизации, объясняет приуроченность вулканогенного и вулканогенно-осадочного железнакопления к этапам смены вулканических толщ толеитовых серий известково-щелочными.

При формировании вулканических контрастных ассоциаций раннеархейских вулканических комплексов за счет плавления верхней мантии и протоколы условия для ферритизации были неблагоприятные, и эти толщи практически лишены проявлений железа. Ультрабазит-базитовая подассоциация включает прослои кремнистых сланцев, граувакк. При их вовлечении в магнообразование и выплавлении магм, продуцирующих вулканы дацит-базальтовой подассоциации, стимулятором ферритизации была, видимо, вода, содержащаяся в водосодержащих минералах кремнистых сланцев и граувакк. Прослои осадочных пород в ультрабо-базит-базитовой подассоциации редки, поэтому в дацит-базальтовой подассоциации рудные лавы с магнетитом и вулканогенно-осадочные магнетитовые кварциты маломощны и встречаются эпизодически. Не характерны они и для базитовой подассоциации дифференцированной ассоциации.

Иная ситуация возникает в зоне магнообразования при формировании вулканических толщ базальт-андезит-риолитовой подассоциации, так как в плавление вовлекались осадочные породы контрастной ассоциации (верхи разреза) – кремнистые сланцы, граувакки, мергелистые граувакки (до 10% в составе ассоциации) и кислые вулканы. Роль стимуляторов процесса ферритизации возрастает, соответственно возрастают интенсивность и масштабность вулканогенного и вулканогенно-осадочного железнакопления. На этом уровне в раннем архее возникают мелкие–средние, редко до крупных месторождения вулканогенно-осадочных маг-

нетитовых кварцитов, сопровождаемые проявлениями лав, обогащенных магнетитом.

Подобное соотношение интенсивности вулканогенного и вулканогенно-осадочного железнакопления с закономерностями развития вулканизма отмечается и в вулканических комплексах позднего архея. Но масштабность процесса железнакопления в них выше в контрастных и дифференцированных вулканических ассоциациях, соответственно, так как в магмообразование вовлекалась новообразованная раннеархейская кора с прослоями и пачками осадочных пород, кислых вулканитов, создавая большие возможности для проявления процессов ферритизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты района Исуа, центральная часть Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 183–201.
2. Андреев В.П. Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса Кольского полуострова // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979. С. 157–169.
3. Антонюк Е.С. Состав и первичная природа метаморфических пород лебяжинского гнейсо-сланцевого комплекса // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976. С. 99–108.
4. Батиева Т.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии и минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 5–144.
5. Белов А.Н., Рачков В.С., Розен О.М. и др. Минералогические признаки генезиса пород анортит-эндербитовой формации Анабарского щита // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 2. С. 142–152.
6. Белолипецкий А.П., Болотов В.И., Гавриленко Б.В., Ильин Ю.И. Геохимия метаморфического комплекса пород зоны Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове и перспективы ее рудоносности // Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972. С. 59–68.
7. Белолипецкий А.П., Ильин Ю.П. Вулканоплутонические комплексы и некоторые особенности эволюции вулканизма в структурно-тектонической зоне Колмозеро-Воронья // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 75–83.
8. Беляев К.Д. Новые данные по структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова: Тез. докл. на Регион. петрограф. совещ. по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968.
9. Беляев О.А. Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (южное обрамление Печенгского антиклинория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 17–25.
10. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В. и др. Верхний предел возраста гранулитов Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 19–24.
11. Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива // Докл. АН СССР. 1978. Т. 271. № 2. С. 434–436.
12. Богданова М.Н., Ефимов М.Ю. Геологическое строение Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. С. 19–30.
13. Болотов В.И., Гавриленко Б.В. О вулканогенно-осадочной природе комплекса // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 98–103.
14. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
15. Бочарникова Т.Д. О процессах ферритизации в вулканитах Щучьинского синклиниория (Полярный Урал) // Эндогенные рудообразующие процессы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 38–40.
16. Бухаров А.А. Поздне-среднепротерозойский вулканизм древних платформ // Вулканизм докембрия. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1976. С. 83–91.

