

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА
АРХЕЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

А. И. Слабунов



А. И. Слабунов

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА
АРХЕЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

на примере Беломорской провинции
Фенноскандинавского щита



КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

А. И. СЛАБУНОВ

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА
АРХЕЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ
(на примере Беломорской провинции
Фенноскандинавского щита)**

Петрозаводск
2008

УДК 551.24: 551.71 (1-924.14/.16)

ББК 26.3

C47

Научный редактор
докт. геол.-минер. наук О. И. Володичев

Рецензенты: чл.-корр. РАН В. А. Глебовицкий (Санкт-Петербург),
докт. геол.-минер. наук, проф. Н. А. Божко (Москва)

*Настоящее издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-07036)*

Слабунов А. И.

C47 Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. – 296 с.
Ил. 149, табл. 22. Библиогр. 736 назв.
ISBN 978-5-9274-0349-3

В монографии обобщены результаты исследований Беломорской провинции Фенноскандинавского щита за последние два десятилетия. Основу работы составляет оригинальный фактический материал по геологии, петрогохимическим, изотопным, геохронологическим и петрологическим характеристикам архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Использован также обширный литературный материал по геологии, тектонике, петрологии, геохронологии архейских образований докембрийских подвижных поясов Земли.

В Беломорском подвижном поясе впервые установлены фрагменты мезо- и неоархейской океанической коры, архейские (2720 млн лет) коровые эклогиты, указывающие на возможность в это время субдукции и последующей эксгумации коровых пород с больших глубин; проведена реконструкция мезо- и неоархейских латеральных рядов структурно-вещественных комплексов, отражающих субдукционно-аккреционную стадию формирования литосферы.

Рассмотрены основные этапы эволюции неоархейских коллизионных систем восточной части Фенноскандинавского щита, южной части Канадского, Южно-Африканского и Западно-Австралийского. Показано, что в их развитии выделяются ранняя и поздняя субдукционно-коллизионные, предколлизионная и коллизионная стадии. Показано, что развитие архейской тектоносферы в период 3,05–2,5 млрд лет, отраженное в структурно-вещественных комплексах щитов, по последовательности главных событий и длительности сопоставимо с циклом Вилсона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 96-05-65283; 99-05-65607, 00-05-64295, 03-05-64010, 06-05-64876), Отделения Наук о Земле РАН (программы ОНЗ № 6 и 14).

УДК 551.24: 551.71 (1-924.14/.16)

ББК 26.3

ISBN 978-5-9274-0349-3

© Слабунов А. И., 2008

© Карельский научный центр РАН, 2008

ВВЕДЕНИЕ

Изучение особенностей формирования континентальной земной коры и эволюции условий тектогенеза в истории Земли стоит в числе приоритетных задач геологии, так как определяет понимание фундаментальных закономерностей развития нашей планеты. Наиболее сложна для понимания ранняя – докембрийская история Земли (Хайн, 1993). Она охватывает промежуток времени от примерно 4,6 млрд лет до 542 млн лет (т. е. 88% истории Земли) и подразделяется на архейский и протерозойский эоны. В этот период сформировалась большая часть континентальной коры нашей планеты (рис. 1, 2).

В соответствии со шкалой геологического времени (GTS2004), рекомендованной Международным комитетом по стратиграфии (Gradstein et al., 2004), архей подразделяется на четыре эры: *эо-* (до 3600 млн лет), *палео-* (3600–3200), *мезо-* (3200–2800) и *неоархейскую* (2800–2500), а протерозой – на три: *палео-* (2500–1600), *мезо-* (1600–1000) и *неопротерозойскую* (1000–542). Важно отметить, что главные рубежи подразделений общей стратиграфической шкалы нижнего докембрая России (Общая..., 2002) хорошо согласуются с международной шкалой: границы между нижнеархейской (саамской), верхнеархейской (лопийской), нижнепротерозойской (карельской) и верхнепротерозойской эонотемами составляют, соответственно, 3200, 2500 и 1650 млн лет. В работе используется терминология, рекомендуемая Международным комитетом по стратиграфии.

Тектоническое районирование (т. е. системное подразделение участков (зон) земной коры или тектоносферы по признакам их строения и истории развития (Планета..., 2004)) может проводиться по различными критериям: по структурным (или морфологическим) признакам, по возрасту главной складчатости, по типам тектонического развития, по времени становления континентальной коры, по геодинамическим обстановкам, по структурно-вещественным (структурно-формационным) комплексам.

Типизация докембрийских структур (т. е. их тектоническое районирование) на основании особенностей тектонического развития (Борукаев, 1985; Рундквист и др., 1994; Синицын, 1990) предполагает выделение архейских кратонов, докембрийских подвижных поясов, рифтогенных структур и перикратонных бассейнов, кроме того, к числу важнейших структур докембрая, безусловно, относятся зеленокаменные и парагнейевые пояса. Перечисленные термины не имеют однозначной трактовки, в данной работе используются следующие их определения.

Архейский кратон – наиболее стабильная часть континента, консолидировавшаяся к концу архея и не подвергавшаяся значительной тектоно-термальной переработке в постархейское время (Международный..., 1982; Синицын, 1990). Выделяются также протерозойские кратоны, т. е. части континентальной коры, которые стабилизировались в протерозое, они часто содержат в себе и архейские кратоны или их фрагменты (Bleeker, 2003). В русской геологической литературе синонимом термина «кратон» является понятие «древняя платформа» (Международный..., 1982), но в литературе по докембрию употребляется преимущественно понятие «кратон».

Докембрийский подвижный пояс – относительно молодая часть древней платформы, для которой характерно полициклическое развитие, проявление метаморфизма высоких ступеней, интенсивных деформаций, гранитизации (Синицын, 1990). Н. А. Божко (1995) выделяет среди них пояса с новообразованной континентальной корой (например, Свекофенский, Кетильский) и с тектоно-термальной переработкой более древней коры (например, Беломорский,

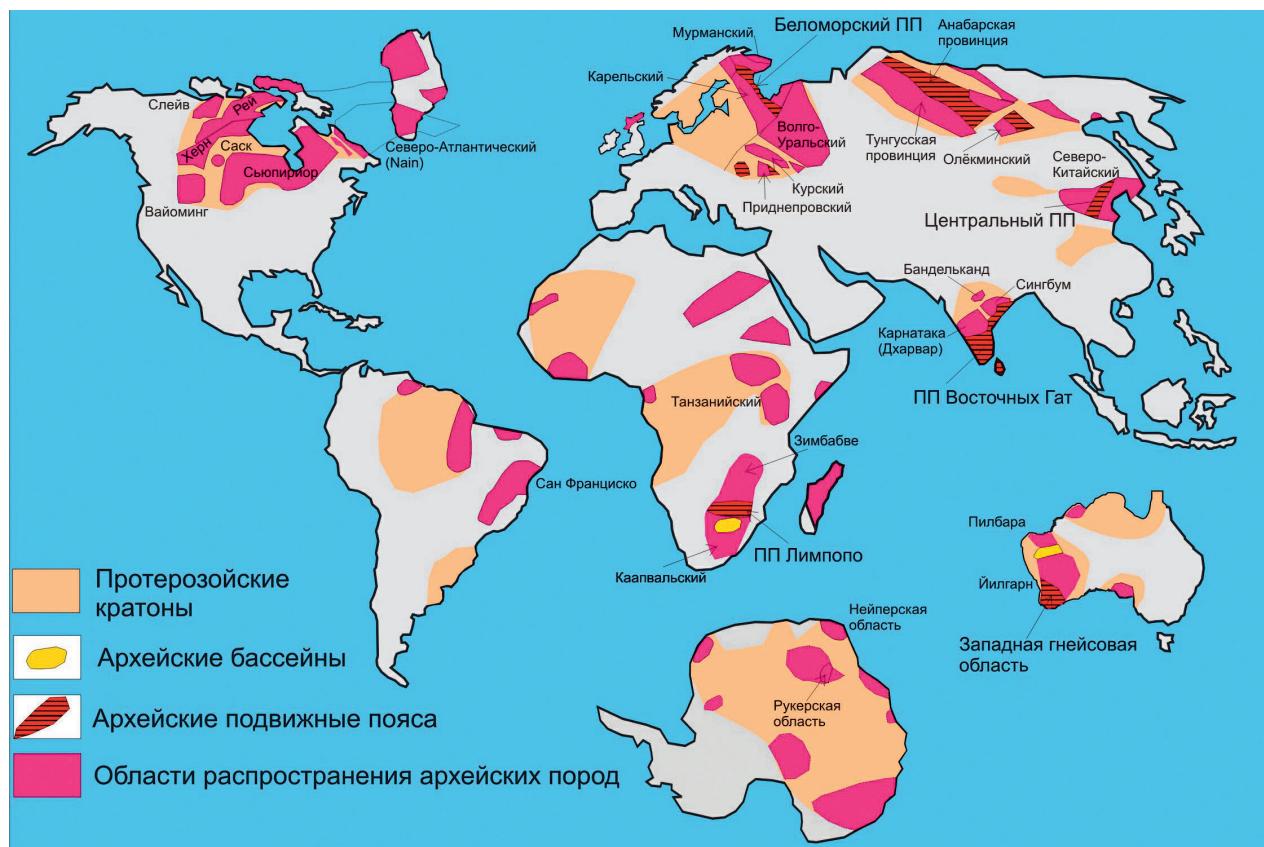


Рис. 1. Схема распространения архейских пород на Земле (на основе: Bleeker, 2003, с дополнениями по: Божко, 1995; Михальский, 2007; Розен и др., 2006; Синицын, 1990; Gorbachev, Bogdanova, 1993; Huson et al., 2004)

На схеме-карте подписаны наиболее известные архейские кратоны (например: Карельский), архейские подвижные пояса (например: Беломорский ПП)

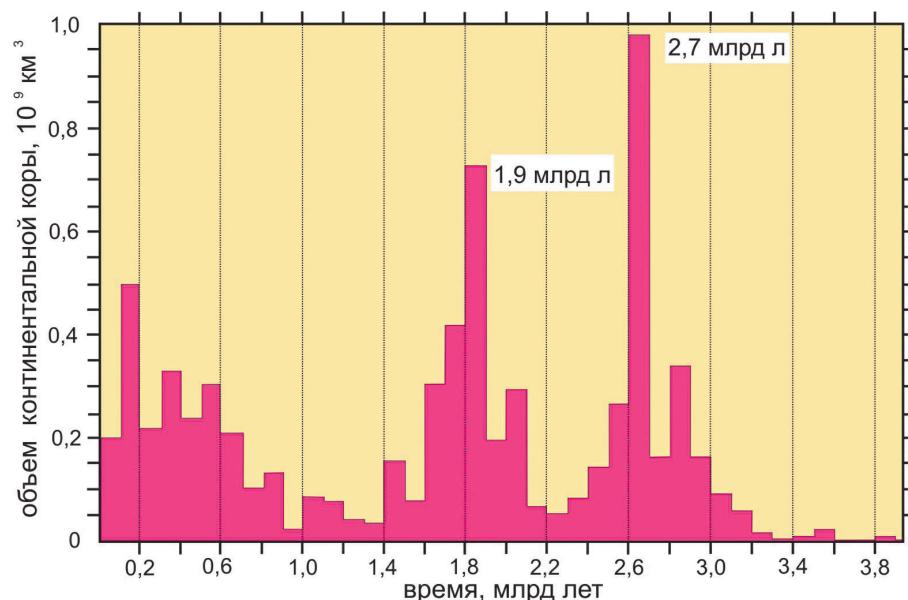


Рис. 2. График распределения объема ювенильной континентальной земной коры различного возраста (Condie, 2004)

Лимпопо, Гренвиллский). Последние известны также как зоны диасхизиса (Семихатов, 1974), мобильные, гранулитовые, чарнокитовые и другие пояса (Борукаев, 1985, с. 87). Следует подчеркнуть, что термин не несет геодинамической нагрузки, так как структуры этого класса могут формироваться в различных обстановках (Божко, 1995; Рундквист и др., 1994).

Зеленокаменный пояс – относительно узкие области распространения метаморфизованных и деформированных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород в пределах докембрийских кратонов, окруженные и интрудированные гранитоидами (Синицин, 1990; Glossary..., 2005; Thurston, Ayres, 2004). Этот термин также не несет геодинамической нагрузки.

Районирование докембрийских структур на основе структурно-вещественных комплексов предполагает выделение гранит-зеленокаменных, гранулито-гнейсовых областей, осадочных бассейнов, т. е. также отличается от типизации фанерозойских структур.

Вместе с тем достижения последних десятилетий в изучении архейских комплексов Земли (Митрофанов, 2001; Хайн, 1993; Abbot et al., 2001; De Wit, 2001) и успехи в области аккреционной тектоники (Добрецов и др., 2001; Соколов, 2003 и др.) делают возможным использовать единую методическую основу для исследования значительной (в том числе архейской) части истории нашей планеты.

Наиболее эффективным механизмом роста (аккреции) континентальной коры в фанерозое является совокупность процессов субдукции, обдукции, тектонического скучивания на конвергентных границах литосферных плит, большое влияние на структуру коры оказывает коллизионная тектоника. По мере накопления новых данных все больше фактов свидетельствует в пользу того, что именно в архее появились литосферные плиты с относительно мощной континентальной корой, начали действовать механизмы тектоники литосферных плит (см., например, Witze, 2006) и возникли условия для образования аккреционно-коллизионных систем или подвижных (складчатых, орогенических) поясов.

Представленная работа – попытка анализа эволюции литосферы в архее с актуалистических позиций. Такой подход подразумевает, что в ней используется соответствующая терминология.

Аккреционные процессы (аккреция) – совокупность магматических, тектонических и метаморфических проявлений субдукции, обдукции, тектонического скучивания, ведущих к наращиванию объема континентальной (субконтинентальной) коры.

Коллизионные процессы (коллизия) – совокупность магматических, тектонических и метаморфических событий, связанных с взаимодействием блоков литосферы континентального или переходного типа.

Аккреционно-коллизионные системы – это структуры, образовавшиеся в результате последовательного действия аккреционных и коллизионных процессов. Синонимом является термин «аккреционно-коллизионные складчатые (орогенные) пояса» (Берзин и др., 1994).

Подвижные (складчатые, орогенические) пояса – протяженные сравнительно узкие тектонически активные зоны земной коры, прошедшие сложную и длительную историю развития, полный цикл которого именуется «циклом Вилсона» (Хайн, Ломизе, 2005).

Важно отметить (Соколов, 2003, с. 13), что аккреционные и коллизионные процессы действуют при формировании как аккреционных, так и коллизионных складчатых поясов (в чистом виде нет ни тех, ни других), но их структурное выражение определяется масштабами этих явлений, «типами коллизии (континент – континент, континент – дуга и др.) и аккреции (андийский, кордильерский, западнотихоокеанский тип), геологической предысторией, особенностями взаимодействия плит».