17. Бьюкс Н.Дж. Докембрийские железорудные формации Южной Африки // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 70–129.
18. Ведеполь К. Накопление легколетучих элементов в осадках, дегазация при метаморфизме // Первый междунар. геохим. конгр.: Доклады. Т. 4, кн. 1. М.: Наука, 1973. С. 90–99.
19. Великославинский Д.А., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А. Проблемы металлогении докембрия // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 75–81.
20. Велинский В.В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 155 с.
21. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород // Геохимия. 1962. № 7. С. 10–29.
22. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 212 с.
23. Вулканисты раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.
24. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. 168 с.
25. Ганошина Е.В., Дворкина Б.Д., Рудник В.А. Петрохимическая эволюция вулканизма зеленокаменных поясов архея // Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С. 48–59.
26. Гарифуллин Л.Л. Вопросы стратиграфии зоны Колмозеро–Воронья // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 40–45.
27. Гарифуллин Л.Л., Предовский А.А. К характеристике раннедокембрийских образований северо-западного фланга зоны Колмозеро–Воронья (гора Чоквара) // Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 20–30.
28. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. 387 с.
29. Герасимовский В.И. Геохимические особенности и генезис базальт-андезит-риолитовой серии пород в зоне океанического рифта в Исландии // Геология четвертичного периода. М.: Наука, 1976. С. 135–143 (25-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
30. Глебовицкий В.А. Свекофенский метаморфический пояс // Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 24–43.
31. Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Дук В.Л. и др. Геологическое положение гранулитовых комплексов // Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. С. 9–46.
32. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264–286.
33. Глуховский М.З. Кольцевые структуры фундамента Сибирской платформы (геологическое строение и история развития): Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 50 с.
34. Горбачев О.В. Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов) // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 64–72.
35. Горлицкий Б.А. Распределение малых элементов и проблема металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1970. 246 с.
36. Горощенко Г.Л. Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М.: Недра, 1971. С. 56–79.
37. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудоносность зеленокаменных поясов Западной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982. С. 148–156.
38. Горяинов П.М. Реликты эффузивов в породах амфиболитовой фации метаморфизма (на примере Кольского полуострова) // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М.: Недра, 1971. С. 132–143.
39. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 147 с.
40. Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений. М.: Мир, 1969. 285 с.
41. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в формировании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
42. Добрецов Н.Л. Принципы составления обзорных карт метаморфизма // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1972. С. 7–15.

43. *Добржинецкая Л. Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 147 с.
44. Докембрийские железорудные формации мира / Ред. В.М. Григорьев. М.: Мир, 1975. 370 с.
45. *Дымкин А.М., Нечеухин В.М., Прокин В.А.* Проблемы эволюции и металлогенической специализации геосинклинально-складчатых систем // Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 95–121.
46. *Жданов В.В.* Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М.: Наука, 1966. 66 с.
47. *Закруткин В.В.* Высокоуглеродистые формации раннего докембрия Европейской части СССР. Ростов-н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982. 286 с.
48. *Закруткин В.В., Агарков Ю.В., Сонерончук В.Р.* Плагиоклазы основных метаморфитов чарнокитовых серий // Геол. журн. 1980. № 3. С. 38–46.
49. Зеленокаменные пояса древних щитов / И.В. Лучицкий, В.Н. Шилов, И.П. Новицкий, О.Г. Лазур и др. / Ред. В.К. Чайковский. М.: Наука, 1982. 168 с.
50. *Зыков С.И., Ступникова Н.И., Сидоренко Св.А.* Новые данные о возрасте комплекса лапландских гранулитов (Кольский полуостров) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 3. С. 15–27.
51. *Каденский А.А.* Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 198 с.
52. *Кеппежинская К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 179 с.
53. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 391 с.
54. *Кравченко С.М.* Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 218 с.
55. *Крестин Е.М.* Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 3–23.
56. *Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Д.И. и др.* Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. № 12. С. 1140–1144.
57. *Кулиш Е.А.* Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964. 169 с.
58. *Лазур О.Г.* О содержании германия в железных рудах и породах ряда рудонакопляющих бассейнов различных фаций метаморфизма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 4. С. 943–946.
59. *Лазур О.Г.* О роли некоторых малых элементов в реконструкции первичной природы древних метоморфических толщ // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. М.: Наука, 1984. С. 352–360.
60. *Лазур О.Г.* Магнетитовые породы древних метаморфических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 130–138.
61. *Лазур О.Г.* Опыт восстановления первичной природы метаморфических пород по геохимическим данным // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 2. С. 61–67.
62. *Лазур О.Г.* Магнетит «рудных лав» древних метаморфических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 95–104.
63. *Лазько Е.М.* Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия // Проблемы геологии докембрия. Киев: Наук. думка, 1971. С. 41–52.
64. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьев Л.И.* Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма // Геохимия. 1972. № 3. С. 1009–1018.
65. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
66. *Лутц Б.Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 123 с.
67. *Лутц Б.Г.* Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами // Геотектоника. 1978. № 4. С. 23–34.
68. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
69. *Лутц Б.Г.* Магматизм подвижных поясов ранней Земли: М: Наука, 1985. 216 с.
70. *Лучицкий И.В.* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
71. Магматические горные породы (эволюция магматизма в истории Земли) / О.А. Богатиков, С.В. Богданова, А.М. Борсук и др. / Ред. В.И. Гоньшакова. М.: Наука, 1987. 438 с.