Специфика архейских структурно-вещественных комплексов неоднократно детально обсуждалась (Моралев, Глуховский, 2001; Хайн, 1993, 2003; de Wit, 1998 и др.), и хотя достигнуть консенсуса между униформистскими и эволюционистскими подходами не удается, достаточно очевидно, что именно в течение архея произошло кардинальное изменение условий

тектогенеза от плюмтектоники к тектонике литосферных плит. Однако вопрос о времени этого перехода не решается однозначно, что подтвердила и недавно проведенная специальная Пенроузская конференция, посвященная этой проблеме (Witze, 2006). Одни (Kumazawa, Maguama, 1994) считают, что это произошло около 4 млрд лет назад, другие (Kröner, 1981) – на рубеже 3,0–3,5 млрд лет. Многие исследователи (Борукаев, 1985; Хайн, Божко, 1988; Smithies et al., 2003; Windley, 1977) приводят убедительные свидетельства того, что плейтектонический стиль развития литосферы начинается в мезоархее. Причем отмечается, что в период 3,0–2,7 млрд лет происходит значительный всплеск тектонической активности и интенсивный рост (рис. 2) континентальной коры (Сорохтин, Ушаков, 1991; Condie, 2004). Вместе с тем существуют представления о том, что в архее еще не действовали механизмы тектоники плит, они «включились» лишь в палеопротерозое (Сорохтин, Ушаков, 1991; Шарков и др., 2000; Hamilton, 1998).

В последнее время появляется все больше данных о том, что формирование вещества континентальной коры в позднем архее предопределялось процессами в зонах субдукции. Применимость парадигмы тектоники литосферных плит к позднеархейским этапам становления литосферы в конце прошлого века наиболее полно разработана на примере геологического развития провинции Сьюириор (Канадский щит) (например, Card, 1990). Успехам канадских геологов в значительной степени способствовал комплексный характер исследований территории и особенно достижения в области геохронологии (прецизионном U-Pb датировании цирконов) и геофизики. Именно геохронология позволила показать разновозрастность гранит-зеленокаменных суперпоясов, доказать, что зеленокаменные пояса состоят из разнородных тектонических пластин. Было установлено омоложение суперпоясов с севера на юг, проведена корреляция главных эндогенных событий в сопряженных гранит-зеленокаменных и сланцевых суперпоясах и внутри их. Сланцевые пояса рассматриваются как палеоаналоги аккреционных призм, а гранит-зеленокаменные – островных дуг. Среди этих структур выделяются террейны, сложенные более древними образованиями. Реконструировано три системы островная дуга – трог, причлененные друг к другу при коллизии типа дуга – дуга. Большая часть этого аккреционно-коллизионного ансамбля образовалась в период 2,73–2,65 млрд лет. Современным аналогом этой обстановки рассматривается западнотихоокеанский тип конвергентной границы плит в районе Индонезии, Филиппин или Японии (Card, 1990; Geology..., 1992).

На материалах восточной части Фенноскандинавского щита благодаря новым геохронологическим изотопно-геохимическим и геологическим данным также выполнены палеогеодинамические реконструкции (Кожевников, 2000; Минц, 1998; Gaál, Gorbatschev, 1987; Ruotoistenmäki, 1996) и показано, что плитнотектонические модели удовлетворительно объясняют сложную, коллажированную структуру зеленокаменных поясов. Детальные модели формирования конкретных зеленокаменных структур (например, Хизоваарской, Костомушской, Колмозеро-Воронья) показывают (Кожевников, 1992, 2000; Кожевников и др., 2006; Никитин, 1980; Puchtel et al., 1998), сколь логично объясняется строение и металлогеническая специализация этих образований с позиций тектоники плит.

Вместе с тем отсутствие до последнего времени среди архейских образований ряда важнейших индикаторных комплексов, таких, как офиолиты и эклогиты содержащие меланжи, создавало определенную незаконченность вышеназванных построений. Усилия геологов-докембрристов во всем мире были направлены на поиск наиболее древних комплексов-индикаторов различных геодинамических обстановок. В результате были установлены архейские офиолиты (Kusky, 2004; Moores, 2002): например, в зеленокаменном поясе Калгурли (кратон Йилгарн) – фрагменты офиолитового комплекса (включая ассоциацию «дайка в дайке») с возрастом около 2,7 млрд лет (Frripp, Jones, 1997), в Китае – Донгванзинский (Dongwanzi) архейский офиолитовый комплекс с возрастом 2,505 млрд лет (Kusky et al., 2001, 2004), в западной Гренландии в составе Итсакского гнейсового комплекса (Itsaq Gneiss Complex) благодаря хо-

ропшой сохранности первичных минералов – древнейшие (более 3,8 млрд лет) абиссальные перидотиты (Friend et al., 2002), которые также могут быть фрагментами оphiолитов. В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита выделены два оphiолитоподобных комплекса: один с возрастом не моложе 2,88 (Бибикова и др., 1999б; Лобач-Жученко и др., 1998; Slabunov, Stepanov, 1998), другой – 2,78 млрд лет (Кожевников, 1992; Щипанский, 2006; Щипанский и др., 2001; Shchipansky et al., 2000, 2004). Ранее, как известно, наиболее древними оphiолитами признавались палеопротерозойские (1,95 млрд лет) комплексы Йорма (Joungta) на Фенноскандинавском (Kontinen, 1987; Peltonen, Kontinen, 2004; Peltonen et al., 1996, 1998) и Пуртуник (Purtuniq) на Канадском (Scott et al., 1992) щитах.

Эклогиты и породы эклогитовой фации метаморфизма в целом формируются при высоком давлении (P) – более 12 кбар, при температуре (T) – 600–1000 °С. В фанерозойских складчатых поясах коровые эклогиты весьма обычны в составе триады оphiолит – эклогиты+глаукофановые сланцы – микститы и являются индикаторами субдукции (Добрецов и др., 2001). Все больше фактов свидетельствует о том, что быстрая эксгумация эклогитов в виде тонких пластин происходит непосредственно в зонах субдукции (Добрецов и др., 2001; Ernst, Peacock, 1996). Нахodka в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита архейских эклогитсодержащих комплексов (Бибикова и др., 2003б; Володичев и др., 2004; Слабунов, 2005; Слабунов, Володичев, 2002; Щипанский и др., 2005; Konilov et al., 2004; Slabunov et al., 2002; Volodichev et al., 2003) является первой в мире и позволяет более уверенно проводить палеогеодинамические реконструкции в раннем докембрии.

Необходимо также отметить обнаружение среди вулканитов архейских зеленокаменных поясов Канадского щита (Kerrich et al., 1998) и Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Щипанский и др., 1999, 2001) пород бонинитовой серии, которые формируются в супрасубдукционных оphiолитовых комплексах (Crawford et al., 1989) и юных, т. е. развивающихся на энсиматическом основании, островодужных системах (Петрология..., 1987).

Значительный прогресс в последнее время достигнут в понимании сложной совокупности процессов при формировании коллизионных систем в целом (Добрецов, 1995, 2000; Розен, Федоровский, 2001; Федоровский, 1997; Федоровский и др., 1995; Chemenda et al., 1997, 2001; Hanson, 1997 и др.) и неоархейской Беломорской в частности (Володичев, 1990, 2002а, в; Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Слабунов, 2005; Слабунов, Володичев, 2002; Slabunov et al., 2004).

В восточной части Фенноскандинавского щита проведены современные исследования глубинного строения земной коры при помощи сейсмологических методов, позволивших построить модели глубинного строения земной коры, рассмотреть ее структуру (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2004; Минц и др., 2001б, 2002, 2007а, б; Сейсмогеологическая..., 1998; Kontinen, Paavola, 2006; Kukkonen, Lahtinen, 2006 и др.).

Таким образом, восточная часть Фенноскандинавского щита, включающая Беломорский подвижный пояс и сопряженную часть Карельского неоархейского кратона, в силу хорошей обнаженности, высокой степени геологической, геохронологической, петрологической, геохимической и геофизической изученности является в настоящее время лучшим в Европе естественным полигоном для разработки моделей эволюции тектоносферы в мезо- и неоархее (Слабунов и др., 2006а–в; Hölttä et al., 2008; Slabunov et al., 2006а), а также в палеопротерозое (Балаганский и др., 2006; Минц, Балаганский, 2006; Lahtinen et al., 2008). Нахodka здесь не только обычных для архея структурно-вещественных комплексов, но и ряда уникальных (офиолиты, эклогиты) делает этот регион особенно привлекательным для исследований.

Как уже отмечено, изучение особенностей формирования континентальной коры и эволюции условий тектогенеза в истории Земли стоит в числе приоритетных задач геологии, так как определяет понимание фундаментальных закономерностей развития нашей планеты. При этом наиболее сложна для изучения ранняя история Земли, следовательно, территории распространения

нения архейских образований заслуживают особого внимания. Это тем более относится к Беломорскому подвижному поясу Фенноскандинавского щита, где в последние годы впервые в мире установлены неоархейские эклогиты, найдены фрагменты мезо- и неоархейской океанической коры, известны метавулканиты среднего и кислого состава, разнообразные метаосадочные образования, гранитоиды, а также проявления неоархейского покровообразования и метаморфизма (раннего – умеренобарического и позднего – высокобарического). Таким образом, в силу сохранности уникального набора архейских структурно-вещественных комплексов в рассматриваемом регионе существуют благоприятные возможности для разработки геодинамической модели формирования древней (3,0–2,5 млрд лет) континентальной коры и, соответственно, проведения сравнительного анализа тектогенеза в архее и фанерозое.

В настоящей работе предлагается на базе синтеза новых материалов по геологии, тектонике, изотопной геохронологии, петрогоеохимии архейских структурно-вещественных комплексов Беломорской провинции, сопряженных с ней структур Фенноскандинавского щита и аналогичных систем на других континентах выяснить стадийность формирования континентальной коры подвижных поясов в архее и разработать модель тектогенеза в этот период.

Исследования, которые легли в основу данной работы, включали в себя:

– детальное геологическое картирование ключевых для геодинамических реконструкций территорий;

– петролого-геохимическое изучение главных структурно-вещественных комплексов и определение наиболее вероятного их генезиса;

– прецизионное (в ряде случаев с использованием ионных зондов NORDSIM и SHRIMP-II) U-Pb по цирконам датирование реперных магматических и метаморфических образований;

– построение геодинамических моделей развития литосферы региона в архее;

– корреляцию геологических процессов в восточной части Фенноскандинавского щита;

– сопоставление последовательности и длительности развития тектоносферы в архее и фанерозое.

В основу исследования положен большой фактический материал, собранный за 23 года лично автором и коллективами, в составе которых он работал, в восточной части Фенноскандинавского щита, преимущественно в Беломорской провинции и северной части Карельской. Материал собран в рамках выполнения плановых научно-исследовательских работ Института геологии Карельского научного центра РАН по темам № 97 «Геологическое строение и развитие земной коры Северной Карелии» (1985–1990 гг.), № 130 «Основные закономерности эволюции магmatизма в раннем докембрии Северной Карелии» (1991–1996), № 138 «Эволюция земной коры Беломорского подвижного пояса Балтийского щита» (1997–2001). Значительный объем геохимических исследований пород Беломорского подвижного комплекса был выполнен совместно с учеными Лундского университета (Швеция) и ГЕОХИ РАН в рамках международного проекта в 1995–1997 гг., а также в 1997–1999 и 1999–2001 гг., когда проводились исследования западной части Беломорской провинции совместно с учеными ГИН РАН, ИГЕМ РАН по инициативным проектам РФФИ (№ 96-05-65283; 99-05-65607, рук. А. А. Щипанский). Знакомство с Пебозерским и Костомушским зеленокаменными поясами Карелии осуществлялось в 1998–1999 гг. в рамках экспедиционного проекта Президентской программы «Интеграция», совместно с учеными геологического факультета МГУ (рук. О. И. Володичев). Большой объем данных о петрологии, геохронологии и геологии зеленокаменных и эклогитсодержащих комплексов Беломорского подвижного пояса был получен в 2000–2004 гг. во время реализации инициативных проектов РФФИ «Субдукционная и коллизионная геодинамические обстановки в позднем архее (на примере восточной части Балтийского щита)» (№ 00-05-64295, рук. А. И. Слабунов) и «Древнейшие на Земле офиолиты и эклогиты: тектоническая позиция в структуре Беломорской коллизионной системы (Балтийский щит) и условия тектогенеза в позднем архее» (№ 03-05-64010, рук. А. И. Слабунов). Проект РФФИ «Архейские коллизион-

ные орогены: геодинамика и стадийность формирования» (№ 06-05-64876, рук. А. И. Слабунов) позволил, благодаря большому объему геохронологических исследований, провести корреляцию геологических событий и выявить важные закономерности формирования земной коры архейских подвижных поясов.

Банк данных химического состава образцов горных пород, собранных автором, содержит результаты около 700 полных силикатных анализов, более 600 спектральных анализов на V, Cr, Ni, Co, Ti, Mn, выполненных в химической лаборатории ИГ КарНЦ РАН, более 300 рентгено-флюоресцентных анализов на редкие элементы, около 100 – на редкие и редкоземельные элементы, выполненные методом ICP-MS. Кроме того, было сделано около 300 микрозондовых определений состава минералов из метаморфических и магматических пород. Совместно с Е. В. Бибиковой (ГЕОХИ РАН) проведены геохронологические исследования 18 реперных объектов. Получены результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований 20 проб пород региона.

Автор выражает искреннюю благодарность Е. В. Бибиковой, О. И. Володичеву и В. С. Степанову за многолетнее всестороннее сотрудничество по изучению докембрия Фенноскандинавского щита, В. С. Федоровскому за партнерство и возможность знакомиться с творческой мастерской ученого; С. Б. Лобач-Жученко, В. В. Балаганскому и Ю. В. Миллеру за оказание методической помощи в исследованиях архея и совместные публикации; С. Богдановой, Р. Горбачеву, Ф. П. Митрофанову и С. И. Рыбакову за обсуждение актуальных проблем геологии и моральную поддержку исследований; А. А. Щипанскому и А. В. Самсонову за плодотворное сотрудничество при исследовании северной Карелии и обсуждение полученных материалов; В. Н. Кожевникову, С. А. Светову, Ю. Й. Сыстре и Е. В. Шаркову за консультации и обсуждение вопросов геологии докембрия; Т. И. Кирнозовой, А. В. Коваленко, И. Н. Крылову, О. В. Парфеновой и Ю. Л. Ронкину за помочь в проведении аналитических работ и консультации по интерпретации результатов изотопных, геохимических, микрозондовых исследований. Автор благодарен коллегам, совместная работа или общение с которыми имели для него важное значение: К. Х. Авакяну, Н. А. Арестовой, И. И. Бабариной, Т. Б. Баяновой, М. И. Богиной, А. Б. Вревскому, К. Гиллену (Великобритания), М. З. Глуховскому, Л. С. Головановой, А. И. Голубеву, В. Л. Злобину, Т. И. Каулиной, А. Н. Конилову, С. П. Кориковскому, Н. Е. Король, А. Б. Котову, Л. В. Кулешевич, В. С. Куликову, В. В. Куликовой, В. А. Матреничеву, А. Д. Ножкину, П. Пелтонену (Финляндия), Л. Л. Перчуку, Е. С. Пржиялговскому, И. С. Пухтелю, В. И. Робонену, О. М. Розену, А. И. Русину, А. П. Светову, А. И. Световой, Л. П. Свириденко, О. С. Сибелеву, Е. В. Склярову, В. Д. Слюсареву, П. Сорьянену-Варду (Финляндия), М. М. Стенаю, А. В. Степановой, Е. С. Терехову, В. В. Травину, О. М. Туркиной, П. Хёлтта (Финляндия); В. П. Чекулаеву, В. В. Щипцову и Н. И. Щипцовой.

Автор благодарит РФФИ за финансовую поддержку (гранты № 96-05-65283; 99-05-65607, 00-05-64295, 03-05-64010, 06-05-64876) исследований, результаты которых легли в основу многих представленных материалов.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Континентальная кора, сформировавшаяся в архее, составляет большую часть восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита (рис. 3, А). Архейские структурно-вещественные комплексы составляют большую часть Карельской, Мурманской, Беломорской, Кольской, Норрботтен провинций (рис. 3, А). Каждая из них имеет особенности формирования коры в архее и ее переработки в протерозое. Две первые и последнюю структуру можно рассматривать как неоархейские кратоны, Беломорскую и Кольскую – как докембрийские подвижные пояса (для последнего используется понятие «коллаж террейнов», «коллизион»).

Карельский неоархейский кратон (или сокращенно – кратон) в структуре Фенноскандинавского щита (рис. 3) составляет его ядро (Gaál, Gorbatschev, 1987) и сложен, главным образом, архейскими гранитоидными, зеленокаменными и парагнейзовыми комплексами, менее распространены высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы, которые более подробно рассмотрены ниже. Первые занимают более 80% современного эрозионного среза. В составе кратона выделяется несколько террейнов (Лобач-Жученко и др., 2000а; Slabunov et al., 2006а; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005), которые различаются возрастом и составом слагающих их пород.

Около 2,5 млрд лет назад Карельская гранит-зеленокаменная область прошла стадию кратонизации и в протерозое реагировала на тектонические события как относительно жесткий блок.

Мурманский кратон (рис. 3) сложен разнообразными неоархейскими (2,7–2,8 млрд лет) гранито-гнейсами и гранитоидами (Ветрин, 1984; Минц и др., 1996), Sm-Nd систематика ($\epsilon_{\text{Nd(t)}} = -0,6 \div -0,3$; $t_{\text{DM}} = 2958 \div 2681$ млн лет) которых указывает на отсутствие среди них разностей с длительной коровой предысторией (Козлов и др., 2006; Timmerman, Daly, 1995), реже габброидами. Супракrustальные образования здесь установлены только как ксенолиты (Объяснительная..., 1994), которые обычно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, вместе с тем в центральной части кратона описаны реликты гранулитовых минеральных парагенезисов (Петров и др., 1990).

Архейские образования кратона перекрываются палео- и неопротерозойскими осадочно-вулканогенными и осадочными образованиями и секутся палеопротерозойскими и палеозойскими дайковыми комплексами базитов. Палеопротерозойские тектоно-термальные процессы не привели к существенным нарушениям K-Ar и Ar-Ar изотопных систем в породах структуры: возраст амфиболов и мусковитов – 2650–2900 млн лет, хотя отмечается 1650–1850 млн лет (Геохронологические..., 1972; de Jong et al., 1996, 1998). Эти данные позволяют интерпретировать эту провинцию как неоархейский кратон.

Основные черты геологического строения Фенноскандинавского щита

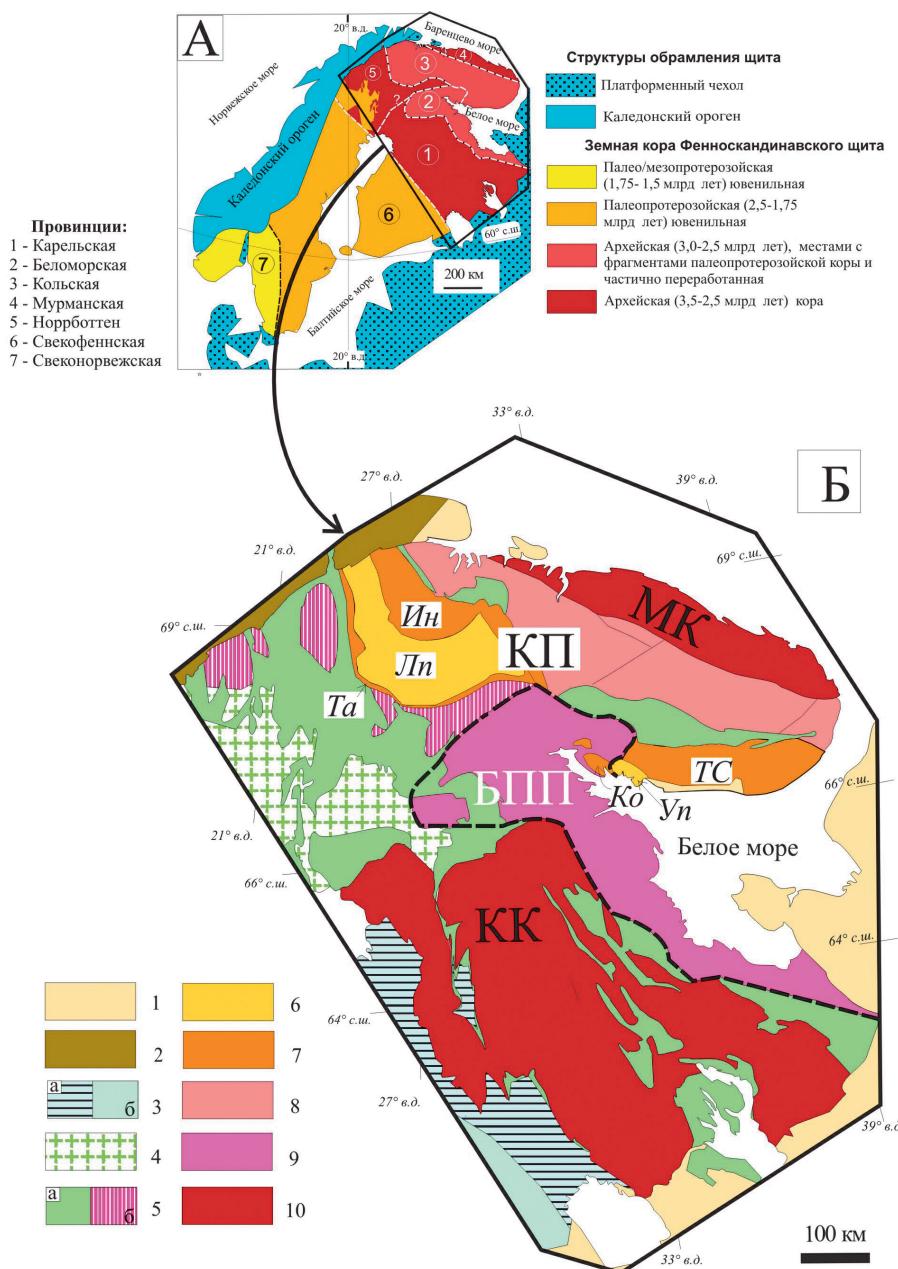


Рис. 3. Схема тектонического районирования Фенноскандианавского щита (А) и главные тектонические единицы его восточной части (Б) (Слабунов и др., 2006г с дополнениями, с использованием: Балаганский, 2002; Объяснительная..., 1994; Пожиленко и др., 2002; Daly et al., 2006; Koistinen et al., 2001; Korsman et al., 1997; Lahtinen et al., 2005, 2008; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005; Slabunov et al., 2006а)

Б. 1 – осадочный чехол из фанерозойских и неопротерозойских образований; 2 – каледонский ороген; 3–4 – Свекофенеский палеопротерозойский (2,0–1,77 млрд лет) ороген; 3 – орогенные комплексы: а – надвинут на архейский фундамент, местами перекрытый раннепалеопротерозойскими образованиями, б – без признаков архейского фундамента; 4 – позднеорогенные гранитоиды (1,84–1,8 млрд лет) с признаками (ϵ_{Nd} (1,84) = -8) контаминации архейским веществом; 5 – архейские комплексы в областях палеопротерозойских бассейнов: а – перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями, б – выходы архейских комплексов провинции Норрботтен; 6–8 – Кольская провинция (КП); 6 – коллизионная сутура палеопротерозойского (2,3–1,91 млрд лет) Лапландско-Кольского коллизионного орогена – Лапландский (Лп) и Умбинский (Уп) гранулитовые пояса; 7 – коллажи тектонических пластин, сложенных палеопротерозойскими и архейскими комплексами (террейны Инари (Ин) и Терско-Стрельнинский (ТС), коллизионные пояса-меланжи Танаэльв (Та) и Колвицкий (Ко)); 8 – террейны, сложенные архейскими комплексами, неравномерно преобразованными в палеопротерозое; 9 – Беломорский подвижный пояс (БПП) – неоархейский коллизионный ороген, переработанный палеопротерозойскими процессами рифтогенеза и орогении (границы показаны пунктиром); 10 – неоархейские Карельский (КК) и Мурманский (МК) кратоны

Кольская провинция (подвижный пояс, коллаж террейнов) (рис. 3) – это сложный тектонический ансамбль, сформировавшийся в палеопротерозое в связи с развитием Лапландско-Кольского орогена (Балаганский, 2002; Балаганский и др., 1998, 2006; Daly et al., 2001, 2006) или Кольского коллизиона (Митрофанов и др., 1997; Geology..., 1995). Структура состоит из террейнов (рис. 4) с различным строением и предысторией: Центрально-Кольского, Колмозеро-Воронья, Лапландского, Умбинского, Терско-Стрельнинского, Сосновского, Инари, Колвицкого и Танаэлв (Балаганский, 2002). В составе ряда из них установлены архейские зеленокаменные, сланцевые, парагнейсовые, гранулитовые, гранитогнейсовые и дайковые комплексы, претерпевшие разные структурно-метаморфические преобразования в архее и палеопротерозое. Наиболее полно они представлены в Кольско-Норвежском, Колмозеро-Воронья, Кейвском и Сосновском террейнах Центрально-Кольского супертеррейна. Он рассматривается как Кольская гранулит-зеленокаменная (Митрофанов и др., 1986) или гранит-зеленокаменная (Докембрийская..., 1992) область, а его Кольско-Норвежский террейн – как архейская гранулито-гнейсовая область (Авакян, 1992; Марков и др., 1987). Беломорский подвижный пояс непосредственно граничит по системе палеопротерозойских (2,0–1,75 млрд лет) разломов с Лапландско-Кольской (Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2001, 2006; Geology..., 1995) коллизионной сутурой, структурами Центрально-Кольской, Инари и Терско-Стрельнинской (рис. 3, 4). Две последние состоят как из неоархейских, так и из ювенильных палеопротерозойских пород. Кольская и Беломорская провинции в палеопротерозойское время являлись элементами Лапландско-Кольского палеопротерозойского орогена (Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2001, 2006).

Беломорский подвижный пояс располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией (рис. 3) и принципиально отличается от них тем, что это сложно и интенсивно складчатая структура полицикличного развития, породы которой неоднократно метаморфизованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления как в архее, так и в протерозое (Володичев, 1972, 1975, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Сыстра, 1978). Он хорошо выделяется в геофизических полях; в частности, характеризуется высокими значениями силы поля тяжести (Земная кора..., 1978; Строение..., 1983). По данным сейсмического профилирования, полученным в последнее время, границы пояса с Карельским кратоном на З – ЮЗ и с террейнами Кольской структуры на С – СВ представляют собой полого погружающиеся на СВ отражающие поверхности (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2004; Минц и др., 2007б; Сейсмогеологическая..., 1998; Pilipenko et al., 1999). Обе границы интерпретируются как зоны палеопротерозойских надвигов, по которым Беломорский пояс надвинут на Карельский кратон, а на него, в свою очередь, надвинуты терреины Кольской провинции (Минц и др., 2001а, б, 2002, 2007а, б; Сейсмогеологическая..., 1998).

На космических снимках в пределах Беломорского подвижного пояса дешифрируются сеть линеаментов и серия кольцевых структур (рис. 5, врезка), общий рисунок которых отличается от такового в сопряженных структурах.

Слагающие Беломорский подвижный пояс образования – беломорский комплекс (серия) – до последнего времени традиционно рассматривались как толща древнейших (саамских) глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород (Стенар, 1987; Сыстра, 1991; Шуркин и др., 1962; Stenar, 1988). Предполагалось либо синклиниорное (Стенар, 1972; Шуркин и др., 1962), либо моноклинальное (Горлов, 1967 и др.) строение Беломорского пояса. В зависимости от точки зрения на его строение в составе беломорской серии выделялись (снизу вверх) либо керетская, хетоламбинская, лоухская, чупинская, княжегубская, кайтатундринская, кандинская и енская свиты (Шуркин и др., 1962), либо котозерская, чупинская, хетоламбинская, крутогорская, енская, кассинская, реколатвинская и сейтинская (Горлов, 1967). Н. В. Горлов выделял также в западной части беломорид породы фундамента беломорской серии, слагающие ядра купольных структур.