72. Майерс Дж.С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 176–188.
73. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 271 с.
74. Маракушев А.А., Фельдман В.И. Реконструкции первичной природы метаморфических пород по петрохимическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 21–37.
75. Мануйлова М.М., Васильковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1964. 221 с.
76. Миловский А.В. Хром, ванадий и никель в орто- и парапородах // Геохимия. 1964. № 9. С. 893–897.
77. Минц М.В., Соботович Э.В., Цьон О.В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 5–17.
78. Мирская Д.Д. Стратиграфия и корреляция образований Кейвской и Колмозеро-Вороньей зон // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 4–17.
79. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука. 164 с.
80. Незруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
81. Новицкий И.П., Лазур О.Г., Гулько Н.И. и др. Эволюция метаморфизма архейских зеленокаменных поясов // Метаморфизм зеленокаменных поясов. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1988. С. 49–62.
82. Основные магматические породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
83. Павлов А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.
84. Павлов А.Л., Дымкин А.М. Ферритизация природных силикатных систем и причины их дифференциации // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979. С. 77–82.
85. Петров Б.В., Макрыгина В.Н. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 289 с.
86. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Ильяш В.В. Опыт расчленения метаморфических толщ архея по комплексам аксессуарных минералов // Геол. журн. 1978. № 2. С. 112–119.
87. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 38–49.
88. Половинкина Ю.Ир. Существуют ли метаморфические формации? // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 85–90.
89. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 115 с.
90. Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.
91. Прияткина Л.А. Геологическое строение и возраст гранулитовой формации Кольского полуострова // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 27–34.
92. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979. 156 с.
93. Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 1 / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1975. 321 с.
94. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 164 с.
95. Ранняя история Земли / Под ред. Н.А. Елисеева. М.: Мир, 1980. 620 с.
96. Риваленти Дж. Геохимия метамвулканических амфиболитов юго-западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 223–234.
97. Розен О.М., Аббясов А.А., Злобин В.Л. и др. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. 398 с.
98. Розен О.М., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя (основные аспекты сравнительно-формационных исследований) // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 141–155.