Основные черты геологического строения Фенноскандинавского щита

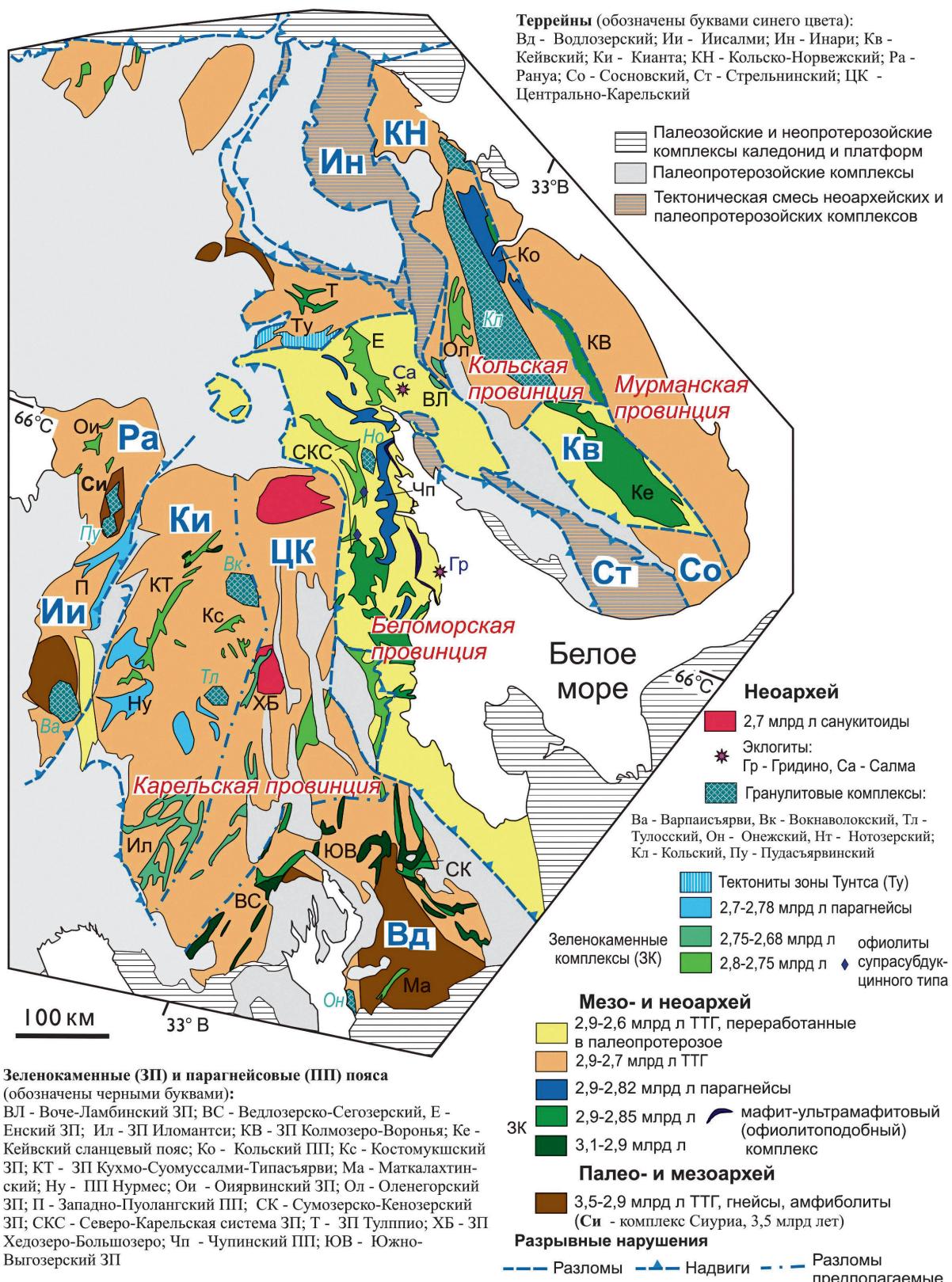


Рис. 4. Главные структуры архея Фенноскандинавского щита (составлен на основе: Слабунов и др., 2006г; Hölttä et al., 2008; Slabunov et al., 2006а с использованием: Балаганский, 2002; Объяснительная..., 1994; Пожиленко и др., 2002; Светов, 2005; Daly et al., 2006; Käpyaho et al., 2006; Koistinen et al., 2001; Kontinen et al., 2007; Korsman et al., 1997; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005)

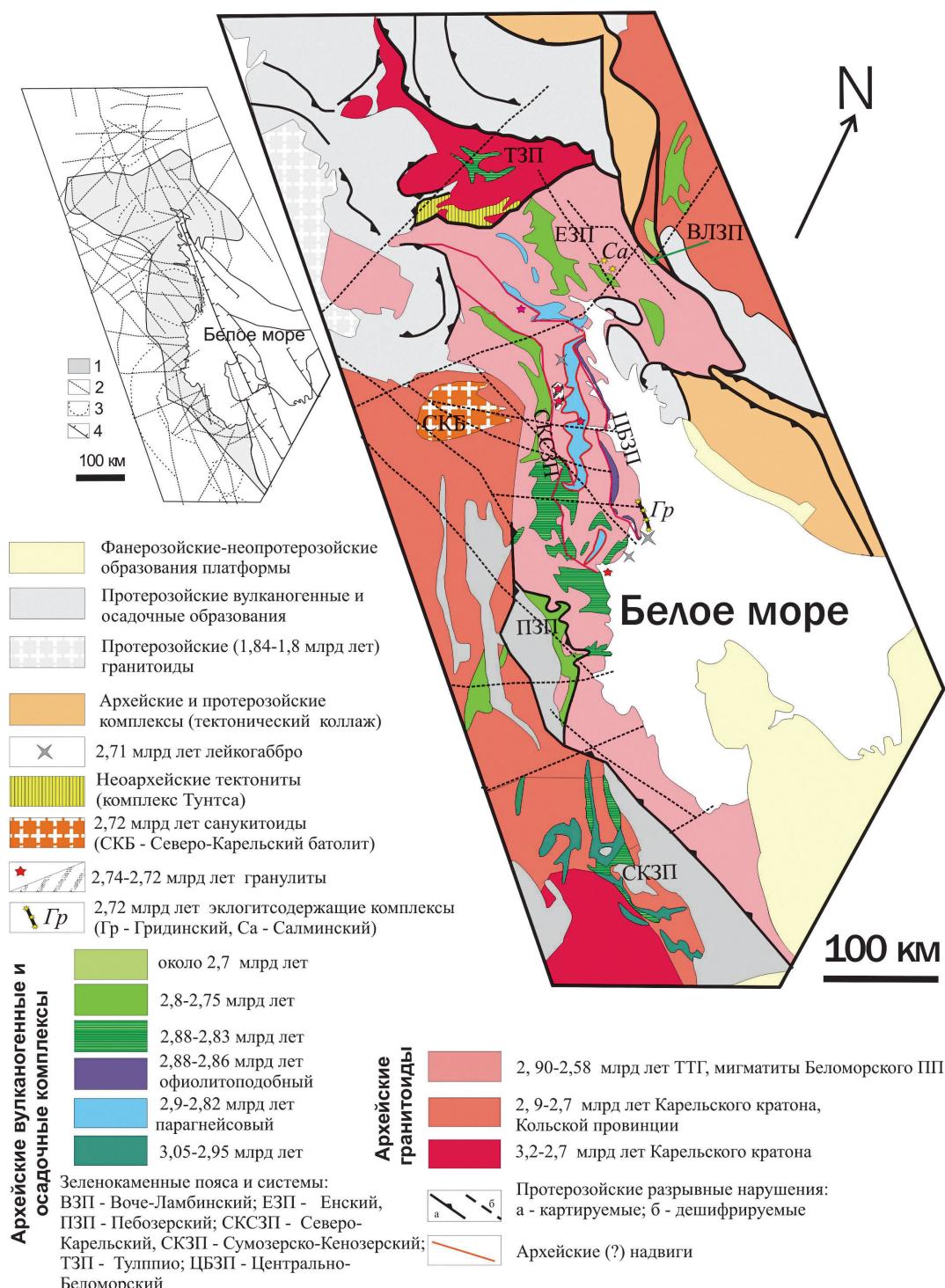


Рис. 5. Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур (Слабунов, 2005 с дополнениями, с использованием: Балаганский, 2002; Миллер и др., 2002, 2005; Объяснительная..., 1994; Сыстра, 1991; Evins et al., 2002; Geology..., 1995; Juopperi, Vaasjoki, 2001; Koistinen et al., 2001)

На врезке: схема дешифрирования космоснимков территории Беломорского подвижного пояса и смежных районов (с учетом материалов: Балуев и др., 2000; Казанин и др., 2006; Пржиялговский, 1991; Терехов, 1986; Przhijalgovski, Terehov, 1995):

1 – Беломорский подвижный пояс; 2 – линеаменты – предполагаемые разломы; 3 – контуры кольцевых структур;
4 – фанерозойские сбросы рифтовых грабенов

Существовало представление и об одновозрастности беломорской серии и лопийских (мезо- и неоархейских) зеленокаменных комплексов Карельской гранит-зеленокаменной области (Богданов и др., 1964; Робонен, 1974 и др.). Именно последняя гипотеза получила подтверждение, когда были получены первые U-Pb по цирконам изотопные датировки пород Беломорья (Тугаринов и др., 1970) и особенно при более детальных работах геологов и геохронологов (Бибикова, 1989; Бибикова и др., 1993, 1995а, 1997а, б, 1999б, 2003а, 2004; Кожевников, 1992; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995; Степанов, Слабунов, 1989; Тугаринов, Бибикова, 1980; Bogdanova, Bibikova, 1993).

Совокупность имеющихся в настоящее время данных позволяет интерпретировать структуру Беломорского подвижного пояса как сложный тектонический коллаж (Миллер, 1997б, 2002; Миллер, Милькевич, 1995), состоящий из отдельных пластин, которые сложены разновозрастными породами, часто сформированными в разных геологических обстановках (рис. 4, 5). Коллажированная природа структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса (Кожевников, 1992, 2000; Щипанский и др., 2001 и др.) также согласуется с этими представлениями. Существенную, а, возможно, и решающую роль в формировании структуры Беломорского подвижного пояса играют неоархейские (2,72–2,7 млрд лет) тектонические покровы (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 1988, 1997б; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер и др., 2002). Найдки фрагментов неоархейских зон меланжа, маркирующих надвиги (Сибелев и др., 2002, 2006; Травин, 2002; Травин, Сибелев, 2002), в западной части Беломорского подвижного пояса хорошо согласуются с данной моделью. Структура пояса была существенно усложнена палеопротерозойскими тектоническими событиями (Балаганский, 2002; Володичев, 1990; Колодяжный, 2006; Терехов, 2003 и др.).

Значительный прогресс в исследовании Беломорского пояса связан с использованием петрогохимических методов для оценки геодинамических обстановок формирования супракrustальных комплексов (Кожевников, 1992, 2000; Кожевников, Белоусов, 1987; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995; Слабунов, 1994). Благодаря проведению палеогеодинамических реконструкций В. Н. Кожевниковым (1992, 2000) была разработана плейтектоническая модель формирования зеленокаменных структур, в том числе Беломорской провинции. А. И. Слабунов (1993б) считал ранее, что Керетский зеленокаменный пояс развивался в режиме рифта, однако позднее, при получении новых данных, эту точку зрения пришлось изменить и разработать новую геодинамическую модель, согласующуюся с фактическим материалом (Бибикова и др., 1999б; Slabunov, Bibikova, 2001).

Наблюдаемая в настоящее время граница Беломорского подвижного пояса со смежными структурами окончательно сформировалась в палеопротерозое (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Slabunov, 2001 и др.). Этот вывод хорошо согласуется со структурно-геологическими данными (Сыстра, 1991; Щипцова, 1997ф) и результатами исследования U-Pb возраста сfenов и рутилов в восточной части Балтийского щита (Бибикова и др., 1999а; Фузган и др., 2006; Bibikova et al., 2001b). Последние показали, что все изученные сfenы из пород Беломорского подвижного пояса, вне зависимости от их состава, возраста и структурного положения, имеют протерозойский возраст в интервале 1,92–1,75 млрд лет (рис. 6). При этом установлена определенная закономерность в распределении изотопных возрастов: в направлении с СВ от Лапландско-Колвицкой коллизионной зоны на ЮЗ к границе с Карельским кратоном возрасты сfenов уменьшаются от 1,92 млрд лет до 1,8 млрд лет. Непосредственно в зоне сочленения с Карельским кратоном они составляют 1,8–1,75 млрд лет (рис. 6). Возраст сfenов резко с 1888 млн лет до 2540–2683 млн лет меняется и на границах Беломорской провинции (рис. 6). Разница между возрастом сфена и рутила в различных частях Беломорского пояса различна. Если в большинстве районов Беломорья она составляет около 100 млн лет, то в зоне сочленения с Карельским кратоном и вблизи ее она снижается до 30–10 млн лет. Как было отмечено, возраст рутилов почти повсеместно колеблется в интервале 1760 ± 20 млн лет.

Это свидетельствует о том, что все породы Беломорского подвижного пояса, включая зону сочленения с Карельским кратоном, в этот период остывали до 450 °С. В то же время все проанализированные сфены из пород Карельского кратона имеют архейский возраст в интервале 2,87–2,65 млрд лет, это означает, что Карельский кратон не испытывал начиная с 2,65 млрд лет термального воздействия выше температуры закрытия U-Pb изотопной системы сферов, т. е. около 650–700 °С (Бибикова и др., 1999а).

В составе Беломорского подвижного пояса, сложенного преимущественно неоархейскими гранитогнейсами, существенная роль принадлежит глубокометаморфизованным зеленокаменным и парагнейсовым комплексам (рис. 5). Первые из них слагают в юго-западной части структуры Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов (СКСЗП) и Пебозерский зеленокаменный пояс (объединяемые (Вулканизм..., 1981) в Паандово-Тикшозерский зеленокаменный пояс), в центральной – Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс, в северной – зеленокаменные пояса Енкий, а на границе с Кольским блоком – Воче-Ламбинский. Время формирования зеленокаменных комплексов в составе поясов оценивается в 2,88–2,83, 2,8–2,76 млрд лет и наиболее вероятно около 2,7 (не древнее 2,81 и не моложе 2,66) млрд лет, о чем более подробно см. в гл. 2. Метаосадочные образования слагают Чупинский парагнейсовый пояс, вытянутый вдоль осевой линии Беломорского подвижного пояса (рис. 4, 5). Обломочная часть Гридинского эклогитсодержащего комплекса (Володичев и др., 2004; Слабунов, Володичев, 2002; Слабунов и др., 2005) сложена эклогитами, амфиболитами, парагнейсами, ультрабазитами и другими породами (см. гл. 6).

Среди габброидов Беломорского подвижного пояса, секущих в том числе и эклогитсодержащий меланж, удалось выделить неоархейские лейкогаббро (Слабунов и др., 2006г, д, 2008; Степанова и др., 2008).

Одними из характернейших и своеобразных типов пород Беломорского подвижного пояса являются палеопротерозойские друзиты, слагающие многочисленные интрузии (рис. 7). Они имеют важное значение для расшифровки архейской истории, так как, с одной стороны, являются надежным репером при геологическом картировании, а с другой – позволяют оценить состояние коры региона после завершения неоархейского тектогенеза. Важнейшая петрографическая особенность друзитов – наличие сложных полифазных коронарных (друзитовых) структур (Степанов, 1981). Выделяются друзиты основного, ультраосновного и реже среднего состава. Среди них выделяется, по крайней мере, три разновозрастных комплекса: габбро-анортозитов, лерцолитов – габроноритов и коронитовых габбро (Степанов, 1981). В составе друзитов могут быть и неоархейские, кроме указанных выше лейкогаббро, группы габброидов (Володичев, 2002в), формационная природа и изотопно-геохронологический возраст которых пока не определены. Наиболее ранние из идентифицированных друзитов представлены комплексом габбро-анортозитов (Степанов, 1981; Stepanov, Stepanova, 2001), формирующим ряд крупных массивов (Котозерский, Пежостровский, Нижне-Поповский). Относительно древний геологический возраст габбро-анортозитов определяется тем, что они секутся интрузиями комплекса лерцолитов – габроноритов (Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1989). Магматические цирконы из габбро-анортозитов имеют U-Pb возрасты 2,44 млрд лет (Пежостровский массив; Alexejev et al., 2000, хотя в них отмечены более древние, вероятно, захваченные зерна циркона; Сергеев и др., 1999) и 2,45 млрд лет (Колвицкий массив; Mitrofanov et al., 1995).