99. Ронов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Мигдисов А.А. Региональный метаморфизм и проблема эволюции химического состава осадочных пород // Проблема геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 84–109.
100. Руденко В.Е., Руденко Ю.А. Реконструкция метаморфических и метасоматических изменений пород докембрия // Новосибирск: Наука, 1979. 234 с.
101. Рыбаков С.М., Светова А.И., Куликов В.С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
102. Савельев А.А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М.: Наука, 1977. 118 с.
103. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1973. 392 с.
104. Светова А.И. Эволюция архейского вулканизма Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии // Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Черкассы, 1981. С. 56–57.
105. Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев: Наук. думка, 1966. 265 с.
106. Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия // Сов. геология. 1963. № 4. С. 3–23.
107. Сидоренко А.В., Лунева О.Н. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
108. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 209 с.
109. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочных метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 142 с.
110. Соколов В.А., Стенарь М.М., Робонен В.И. и др. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 131 с.
111. Старостин В.И., Кудрявцева Г.П. Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана Лако (Сев. Чили) // Геология руд. месторождений. 1973. Т. 15. № 3. С. 102–111.
112. Степанов Л.Л. Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // Раннедокембрийские образования Центральной Арктики. Л.: Недра, 1974. С. 102–104.
113. Строение земной коры Анабарского щита / О.М. Розен, А.Н. Вишневский, М.З. Глуховский / Ред. В.М. Моралев. М.: Наука, 1986. 193 с.
114. Суслова С.Н. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове: Тез. докл. на Регион. петрограф. совещ. по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968. С. 23–24.
115. Токарев В.А. К геологической истории и структуре зоны Колмозеро–Воронья // Магматизм и геология Кольского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 158–166.
116. Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах Юго-Восточной Аляски // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 151–171.
117. Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии // Литология на современном этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1979. С. 21–36.
118. Турекьян К.К. Распространенность химических элементов в земной коре. М.: Мир, 1972. 315 с.
119. Точилин М.С., Горяинов П.М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1964. 102 с.
120. Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений. М.: Недра, 1973. С. 7–25.
121. Урунбаев К., Шарипов Г.Т., Мещанинов Е.З. О природе магнетитовой залежи в андезитах Алмалыка (Восточный Узбекистан) // Узб. геол. журн. 1979. № 5. С. 28–32.
122. Федкова Т.А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова // Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. Л.: Наука. 1966. С. 46–52.
123. Фельдман В.И., Пчелинцева Н.В. О методах расчленения орто- и паропород основного состава // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 208–217.
124. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Наука, 1985. 25 с.
125. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

126. Херасков Н.П. Тектоника и формации // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 375–401.
127. Хильтова В.Я., Савельев А.А. Критерии расчленения орто- и парапород // Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. М.: Недра, 1972. С. 112–124.
128. Хильтова В.Я., Савельев А.А., Шулешко И.К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье) // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 1. С. 112–115.
129. Хорева Б.Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутонометаморфических формаций // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 5. С. 458–461.
130. Циркон в породах докембрия и фанерозоя / Ред. В.В. Ляхович. М.: Наука, 1985. 264 с.
131. Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконный метод изучения метаморфических пород и гранулитов // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 71–82.
132. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.
133. Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я. и др. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1970. 282 с.
134. Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Зайцева Г.И. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 256 с.
135. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Наука, 1969. 246 с.
136. Шулешко И.К. Цирконы метаморфических пород архейского комплекса Восточного Саяна как показатель их генезиса // Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971. С. 56–63.
137. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 8–16.
138. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 196 с.
139. Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А. и др. Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1980. 146 с.
140. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Л.П. Свириденко, А.П. Светов, А.И. Голубев и др. / Ред. С.И. Рыбаков. Л.: Наука, 1985. 195 с.
141. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
142. Allan F., Wilson H.D. Comparison of some of the geochemical feature and tectonic setting of archean and proterozoic granulites with particular reference to Australia // Archean geochemistry. Amsterdam; Oxford; New-York. Acta Mineral., Petrogr. springer. 1978. 67 p.
143. Anhaeusser C.R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas // Geol. Australia Apoc. 1971. Pub. 3. P. 57–70.
144. Anhaeusser C.R. Archean metallogeny in South Africa // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 16–43.
145. Anhaeusser C.R. The evolution of the early Precambrian crast of Southern Africa // Phill. Trans. Roy. Soc. London. 1979. Vol. 273. P. 359–388.
146. Binn R.A., Marston R.J. Archean geology of the Jilgarn Block, Western Australia: Guide to excursion 40 A, 25th Int. Geol. Congr. Canberra, 1976. P. 141–151.
147. Bliss N.W. The geology of the country of the around Gatioma, Rhodesia Bull. Trans. geol. soc. South. Africa. 1970. Vol. 64. 240 p.
148. Church B.N. A tectiary thermal events in south-central British Colombia: Discussion // Canad. J. Earth Sci. 1975. Vol. 12. P. 869–899.
149. Dimroth E. Labrador geocline: Type example of early Proterozoic cratonic reaction // Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 331–352.
150. Engel A.E.Y., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. № 7. 76 p.
151. Floyd P.A., Winchester J.A. Magma tipe and tectonic setting discrimination using immobile elements // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 27, № 2. P. 211–218.
152. Forster H., Knittel U. Petrographic observations on a magnetite deposit at Mishaovan, Central Iran // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1485–1510.
153. Fyfe W.S., Turner F. Y., Verhoogen Y. Metamorphic reactions and metamorphic facies // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. Vol. 73. 370 p.
154. Glikson A.Y. Early Precambrian tonalite-trojdjemite sialic nuclei // Earth Sci. Rev. 1979. Vol. 15. P. 1–73.
155. Glikson A.Y. Significance of Early Archean mafic-ultramafic xenolith Patterns // Archean geochemistry. Berlin: Springer, 1984. 171 p.