Комплекс лерцолитов – габроноритов имеет наибольшее среди друзитов распространение в пределах Беломорского подвижного пояса (рис. 7). В настоящее время датированы Ковдозерский (2440 ± 10 млн лет – по цирконам (Zr), традиционный метод, Ефимов, Каулина, 1997), Шобозерский (2435 ± 5 млн лет – Zr, NORDSIM, Слабунов и др., 2001), Кийостровский (2441 ± 51 ($2436,8 \pm 4,5$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) млн лет – Zr, SHRIMP-II, Слабунов и др., 2006б) и Варацкий (2410 ± 10 млн лет – Zr, NORDSIM, Бибикова и др., 2004) массивы. По времени формирования данному комплексу близки габбро-диориты массива Толстик (2434 ± 7 млн лет; Bogdanova, Bibikova, 1993) и габронориты массива Жемчужный (2460 ± 9 млн лет; Балаганский и др., 1997).

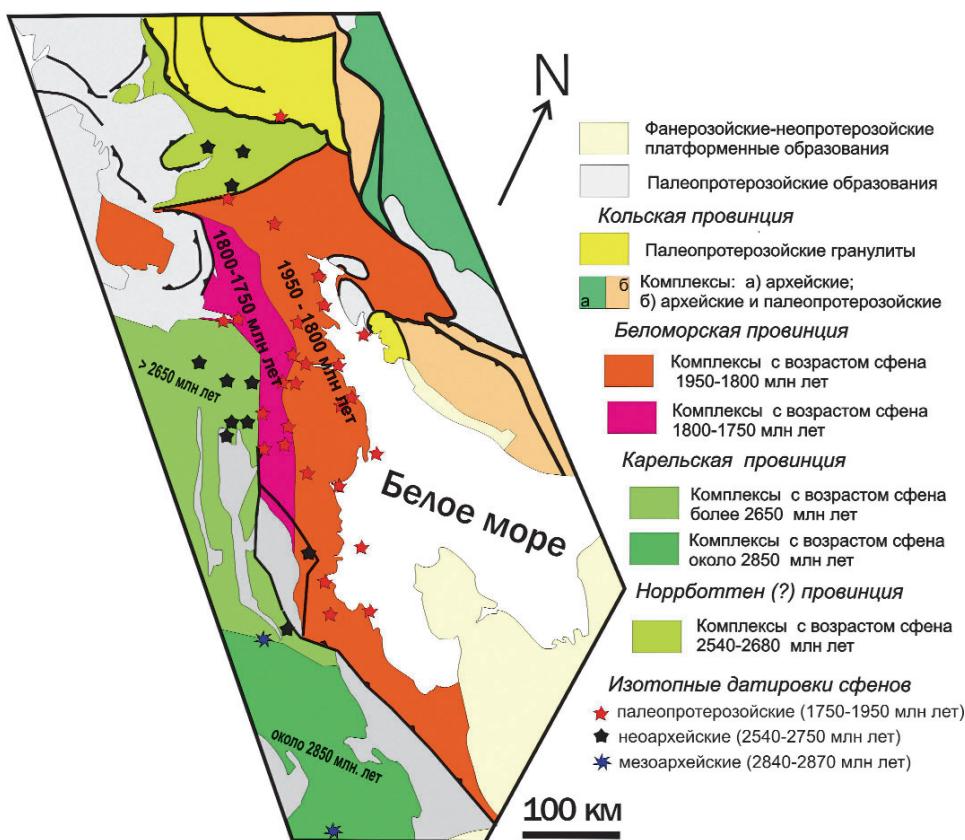


Рис. 6. Районирование Беломорской провинции и сопряженных территорий по возрасту сференов (Бибикова и др., 1999а; Bibikova et al., 2001b с дополнениями по: Фузган и др., 2006; Juopperi, Vaasjoki, 2001)

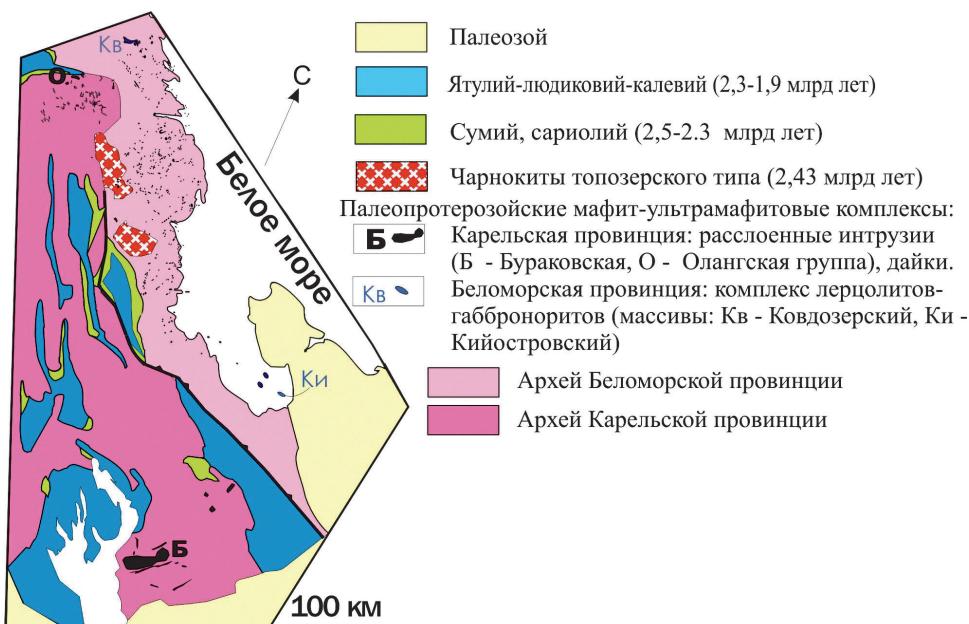


Рис. 7. Схема распространения палеопротерозойского (около 2,4 млрд лет) комплекса лерцолитов – габброноритов в Беломорской провинции и их возрастных аналогов в прилегающей части Карельской провинции Фенноскандинавского щита (Сланбунов и др., 2006б на базе: Степанов, 1981, с учетом данных: Куликов и др., 2005)

Петрология комплекса рассмотрена в ряде работ (Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1989; Шарков, 2006; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Важнейшей петрографической особенностью пород комплекса является, как отмечено выше, наличие сложных коронарных (друзитовых) структур. Ранняя их генерация сформировалась в результате субсолидусной реакции *оливин + плагиоклаз = ортопироксен + клинопироксен ± шпинель*, которая протекает при условиях $P > 8\text{--}9$ кбар и $T = 700\text{--}800$ °C (Степанов, 1981). Позднее формируются гранатсодержащие каймы. Кроме того, в друзитах (в частности, в массиве Толстик) фиксируются минеральные парагенезисы, которые позволяют оценить условия их метаморфического преобразования ($P = 11\text{--}12$ кбар, $T = 700\text{--}710$ °C; Bogdanova, 1996). В районе с. Гридино установлены эклогиты с возрастом не менее $2416 \pm 1,3$ млн лет (Слабунов и др., 2003), образовавшиеся по габброидам этого комплекса (Володичев и др., 2005а). Они состоят из граната (46% пиропа, 15% грессуляра) и омфацита (20% жадеита), которые образовались при $P = 12\text{--}13$ кбар и $T = 720\text{--}740$ °C (Володичев, 1990; Володичев и др., 2005а; Volodichev, Slabunov, 2007).

Породы комплекса относятся к высокомагнезиальным, высокохромистым толеитам с повышенным содержанием SiO_2 . Для них характерны низкие содержания TiO_2 и P_2O_5 , дифференцированное распределение РЗЭ (содержание легких РЗЭ (ЛРЗЭ) превышает хондритовое в 20–50 раз, а тяжелых (ТРЗЭ) – в 2–10 раз), а также отрицательные значения ϵ_{Nd} . Особенности химического состава этого комплекса и их латеральные вариации (Рыбаков и др., 1999; Шарков и др., 2000; Slabunov, Stepanov, 1996) указывают на связь основного магматизма Беломорского подвижного пояса в период 2,46–2,36 млрд лет с воздействием мантийного плюма.

Наиболее молодые друзиты представлены комплексом коронитовых габбро (гранатовые габбро по В. С. Степанову, 1981) и относятся к Fe-толеитовой серии. Магматическая стадия формирования интрузий комплекса оценивается в 2115 ± 25 млн лет (Степанова и др., 2003; Slabunov et al., 2001), что хорошо согласуется с геологическими данными, согласно которым эти интрузии имеют секущие контакты с массивами лерцолитов – габроноритов (Степанов, 1981).

Данный комплекс объединяет многочисленные метаморфизованные дайки и малые интрузивные тела. Характерной их особенностью является повсеместное развитие коронарных структур, представляющих собой реакционные каймы на границе зерен плагиоклаза и клинопироксена. Внешняя часть кайм сложена ксеноморфным гранатом, внутренняя – тонкозернистым кварц-роговообманковым агрегатом гранобластовой структуры. В породах отмечаются реликты габбровой и офитовой структур.

Коронитовые габбро отличаются относительно низким содержанием MgO (<7,5%) и повышенным содержанием суммарного железа (>12%) и TiO_2 (>1%), что позволяет классифицировать их как высокожелезистые толеиты (Степанова и др., 2003). Наиболее близкими их аналогами являются континентальные платобазальты (низко-Ti-Zr разновидности). Характер распределения РЗЭ ($\text{Ce}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} = 2,14$; $\text{Sm}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} = 1,55$; $\text{Tb}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} = 0,97$) свидетельствует о том, что родоначальные магмы формировались путем плавления мантийного источника, не содержащего гранат, т. е. при давлениях, не превышающих 25 кбар. Дальнейшая эволюция магм предполагает фракционную кристаллизацию при преимущественном оливиновом контроле с незначительным участием клинопироксена. После солидификации этих пород произошли метаморфические изменения (формирование коронарных структур) при $P = 5\text{--}6$ кбар и $T = 650$ °C.

Коронитовые габбро являются интрузивными аналогами ятулийских платобазальтов и роев мафических даек Карельского кратона и отражают продолжение развития палеопротерозойского рифтогенеза земной коры Фенноскандинавского щита (Степанова и др., 2003; Nykanen et al., 1994).

Архейские структурно-вещественные комплексы Карельского кратона и Кольской провинции необходимо охарактеризовать более подробно, так как часть из них коррелируется с образованиями Беломорского подвижного пояса, расположенного между ними (рис. 4, 5).

Большая часть кратона (~80%), как уже отмечалось, сложена гранитогнейсами, среди которых залегают зеленокаменные, парагнейсовые и гранулитовые комплексы. В составе Карельского кратона выделяется пять относительно крупных террейнов (рис. 4): Водлозерский, Центрально-Карельский, Кианта (в его составе – Западно-Карельский или Иломантси-Вокнаволок), Иисалми, Рануа (Слабунов и др., 2006г; Лобач-Жученко и др., 2000; Hölttä et al., 2008; Slabunov et al., 2006a; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2004). Три небольших террейна (Помокайра, Ропи и Муонио, по: Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005), вероятно, составляют кратон Норрботтен (рис. 3, А), хотя этот вопрос требует специального изучения и пока не решен. В Кольской провинции выделяются террейны: Кольско-Норвежский, Кейвский, Сосновский и Колмозеро-Воронья (Балаганский, 2002; Слабунов и др., 2006г). Террейны различаются возрастом и составом слагающих их пород.

В пределах Карельского кратона палеопротерозойские осадочные и вулканогенные комплексы часто с угловым несогласием и корами выветривания перекрывают древние образования, они, как правило, метаморфизованы и деформированы менее интенсивно, чем архейские (Геология..., 1987). При детальных исследованиях в отдельных зонах устанавливаются структурные показатели деформаций и тектонического течения горных масс кратона в палеопротерозое (Володичев, 1997, 2002а, б; Колодяжный, 2006; Леонов и др., 2001; Сыстра, 1991).

Зеленокаменные и парагнейсовые комплексы

Метаморфизованные вулканогенные и осадочные (супракrustальные) комплексы слагают, главным образом, зеленокаменные и парагнейсовые пояса. Это сложные и, как правило, коллажированные структуры, состоящие из одного или нескольких зеленокаменных комплексов, часто различающихся по возрасту (Слабунов и др., 2006г). Выделяются также сланцевые пояса – структуры, в которых, так же как и в парагнейсовых, преобладают осадочно-вулканогенные и осадочные породы и кислые вулканиты, но степень сохранности первичных текстур и структур лучше.

В Карельской провинции (рис. 4) в состав *Водлозерского террейна* входят зеленокаменные пояса: Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и Маткалахтинский, причем первые два состоят из двух разновозрастных зеленокаменных комплексов. В состав *Центрально-Карельского террейна* входят Хедозерско-Большозерский и Гимольский зеленокаменные пояса. Террейн Кианта включает зеленокаменные пояса Кухмо-Суомусалми-Типасъярви, Костомукшский, зеленокаменный (сланцевый) пояс Иломантси и парагнейсовый пояс Нурмес. В составе *террейна Иисалми* выделяется парагнейсовый пояс Западная Пуоланка. Плохо обнаженный *террейн Рануа* содержит малоизученный зеленокаменный пояс Оиярви.

В Кольской провинции (рис. 4) *Кольско-Норвежский террейн* содержит Оленегорский зеленокаменный пояс, сложенный одним зеленокаменным комплексом, и Кольский парагнейсовый пояс. В составе *Кейвского террейна* выделяется Кейвский сланцевый пояс. *Террейн Колмозеро-Воронья* состоит, главным образом, из одноименного зеленокаменного комплекса, с ним связываются также древние габброиды. В *Сосновском террейне* зеленокаменные пояса не установлены.