156. *Goodwin A.M.* Facies relations in the Gunflint Yron-Formation // *Econ. Geol.* 1956. Vol. 51, № 6.
157. *Goodwin A.M.* Archean volcanism in Superior Province, Canadian Sheld // *Volcanic regions in Canada* / Eds W.R. Baragar et.al // *Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap.* 1977. № 16. P. 205–241.
158. *Goodwin A.M.* Archean volcanic studies in the Timming-Kirkland Lake, Noraude region of Ontario and Quebec // *Geol. Surv. Canad. Bull.* 1979. Vol. 278. 116 p.
159. *Green D.H.* Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origion: Application to oceanic volcanism // *Phil. Trans. Roy. Soc., London A.* 1971. Vol. 268. P. 707–725.
160. *Jahn B.N., Shin C.Y., Murty V.R.* Trance element geochemistry of Archean volcanic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. Vol. 38, № 4. P. 381–403.
161. *Jakes P., White A.J.R.* Major and trance elements abundances in volcanic rocks of orogenetic areas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, № 1. P. 855–858.
162. *Kroner A.* The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction // *Precamb. Rees.* 1977. Vol. 4, № 2. P. 269–279.
163. *Kuno H.* Differentiation of basaltic magma // *Basalts. N.Y.,* 1968. Vol. 2. P. 623–688.
164. *La Roche H.* Comportement geochimique differentied de Na, K et al. dans les formations volcaniques et sedimental res: Un guide pour l'etitude des formations metamorphiques et plutoniques // *C. R. Acad. Sci.* 1968, S.D. T. 267. P. 39–42.
165. *Leake B.E.* The chemical distinction between orto- and paraamphibolites // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, № 2. P. 262–280.
166. *Lippolt H.J., Wasserburg G.* Rb-Sr mineral isochron agts of Monche Tundra rocks, Kola Peninsula // *Fortschr. Miner.* 1973. Bd. 50. S. 102–104.
167. *Mason R.* The geology of the country between Francistown and Madinary, Northeastern Botswana. Unpub. Rh. D. Thesis: Univ. Witswatersrand, 1970. P. 488–490.
168. *Metallization associated with acid magmatism.* N.J. Toronto: Wilcy, 1982. P. 572.
169. *Niggli L.P.* Die Magmentypen-Scheweiz // *Miner. and Petrogr. Mitt.* 1936. Bd. 16, H 2. S. 721–735.
170. *Pearce J.A., Gorman B.E., Birkett T.C.* The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagramma method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 24, № 4. P. 418–426.
171. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of Onverwacht Group and a proposea new clas of igneous rock: Upper mantle project // *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* 1969. № 2. P. 55–85.
172. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* Archean volcanicity and continental evolution in the Barberton region, Transval // *African magmatism and tectonics.* Darien: Hafnes, 1970. P. 27–49.
173. *Walker K.P.* Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of Precambrian of North-Western Queensland // *J. Geol. Soc. Aust.* 1960. Vol. 6, pt. 2.
174. *Wilcox R.E., Polderwaard A.* Metadolerite dike Swarn in Bakersvil Roan Mountain area, North Caroline // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1958. Vol. 69. P. 142–151.
175. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of dofferent magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 20, № 4. P. 325–343.
176. *Winkler H.G.* Petrogenesis of metamorphic rocks. № 4. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1965. 415 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ответственного редактора.....	5
Введение	7
Глава I. Методические аспекты изучения метаморфических комплексов архея.....	10
Общие принципы анализа метаморфических комплексов.....	10
Методы восстановления первичной природы метаморфических пород	12
Формационный (парагенетический) анализ вулканических комплексов.....	16
Глава II. Парагенетические ассоциации пород метаморфических комплексов	19
Анабарский массив	19
Стратиграфическое расчленение и возраст	21
Типы метаморфических пород	27
Первичная природа метаморфических пород	31
Закономерности строения реставрированных разрезов с элементами формационного анализа	48
Восточная часть Балтийского щита	64
Возраст и стратиграфические разрезы железорудных комплексов	64
Типы метаморфических пород	74
Первичная природа метаморфических пород	81
Закономерности строения реставрированных разрезов с элементами формационного анализа	104
Глава III. Магнетитовые породы в метаморфизованных вулканических комплексах архея.....	107
Анабарский массив.....	107
Восточная часть Балтийского щита.....	110
Закономерности размещения и условия формирования магнетитовых пород.....	116
Магнетиты из амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов.....	118
Магнетиты из фанерозойских рудных лав и вулканических пород.....	120
Магнетиты из магнетитовых кварцитов	124
Сопоставление магнетитовых пород глубокометаморфизованных и зеленокаменных вулканических комплексов	134
Глава IV. Развитие вулканических зон и характер эволюции вулканизма в архее	143
Глубокометаморфизованные вулканические комплексы архея	143
Зеленокаменные вулканические комплексы архея	155
Глава V. Основные черты эволюции железнакопления в архее.....	166
Заключение	179
Литература.....	182