До недавнего времени вулканогенные образования волоцкой толщи Водлозерского террейна (Куликова, 1993), представленные метакоматитами и шаровыми метабазальтами, считались древнейшими супракrustальными образованиями на щите и относились к палеоархейским на основании оценки их Sm-Nd изохронного возраста (по породам в целом) в 3391 ± 16 млн лет (Пухтель и др., 1991). Однако последующие более детальные Sm-Nd изотопные исследования, дополненные данными Os-Re и Pb-Pb систематики этих пород, показали, что данный комплекс сформировался в мезоархее – около 2,9 млрд лет назад (Puchtel et al., 2007). К наиболее древним супракrustальным образованиям кратона, вероятно, относятся некоторые компоненты водлинского гнейсового комплекса Водлозерского террейна. Этот гнейсовый комплекс

представлен неоднократно мигматизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, состав которых соответствует средне-кислым вулканитам известково-щелочной серии. Составной частью комплекса являются также амфиболиты, сопоставимые по петрогохимическим характеристикам с базитами известово-щелочной серии и представляющие собой, вероятно, фрагменты даек (Лобач-Жученко и др., 1989б; Ранний..., 2005). Гнейсы отличаются от остальных кислых пород домена повышенной магнезиальностью, слабодифференцированным распределением РЗЭ. В гнейсах ранняя генерация цирконов имеет возраст (SHRIMP-II) 3240 ± 15 млн лет, а поздняя (метаморфогенная) – 3153 ± 5 млн лет, в сильно мигматизированных разностях отмечены также цирконы с возрастом 2845 ± 6 млн лет (Сергеев и др., 2007). В амфиболитах древние и, наиболее вероятно, ксеногенные цирконы имеют возраст $3238,6 \pm 9,3$ млн лет и, соответственно, характеризуют возраст пород рамы (метавулканитов (?)) известково-щелочной серии), а поздние (магматогенные) – 2980 ± 12 млн лет – отвечают времени внедрения даек (Сергеев и др., 2007).

Мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы с возрастами 3,1–2,9; 2,9–2,82; 2,82–2,75 и 2,75–2,65 млрд лет входят в состав поясов. Возраст парагнейсовых (сланцевых) комплексов – 2,9–2,82 и 2,75–2,65 млрд лет (Слабунов и др., 2006в, г; Slabunov et al., 2006а).

Период 3,1–2,9 млрд лет

Породы этого возраста известны в Ведлозерско-Сегозерской, Южно-Выгозерской, Сумозерско-Кенозерской и Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви зеленокаменных системах Карельской провинции. Как правило, их контакты с более молодыми комплексами являются тектоническими. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья Кольской провинции сложен, главным образом, зеленокаменным комплексом, сформировавшимся в период 2,9–2,82 млрд лет, но с ним связываются фрагментированные тела мезоархейских (2925 ± 6 млн лет, Куряшов и др., 1999) габбро-анортозитовых массивов (Патчеварекский и др.), которые залегают среди гранитоидов Мурманской провинции вблизи пояса (Минц и др., 1996).

В самой северной части зеленокаменной системы **Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви** к рассматриваемой группе (с возрастом 2966 млн лет) принадлежат вулканиты (с преобладанием андезитов адакитового ряда) Луома (Korppoinen, Tuokko, 1988).

Ведлозерско-Сегозерская система зеленокаменных поясов (СЗП) расположена на западной окраине Водлозерского террейна (рис. 4) и состоит из двух разновозрастных комплексов. Более древний из них включает две ассоциации, возникшие в интервале 3,05–2,95 млрд лет (Геология..., 1978; Зеленокаменные..., 1988; Светов, 2005):

1. Базальт-андезит-дацитовая ассоциация наиболее полно представлена в Чалкинской зоне (северная часть Хаутаваарской структуры). Она включает подушечные и миндалекаменные лавы, кластоловы, разнообразные туфы, некки и дайки, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации (общая мощность 2,5 км). Возраст субвулканических андезидицитов равен 2995 ± 20 млн лет (Сергеев, 1989), лав андезитов – 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994), даек и штоков андезитов – 3000 ± 40 и 3020 ± 10 млн лет (Pb-Pb метод по породам; Лобиков, 1982).

Породы принадлежат к дифференцированной известково-щелочной серии с нормальной щелочностью. Вулканиты имеют Na специфику, повышенные содержания Sr, Ni в первичных выплавках и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах, отношения $Sr/Y < 12$, $Ce/Nb < 4,5$; $Th/Nb < 0,72$ в них типичны для островодужных серий. Они обогащены ЛРЗЭ ($(La/Sm)_N = 1,7$), с выполнаживанием в области ТРЗЭ: $(Gd/Yb)_N = 1,3$. Субвулканиты относятся к адакитам. По совокупности характеристик данная ассоциация является реликтом древнейшей на щите островной вулканической дуги (Светов, 2005).

2. Коматиит-базальтовая ассоциация развита в структурах Хаутаваара, Койкары, Паласельга и Совдозеро (Светов, 1997) и имеет Sm-Nd возраст (изохrona по породам) 2921 ± 55 млн лет

при $\varepsilon_{Nd}(t) = +1,5$ (Svetov et al., 2001). Верхний возрастной предел определяют рвущие ее дайки дацитов – 2935 ± 15 млн лет (Бибикова, Крылов, 1983) и 2860 ± 15 млн лет (Самсонов и др., 1996), а также габбро-диориты – 2890 ± 40 млн лет (Сергеев и др., 1983).

Разрез данной толщи имеет мощность до 2,7 км, и в его составе доминируют пироксенитовые и базальтовые коматиты и базальты. Они представлены разнообразными лавами, включая подушечные и со структурами спинифекс; объем прослоев пирокластических фаций не более 5% (Светова, 1988; Svetov et al., 2001). Комагматы представлены магнезиальными габбро и серпентинизированными ультрабазитами. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. По отношениям $CaO/Al_2O_3 \approx 0,8$; $Al_2O_3/TiO_2 \approx 22$, распределению малых элементов и РЗЭ ($(Gd/Yb)_N = 0,99–1,10$) коматиты относятся к Al-недеплетированному типу. В отличие от лав туфы коматитов имеют пониженные количества Al_2O_3 (<8 мас. %), более высокие – CaO (7–9 мас. %) и низкие – щелочей при сходном распределении РЗЭ. Ассоциация маркирует спрединговый режим в задуговом бассейне, который был инициирован подъемом мантийного плюма (Светов, 2005).

Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс. Шилосская структура сложена, главным образом, базальтами (включая подушечные) с единичными прослойями коматитовых базальтов и агломератовых туфов (Лобач-Жученко и др., 1999; Ранний..., 2005). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фаций и сложно деформированы. Для базальт-коматитовой ассоциации известны возрасты 2915 ± 30 (Лобач-Жученко и др., 1999) и 3054 ± 84 (Самсонов и др., 1996) млн лет. Базальты прорваны габброидами, тоналитами и кислыми дайками. Базальты относятся к толеитовой серии и отличаются повышенным содержанием Cr (250–500 г/т) и Ni (100–150 г/т). По содержанию РЗЭ они разделяются на две группы: (1) обедненные ЛРЗЭ и (2) со слабодифференцированным распределением РЗЭ. Величина $\varepsilon_{Nd}(t) = +1,6$ предполагает происхождение ассоциации из деплетированной мантии и отсутствие коровой контаминации. Ее формирование связывается с воздействием мантийного плюма (Лобач-Жученко и др., 1999).

Сумозерско-Кенозерская СЗП. Каменнозерская структура (Вулканализ..., 1981; Коматиты..., 1988) – одна из наиболее хорошо изученных в составе Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов. В ее составе выделено два разновозрастных тектонически совмещенных комплекса: древний (2916 ± 117 млн лет; Сочеванов и др., 1991) коматит-базальтовый и более молодой (2875 ± 2 млн лет), состоящий из базальт-андезит-дацитовой ассоциации и субвулканических тел адакитов (Puchtel et al., 1999).

Породы базальт-коматитового комплекса представлены преимущественно подушечными лавами толеитовых базальтов, массивными и дифференцированными лавами коматитов со структурами спинифекс, а также подчиненным количеством кислых вулканитов, вулканогенно-осадочных пород и графитистых сланцев. Вулканиты прорваны серией даек габбро, кислых вулканитов, а также гранитами. С коматитами здесь связаны медно-никелевые рудопроявления (Металлогения..., 1999).

По особенностям состава коматиты (сод. $MgO = 27,3–43,3$ мас. %) относятся к группе Al-недеплетированных, базальты – к толеитам, они обеднены легкими РЗЭ ($La/Sm)_N = 0,70$ (коматиты), 0,68 (базальты), имеют высокие содержания Nb, $\varepsilon_{Nd}(t) = +2,7 \pm 0,3$. Указанные петрогохимические характеристики пород данного комплекса позволяют сопоставлять его с комплексами океанических плато (Puchtel et al., 1998, 1999).

Период 2,9–2,82 млрд лет

В Карельском кратоне зеленокаменные комплексы этого возраста известны в поясах, обрамляющих ядро Водлозерского террейна (Ведлозерско-Сегозерском, Сумозерско-Кенозерском и Южно-Выгозерском). В Кольской провинции в этот период сформировались породы зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, Кейвского сланцевого и Кольского парагнейсового

поясов. К этой генерации вулканогенных и осадочных комплексов принадлежат, вероятно, и образования зеленокаменного пояса Туллпио.

Ведлозерско-Сегозерская СЗП. Наиболее полный разрез вулканитов этого возрастного уровня описан в Койкарской структуре. Янишская палеовулканическая постройка этой структуры (ее радиус оценивается до 1,5 км) образована лавобрекчиями, лавами, глыбовыми агломератовыми туфами; выделяются также субвулканические дациты (подводящий канал). Отмечены хемогенные силициты и ритмы, отлагавшиеся в кратерном озере. По периферии палеовулкана развиты туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты и хемогенные силициты (Светова, 1988). Субвулканические тела сложены дацитами и риолитами. Возраст янишских кислых вулканитов равен 2860 ± 15 млн лет (Самсонов и др., 1996), хаутаваарских дацитов – 2854 ± 14 млн лет (Сергеев, 1989) и даек риолитов – 2862 ± 45 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Для андезидацитов были характерны лавово-эксплозивные излияния в субаэральных обстановках с относительно подчиненной ролью лав (Светова, 1988).

Согласно (Светов, 2005), вулканиты относятся к Na серии ($K_2O/Na_2O = 0,39$); SiO_2 варьирует от 52 до 76 мас.%. Отношения РЗЭ следующие: $(La/Sm)_N = 3,0$; $(Gd/Yb)_N = 2,3$; $(Ce/Yb)_N = 5,8$; причем туфы имеют более дифференцированный характер распределения РЗЭ. По особенностям состава ($Th = 5,2\text{--}6,2$ г/т, $La = 13\text{--}29$ г/т, $Hf = 2,6\text{--}5,4$ г/т, $Nb < 10$ г/т) андезидацитовые лавы близки вулканитам активных континентальных окраин андийского типа (Светов, 2005).

Сумозерско-Кенозерская СЗП. В Каменоозерской структуре данного пояса, наряду с древними коматиит-базальтами, о которых говорилось выше, выделяется толща базальт-андезит-дацит-риолитовых лав, туфов с прослойями углеродсодержащих и карбонатных сланцев, кварцитов, наиболее детально описанная В. С. Куликовым (Коматииты..., 1988 и др.), и субвулканические тела адакитов. Возраст риолитов дифференциированной серии и адакитов оценивается U-Pb методом по цирконам в 2875 ± 2 млн лет (Puchtel et al., 1999). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. В них проявлены процессы кремне-углекислого метасоматоза с образованием карбонатных сланцев, лиственитов и карбонат-кварцевых жил (Кулешевич, 1992).

По особенностям состава (Светов, 2005) вулканиты сопоставимы с современными аналогами, которые формируются в зонах субдукции при плавлении мантийного клина (дифференцированные серии) и слэба погружающейся плиты (адакиты) (Drummond et al., 1996).

Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья в виде узкой линейной структуры маркирует границу Кольской и Мурманской провинций. В его составе выделяются коматиит-толеитовая, базальт-андезит-дацитовая и две терригенные ассоциации (Вревский, 1989; Объяснительная..., 1994; Раний..., 2005). Все они имеют тектонические контакты и совмещены друг с другом в процессе неоархейской коллизии (Минц и др., 1996).

В коматиитах коматиит-толеитовой ассоциации нередки спинифекс-структуры, отмечены фации лавобрекции (Вревский, 1989; Смолькин, 1992). По особенностям состава среди пород коматиитовой серии выделяются коматииты и коматиитовые базальты, а среди метабазальтов – высокомагнезиальные и высокожелезистые разности (Ружьева, 2002). Все эти породы отличаются низким содержанием РЗЭ и недифференцированным их распределением ($(Ce/Sm)_N = 0,87\text{--}1,5$, $(Gd/Yb)_N = 1,02\text{--}1,55$) (Вревский, 2000; Вревский и др., 2003).

Время формирования коматиитов оценивается в 2826 ± 60 млн лет ($Sm-Nd$ изохrona по породам в целом) (Ружьева, 2002). Nd систематика пород этой ассоциации ($\epsilon_{Nd}(2879) = +2,5 \pm 0,3$) и их геохимия позволяют считать, что формирование базальт-коматиитовых расплавов было связано с мантийным плутоном; в частности, выплавление коматиитов могло происходить в переходной зоне верхняя – нижняя мантия (Вревский, 2000; Вревский и др., 2003; Раний..., 2005).

Базальт-андезит-дацитовая ассоциация представлена метавулканитами известково-щелочной серии. Возраст кварцевых порфиров Вороньих тундр оценивается в 2828 ± 8 млн лет (Kudryashov et al., 2001). Формирование ассоциации связывается с процессами субдукции (Никитин, 1980).

Терригенные ассоциации представлены слабодифференцированными метаосадками (гранат-биотитовыми гнейсами) и контрастной серией метаосадков от метаграувакк (глиноземистых гнейсов) до полимиктовых конгломератов (Вревский, 1989).

Образование мafических ассоциаций связывается с мантийными плюмами (Вревский и др., 2003), других – с процессами плавления океанической коры, разделявшей Мурманскую и Кольскую провинции в процессе ее субдукции, а тектоническое совмещение ассоциаций – с коллизией (Минц и др., 1996; Никитин, 1980).

Кольский парагнейсовый комплекс Кольско-Норвежского террейна сложен гранат-биотитовыми (часто с силлиманитом и кордиеритом, редко с кианитом и ставролитом) гнейсами, среди которых отмечаются редкие прослои двуслюдяных, биотитовых, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, а также амфиболитов, амфибол-пироксеновых, амфибол-магнетитовых и пироксен-магнетитовых сланцев и железистых кварцитов (Авакян, 1992; Объяснительная..., 1994; Петров и др., 1990). Среди глиноземистых гнейсов отмечаются разности с реликтами градационной слоистости, что позволяет интерпретировать породы как парагнейсы.

По петрогохимическим особенностям глиноземистые гнейсы сопоставимы с граувакками, при этом высокие средние содержания в них Cr (85–165 г/т), Ni (42 г/т) также являются аргументом в пользу их первичноосадочной, а не вулканогенной природы, как предполагается в (Мыскова и др., 2005б). Рассматриваемые парагнейсы обеднены Nb и Ti и характеризуются сильным фракционированием РЗЭ (Мыскова и др., 2005б), что может быть следствием преобладания в области сноса островодужных вулканитов. Изотопные данные предполагают происхождение протолита парагнейсов за счет, главным образом, мезо- и неоархейского ювенильного материала – их t_{DM}^{Nd} не превышает 3,0 млрд лет (Kudryashov et al., 2001; Timmerman, Daly, 1995). Эти данные согласуются с тем, что возраст наиболее хорошо сохранившихся детритовых цирконов первоначально магматического происхождения равен 2910 ± 21 млн лет, а возраст метаморфогенных цирконов – 2788 ± 16 и 2743 ± 18 млн лет (последние наиболее многочисленны) (Мыскова и др., 2005а). Вместе с тем установлены зерна циркона с возрастом до 3606 ± 16 млн лет (Мыскова и др., 2005а), что свидетельствует о присутствии в протолите палеоархейской компоненты, идентичной таковой (3,6 млрд лет) в протолитах умбинских парагранулитов (Bridgwater et al., 2001). По-видимому, эти метаосадки формировались в интервале времени 2,9–2,8 млрд лет.

Таким образом, протолит кольского парагнейсowego комплекса мог формироваться в задуговом осадочном бассейне, причем практически одновременно с островодужными вулканитами зеленокаменного комплекса Колмозера-Воронья.

Кейвский сланцевый пояс Кольской провинции сложен биотитовыми гнейсами лебяжинской толщи (иногда с гранатом и часто с гастингситом и микроклином) и биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами коловайской и патчервтундровской толщ, которые с несогласием перекрываются кианитовыми, ставролит-кианитовыми, силлиманитовыми (с гранатом) и углеродистыми сланцами, метапесчаниками и кварцитами червуртской, выхчуртской и песчовтундровской толщ (Митрофанов, Баянова, 2006; Объяснительная..., 1994), часто объединяемых в кейвскую толщу. Разрез пояса обычно рассматривается как стратифицированный, однако не исключено, что он может быть стратотектоническим, возникшим в процессе неоархейской коллизии (Минц и др., 1996).

Лебяжинские гнейсы интерпретируются как кислые метавулканиты нормальной и повышенной щелочности, обедненные Ti, с выраженным Nb минимум на спайдерграмме,

гастигситовые разности которых считаются продуктами щелочного метасоматоза (Минц и др., 1996; Объяснительная..., 1994). Возраст вулканизма оценивается в 2871 ± 15 млн лет (Баянова, 2004; Беляев и др., 2001). Биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты сланцевого комплекса интерпретируются как метабазальты и метаандезиты известково-щелочной серии.

Породы рассматриваемого комплекса сопоставляются по петрохимическим особенностям с вулканитами активных континентальных окраин (Минц и др., 1996).

В восточной части Лапландии, на севере Финляндии, среди архейских образований выделяется **зеленокаменный пояс Тулппио (Tuulppio)** (рис. 4, 5, 8). На сопредельной территории России фрагментом этого пояса является Карекатундровская зеленокаменная структура (Савельева, Другова, 1992). В целом рассматриваемый пояс плохо обнажен и мало изучен, однако полученные в последнее время данные (Juorpergi, Vaasjoki, 2001) представляют значительный интерес. Зеленокаменный комплекс состоит из двух стратотектонических ассоциаций: коматиит-толеитовой и средне-кислых вулканитов (рис. 8).

Коматиит-толеитовая стратотектоническая ассоциация слагает большую часть пояса и представляет собой толщу амфиболитов, содержащую тела метаультрабазитов. Кроме того, среди амфиболитов отмечаются редкие прослои метаосадков – графитсодержащих и кварцсодержащих сланцев. Наличие этих прослоев указывает на подводные условия формирования толщи. В амфиболитах и метаультрабазитах не установлены реликты первичных текстур, поэтому выводы о первичной природе этих пород делаются на основании петрохимических данных. Амфиболиты соответствуют по составу метабазальтам толеитовой серии, среди которых выделяются магнезиальные и железистые разности.

В Карекатундровской структуре вариации состава амфиболитов в координатах $Zr - Ti$, $Ti - Y$, $Y - Sr$ позволяют предположить (Савельева, Другова, 1992), что толеиты образовались в процессе фракционной кристаллизации под контролем клинопироксена и плагиоклаза, что указывает на относительно высокие ($>8-10$ кбар) давления. Такие условия образования характерны для островудужных толеитов. Метаультрабазиты представлены актинолит-хлоритовыми сланцами, и большая их часть интерпретируется как коматитовые лавы. Вместе с тем часть из них, вероятно, является палеопротерозойскими метагабброидами, особенно это относится к магнетитсодержащим разностям (Juorpergi, Vaasjoki, 2001).

Стратотектоническая ассоциация средне-кислых метавулканитов представлена амфиболовыми сланцами с редкими прослойками мусковитсодержащих разностей. В них также не установлены реликты первичных текстур. В Карекатундровской структуре по петрохимическим особенностям они отвечают вулканитам андезибазальтового, андезитового и реже дацитового состава известко-щелочной серии (Савельева, Другова, 1992). Анализ трендов вариаций их состава в координатах $Ti - Y$, $Y - Sr$ позволяет предположить (Савельева, Другова, 1992), что вулканиты образовались в процессе фракционной кристаллизации в разноглубинных магматических камерах: часть из них – в малоглубинной (под контролем амфиболя), а часть – в более глубинной (при участии среди фракционирующих минералов граната). Данные метавулканиты по составу имеют значительные черты сходства с вулканитами современных островных дуг.

Время формирования рассматриваемого зеленокаменного комплекса оценивается на основании изотопного датирования кислых метавулканитов, а также секущих его сиенитов (Juorpergi, Vaasjoki, 2001). U-Pb по цирконам возраст сиенитов – 2795 ± 22 млн лет, а кислых вулканитов – 2855 ± 120 млн лет (ошибка этого определения столь велика, что данный результат имеет, скорее, оценочный характер). Совокупность этих данных показывает, что зеленокаменный комплекс пояса Тулппио формировался, по крайней мере, до 2795 млн лет, а возможно, и около 2,85 млрд лет, т. е. примерно в то же самое время, что и керетьозерский зеленокаменный комплекс (2,88–2,83 млрд лет) Беломорской провинции.

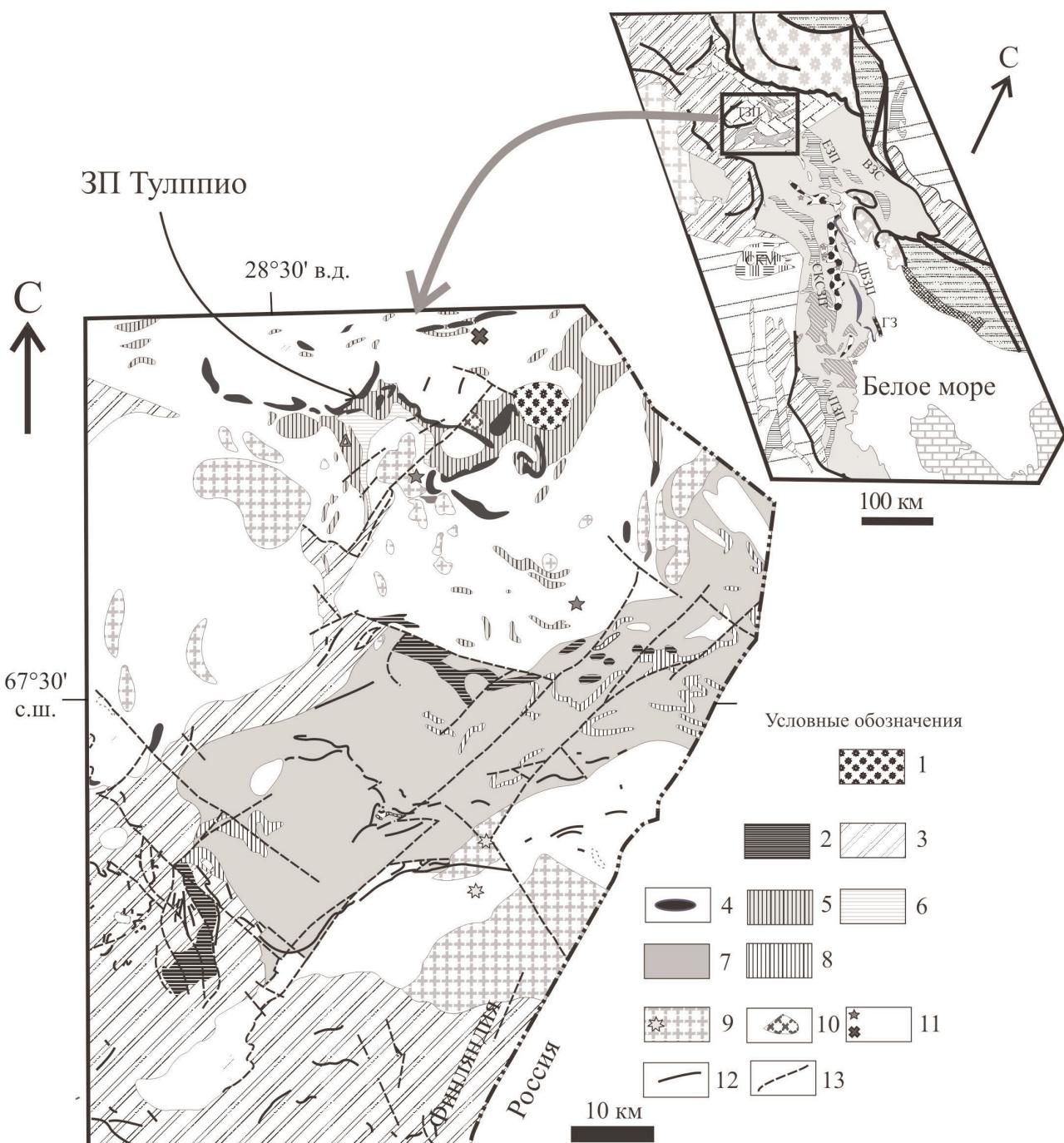


Рис. 8. Схема геологического строения восточной Лапландии (Juorpegi, Vaasjoki, 2001 с поправками автора на основании личных наблюдений):

1 – палеозойский карбонатитовый массив Сокли; 2–3 – палеопротерозойские образования: 2 – расслоенные интрузии (2,44 млрд лет); 3 – метаосадки и вулканиты; 4–11 – мезо- и неоархейские образования: 4 – ультрабазиты; 5 – амфиболиты (метабазальты) с телами метакоматитов, редко метаосадки; 6 – средне-кислые метавулканиты в пояссе Тулпиио (их возраст – 2855 млн лет – место отбора пробы отмечено треугольником); 7 – микрогнейсы (тектониты в зоне Тунтса); 8 – амфиболиты в зоне Тунтса; 9 – граниты комплекса Наруска (2,7–2,75 млрд лет – места отбора проб показаны звездочками); 10 – сиенитовый шток (2795 млн лет); 11 – гранитоиды ТТГ ассоциации (комплекс Ахматунтури – 2895, 2833 млн лет, места отбора проб показаны пятиконечной звездочкой; Винтилянкара-Кемихаара комплекс – 2804–2832 млн лет – место отбора проб показано крестиком); 12 – мафические дайки (нерасчлененные); 13 – разломы

На врезке: местоположения рис. 8 на схеме распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур. Усл. обозн. см. на рис. 5

Период 2,82–2,75 млрд лет

Зеленокаменные комплексы этого возраста слагают Костомукшский зеленокаменный пояс и большую часть пояса Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви Карельской провинции, а также Оленегорский зеленокаменный пояс – в Кольской.

Зеленокаменный пояс Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви состоит из зеленокаменных образований, среди которых выделяются следующие породные ассоциации: коматиит-базальтовая, (андезит)-дацит-риолитовая, железистых базальтов и осадочная. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фаций (Piirainen, 1988).

Доминируют породы коматиит-базальтовой ассоциации, для которых обычны шаровые текстуры и реликты структуры спинифекс; магматические минералы не сохранились. Описаны и лавовые, и кумулятивные коматииты. Среди коматиитов преобладают обедненные ЛРЗЭ разновидности, но известны и обогащенные. Базальты относятся к толеитовой серии, обычны высоко-Mg и коматитовые разновидности, отмечены высоко-Cr разности. Для них типично слабодифференцированное распределение РЗЭ ($(La/Sm)_N = 0,3\text{--}1,2$); Eu аномалии нет (Piirainen, 1988). Железистые базальты выделены как отдельный стратотектонический элемент. Возраст кумулятивного габбро, входящего в эту ассоциацию, составляет 2757 ± 20 млн лет (Tulenheimo, 1999). В базальтах отмечены прослои железистых кварцитов, углеродистых и слюдистых сланцев.

Породы (андезит)-дацит-риолитовой ассоциации слагают несколько изолированных структур и представлены лавами, брекчиями, туфами, туффитами. В подошве разреза описаны полимиктовые конгломераты, в верхней части – кварциты. Для средне-кислых лав известны возрасты 2798 ± 15 (Нурропен, 1983) и 2810 ± 48 (Luukkonen, 1992) млн лет, для габбрового силла – 2790 ± 18 млн лет (Luukkonen, 1988); в структуре Типасъярви (возможное продолжение пояса Кухмо) такие же лавы имеют возраст 2791 ± 8 млн лет (Vaasjoki et al., 1999). В кварцитах обломочный циркон имеет возраст до 3 млрд лет (Нурропен, 1983) и является датирующим более древней коры.

Костомукшский зеленокаменный пояс вмещает одно из крупнейших железорудных месторождений России и сложен породами базальт-коматиитовой, риолит-дацитовой и осадочной (с железистыми кварцитами) ассоциаций (Раевская и др., 1992).

Метаморфизм пояса протекал в два этапа. Парагенезисы раннего этапа отвечают зеленосланцевой и амфиболитовой фациям андалузит-силлиманитового типа ($P = 3,0\text{--}4,0$ кбар). Развитие парагенезисов амфиболитовой фации на втором этапе контролировалось сдвиговыми зонами, величины P в которых варьировали от 4,5 до 10 кбар, причем максимальные достигались в зонах на границе базальт-коматиитовой и осадочной ассоциаций (Володичев, 2002б).

Для базальтов и коматиитов получены Sm-Nd изохронные (по породам) возрасты 2843 ± 43 (Puchtel et al., 1997) и 2808 ± 95 (Лобач-Жученко и др., 2000б) млн лет. Базальты представлены массивными, подушечными и вариолитовыми лавами, среди которых залегают редкие прослои железистых кварцитов, углеродсодержащих сланцев и туфов. Возраст цирконов (SHRIMP-II) из натровых туфов, синхронных с формированием пород самых ранних (ниэмилярвинских) базальтов, оценивается в $2791,7 \pm 6,1$ млн лет (Кожевников и др., 2006).