CONTENTS

Preface by the Editor-in-Chief.....	5
Introduction.....	7
Chapter I. Methodological aspects of studying Archean metamorphic complexes	10
General principles of the analysis of metamorphic complexes	10
Method of restoring the primary nature of metamorphic rocks.....	12
Formational (paragenetic) analysis of volcanic sequences.....	16
Chapter II. Paragenetic associations of rocks of metamorphic complexes	19
Anabar Massif	19
Stratigraphic subdivision and age	21
Types of metamorphic rocks	27
Primary nature of metamorphic rocks.....	31
Structure of restored sections with elements of the formational analysis.....	48
The eastern part of the Baltic shield	64
Age and stratigraphic sections of iron ore complexes	64
Types of metamorphic rocks.....	74
Primary nature of metamorphic rocks.....	81
Structure of restored sections with elements of the formational analysis.....	104
Chapter III. Magnetite rocks in Archean metamorphic volcanic complexes	107
Anabar Massif	107
The eastern part of the Baltic shield	110
Location and formation conditions of magnetite rocks.....	116
Magnetites from amphibolites and from melanocratic plagiogneiss	118
Magnetites from Phanerozoic ore lavas and from volcanic rocks	120
Magnetites from magnetite quartzite	124
Comparison of magnetite rocks in intensely metamorphosed and greenstone volcanic complexes	134
Chapter IV. Development of volcanic zones and evolution of volcanism in the Archean	143
Intensely metamorphosed Archean volcanic complexes	143
Archean greenstone volcanic complexes	155
Chapter V. Main features of evolution of ferrum accumulation in the Archean	166
Conclusion	179
References.....	182

Научное издание

Олег Гарриевич Лазур

**ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
И ИХ ЖЕЛЕЗОНОСНОСТЬ**

Труды Геологического института РАН
Вып. 588

*Утверждено к печати Редакцией Геологического института
Российской академии наук*

Редактор *И.М. Ерофеева*

Макет *М.В. Старшова*

Подписано к печати 01.04.2009.

Формат 70х100¹/₁₆. Бумага офсетная.

Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 20,0.

Тираж 200 экз. Зак. № 398

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16
E-mail: geos@ginras.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г.Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