Базальты принадлежат толеитовой серии с изменчивой глиноземистостью, обеднены ЛРЗЭ ($(La/Sm)_N = 0,66$) и Th, имеют недифференцированный спектр ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_N = 1$), хондритовое отношение Ti/Zr и $\varepsilon_{Nd}(t) = +2,8$ (Puchtel et al., 1997, 1998). В некоторых базальтах значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ не превышают 0 (Лобач-Жученко и др., 2000а). Коматииты представлены массивными и шаровыми лавами со структурами спинифекс, брекчиями, туфами, субвуликаническими телами (Коматииты..., 1988). Они обеднены ЛРЗЭ и ТРЗЭ ($(La/Sm)_N = 0,48$, $(Gd/Yb)_N = 1,2$), а также Al ($Al_2O_3/TiO_2)_N = 0,76$; Puchtel et al., 1997).

Риолит-дацитовая ассоциация представлена разнообразными туфами и туффитами с прослойми углеродсодержащих сланцев и железистых кварцитов. Для пород ассоциации получены возрасты 2801 ± 7 (Сергеев и др., 1990б), 2795 ± 29 (Samsonov et al., 1995) и 2795 ± 10 (Лобач-Жученко и др., 2000а) млн лет. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в них варьируют от $-1,3$ до $-6,2$ (Puchtel et al., 1997). Петрохимически они сходны с кислыми вулканитами типа FII (по: Конди, 1983).

Осадочная ассоциация включает конгломераты, железистые кварциты, граувакки. Базальные конгломераты содержат гальки метаиодидацитов (60%), амфиболовых сланцев и амфиболитов (30–40%; Раевская и др., 1992). Терригенные осадки слабо дифференцированы, не зрелы и сходны с граувакками неоархейских зеленокаменных поясов. Источник сноса состоял из примерно равных количеств основных и кислых пород (Милькевич, Мыскова, 1998).

Маткалахтинский зеленокаменный пояс находится в центральной, очень плохо обнаженной части Водлозерского террейна Карельской провинции (рис. 4). Он сложен чередующимися метаосадками (кварцевые арениты, граувакки, углеродсодержащие сланцы) и милонитизированными метавулканитами базальт-коматитовой ассоциации с редкими прослойями рассланцованных кислых метавулканитов (Кожевников и др., 2006). Возрасты детритового циркона в метаосадках (кварцевые арениты и граувакки) варьируют от 3,33 до 2,82 млрд лет, следовательно, возраст этого контрастного комплекса моложе, чем 2,82 млрд лет. Комплекс образовался, вероятно, в условиях интракратонного рифтогенеза (Кожевников и др., 2006).

Оленегорский зеленокаменный пояс Кольско-Норвежского террейна сложен метавулканитами, варьирующими по составу от базальтов до риодицитов, метаосадками, представленными гранат-биотитовыми гнейсами (иногда со ставролитом или силлиманитом) и железистыми кварцитами, образующими промышленные месторождения (Пожиленко и др., 2002; Объяснительная..., 1994). Возраст метавулканитов (лептитов) составляет 2760 ± 7 млн лет (Kudryashov et al., 2001). Структурно-метаморфическая переработка пояса произошла вскоре после накопления осадочных и вулканогенных пород, о чем свидетельствует возраст 2738 ± 6 (2740 ± 10) млн лет постдеформационных даек габброноритов (Баянова и др., 1998; Kudryashov et al., 2001).

Период 2,75–2,65 млрд лет

В Карельской провинции в террейне Киянта в этот период формируются комплексы системы зеленокаменных поясов Иломантси и парагнейсового пояса Нуурмес, в Центрально-Карельском террейне – Хедозеро-Большоеозерского зеленокаменного пояса, возраст риолитов которого равен 2730 ± 6 млн лет (Самсонов и др., 2001). В террейне Иисалми выделяется парагнейсовый комплекс Западная Пуоланка. В Кольской провинции, вероятно, часть пород (кейвская толща) Кейвского сланцевого пояса формировалась в этот период.

Пояс Хатту **СЗП Иломантси** сложен преимущественно осадочно-вулканогенными породами, вулканиты редки (Sorjonen-Ward, Clague-Long, 1993; O'Brien et al., 1993b). Возраст кристаллотуфов из нижних частей разреза составляет 2754 ± 6 млн лет, обломков кислых пород из вышележащих конгломератов – 2727 ± 14 млн лет, а синтектонических гранитоидов – от 2748 ± 6 до 2724 ± 5 млн лет (Vaasjoki et al., 1993). Осадки содержат детритовые цирконы с возрастом до 2,86 млрд лет, а значения ϵ_{Nd} (2750) – от $-0,6$ до $+1,2$, что указывает на вклад детритуса из пород фундамента (O'Brien et al., 1993a).

Осадочные породы представлены, в основном, полевошпатовыми граувакками и отвечают по составу средне-кислым вулканитам, обогащенным Cr, Ni, V. Они могли возникнуть за счет разрушения и переотложения андезитов и дацитов (силлы андезитов, прослои туфов дацитов установлены в нижней части разреза), в меньшей степени – базальтов и гранитоидов. Среди них отмечаются слои полимиктовых конгломератов, косослоистых аркозовых песчаников и железистых кварцитов.

Базальты и коматиты встречаются спорадически, за исключением базальт-коматитовой толщи Пампала в верхней части разреза пояса. Базальты представлены лавами, брекчиями и туфами, а коматиты – туфами и лавами с кумулятивными и брекчийевыми зонами, отмечены их интрузивные фации.

Среди вулканитов выделяют породы коматитовой, толеитовой и известково-щелочной (ИЩ) серий. Коматиты обогащены ЛРЗЭ. Среди толеитов отмечены две группы: низко-Ti, обогащенные ЛРЗЭ ($(La/Sm)_N = 1,1-1,9$), и разновидности с плоским спектром РЗЭ. Толеиты сходны с базальтами островных дуг или активных континентальных окраин. Андезиты, дациты и ИЩ базальты обогащены ЛРЗЭ и обеднены Ta, Nb и Ti, что весьма характерно для островодужных вулканитов (O'Brien et al., 1993a).

Парагнейсовый комплекс Нурмес сложен мигматизированными биотитовыми гнейсами с прослойями гранат-биотитовых разностей (с графитом и сульфидами) и амфиболитов (Kontinen, 1991; Kontinen et al., 2007). По петрохимическим особенностям гнейсы интерпретируются как парагнейсы (метаграувакки), возникшие при разрушении пород кислого (гранитоидов ТТГ ассоциации и санукитоидов) и основного состава (при содержании SiO_2 67–68 мас. % они обогащены Cr, Ni и V). Наиболее вероятный источник сноса основных пород – пояс Хатту. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C = -22,6\text{‰}$) графита из гнейсов может свидетельствовать о его биогенном происхождении. Амфиболиты этого комплекса отвечают по составу океаническим толеитам.

Возраст цирконов (SHRIMP) из метаграувакк и из секущих гранитов позволяет оценить время их накопления в 2,71–2,69 млрд лет. Это согласуется с возрастом ассоциирующих с ними амфиболитов (Sm-Nd изохrona по породе в целом) – 2756 ± 89 млн лет (Kontinen et al., 2007).

Предполагается, что формирование этого осадочного комплекса происходило в задуговом или внутридуговом бассейне (Kontinen et al., 2007).

Близкий возраст (2,70–2,73 млрд лет) имеет **парагнейсовый комплекс Западная Пуолланка**, состоящий главным образом из метаосадков, среди которых отмечаются прослои туфов и дайки кислого и основного состава. Возраст кислого магматизма оценивается в 2721 ± 12 (туфы) и 2699 ± 7 (дайка) млн лет (Huhta et al., 2000). Возраст детритовых цирконов в метаосадках варьирует от 3,5 до 2,73 млрд лет, а Nd модельные возрасты пород (t_{DM}) – от 3,23 до 2,83 млрд лет (Huhta et al., 2000).

В Кейвском сланцевом поясе породы кейвской толщи рассматриваются как терригенные высокодифференцированные метаосадки (в том числе переотложенные коры выветривания), образовавшиеся в спокойном осадочном бассейне (Бельков, 1963). Модельный возраст t_{DM}^{Nd} кварц-мусковитового сланца песцовотундринской толщи равен 2,81 млрд лет, при этом $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты детритовых цирконов группируются около значения 2,75 млрд лет (Bridgwater et al., 2001). Эти данные указывают на происхождение парапород за счет мезо- и неоархейского ювенильного материала.

Значительная часть пород Кейвской структуры существенно переработана в палеопротерозойское время (Баянова и др., 2002; Митрофанов, Баянова, 2006).

Гранитоиды

Гранитоидные комплексы составляют большую часть (более 80%) архейских образований. Они также формировались в течение нескольких этапов, но наибольший их объем сформировался в неоархее.

Палеоархейские гранитоиды – древнейшие на Фенноскандинавском щите породы – в настоящее время известны только в террейне Рануа в Финляндии (рис. 4). Это трондемитовые гнейсы Сиуру (Siurua). Их возраст оценивается по цирконам (NORDSIM) в 3,5 млрд лет, причем возраст ядра одного из цирконов равен 3,73 млрд лет (Mutaniemi, Huhta, 2003).

Nd модельный возраст (t_{DM}) равен 3,48 млрд лет. Состав этих гнейсов сопоставим в целом со средним составом тоналит-трондемит-гранодиоритовых (ТТГ) пород архея, при этом они несколько обеднены относительно последних P_2O_5 , существенно обогащены РЗЭ, Th и значительно более фракционированы по РЗЭ ($(La/Yb)_N = 151$).

Период 3,2–3,1 млрд лет

Ранние мезоархейские гранитоиды выявлены в двух районах Карельской провинции, в одном месте в провинции Норрботтен и представлены породами ТТГ ассоциации (рис. 4). В Северной Финляндии (провинция Норрботтен?) они образуют небольшой ($1,4 \times 2,6$ км) купол Тойоттаманселькя (Kröner, Compston, 1990). Возраст магматической стадии формирования гранитоидов в районе купола Тойоттаманселькя оценивается в 3,11 млрд лет, в них отмечены унаследованные цирконы с возрастами 3,16–3,25 млрд лет, и средняя величина $\varepsilon_{Nd}(t) \approx -3,7$ указывает на палеоархейский возраст источника (Jahn et al., 1984; Kröner, Compston, 1990). ТТГ породы террейна Иисалми имеют близкий возраст – 3136 ± 20 млн лет и также произошли из палеоархейского источника ($t_{DM}^{Nd} = 3,2\text{--}3,4$ млрд лет, Huhta et al., 2000; Paavola, 1986). Наиболее широко раннемезоархейские гранитоиды развиты в Водлозерском террейне (рис. 4). Гранитоиды, содержащие ксенолиты гнейсов, аналогичных водлозерскому комплексу, представлены тоналитами с возрастом 3166 ± 14 млн лет, гранодиоритами – 3138 ± 63 , лейкосомой мигматизированных амфиболитов – 3210 ± 12 млн лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1993). Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ обычно положительные, но в отдельных разностях варьируют от $-4,3$ до 0 , $t_{DM}^{Nd} = 3,2\text{--}3,6$ млрд лет (Чекулаев и др., 1997; Лобач-Жученко и др., 2000б). Все ТТГ имеют низкие содержания Rb, Y, Zr, Nb, Ba, отрицательные аномалии Ti, Nb, Ta, фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_N = 30\text{--}50$); Eu аномалия выявлена только в тоналитах Палой Ламбы и Северной Финляндии.

Период 3,0–2,8 млрд лет

Гранитоиды этого возраста широко развиты в Водлозерском террейне. К более древним принадлежат трондемиты Чебинского plutона (2985 ± 10 млн лет), тоналиты и гранодиориты района оз. Черного (2959 ± 14 и 2980 ± 12 млн лет), диориты р. Калы (2971 ± 6 и 2907 ± 38 млн лет; Лобач-Жученко и др., 1999). Более молодые ТТГ породы слагают небольшие plutоны (например, Лижмореченский plutон, >2884 млн лет; Шилосский plutон, 2850 ± 90 млн лет), рвущие древние зеленокаменные пояса и тоналитогнейсы (Лобач-Жученко и др., 1999). Кроме того, они выявлены в террейне Кианта (2843 ± 18 млн лет, Luukkonen, 1988; 2830 ± 2 млн лет, Käpyaho et al., 2006).

В Водлозерском террейне также развиты самые древние на щите двуполовошпатовые граниты (2876 ± 21 млн лет; Коваленко, Ризванова, 2000). Граниты близки к I-типу и отличаются слабым фракционированием РЗЭ ($(La/Sm)_N = 3,5\text{--}5$; $(Gd/Lu)_N = 1,6\text{--}2$) и отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^{**} = 0,35\text{--}0,60$). Вариации $\varepsilon_{Nd}(t)$ от $-1,5$ до $+1,8$ связаны с гетерогенностью источника (Коваленко, Ризванова, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000б).

В восточной части провинции Норрботтен (?) в финской Лапландии (район зеленокаменного пояса Тулппио) известны гранитоиды ТТГ ассоциации Ахматунтури с возрастом до $2895,6 \pm 8,4$ млн лет, хотя большая часть ассоциации сформировалась $2,8\text{--}2,83$ млрд лет (Juopperi, Vaasjoki, 2001).

Период 2,75–2,50 млрд лет

Гранитоиды этого периода принадлежат пяти группам.

1. Породы ТТГ ассоциации, диориты, эндербиты (в основном, позднетектонические интрузии). Развиты в террейнах Водлозерском, Иисалми, Кианта (Ранний..., 2005; Käpyaho et al., 2006).

2. Санукитоиды (высоко-Mg гранитоиды) посттектонических plutонов с возрастом 2,75–2,70 млрд лет (Бибикова и др., 1997б, 2005; Ларионова и др., 2007; Лобач-Жученко и др., 2007; Чекулаев и др., 1994, 1997; Bibikova et al., 2005; Halla, 2005; Käpyaho et al., 2006; Lobach-Zhuchenko et al., 2005) известны в террейнах Центрально-Карельском, Кианта, Иисалми. Состав plutонов варьирует от диорита до гранодиорита, присутствуют горнблендиты, пироксениты, габбро и тоналиты. Санукитоиды отличаются повышенной концентрацией Sr и Ni и магнезиальностью 0,45–0,70, обогащенностью Sr, Ba и РЗЭ, сильно дифференцированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_N > 20$) и отсутствием Eu аномалии. С ними обычно связаны дайки лампрофиров, возраст которых моложе на 30–50 млн лет.

3. Субщелочные породы, в основном, посттектонические сиенитовые массивы, варьирующие от монцодиоритов до лейкосиенитов, лампрофирсы (2694 ± 10 млн лет, Бибикова и др., 2005; Самсонов и др., 2001). Сходны с санукитоидами, но отличаются большей щелочностью и меньшей магнезиальностью (Лобач-Жученко и др., 2007; Ранний..., 2005; Самсонов и др., 2001).

4. Двуполевошпатовые граниты образуют посттектонические plutоны и пологие пластины с возрастом 2680–2710 млн лет в различных частях кратона. Они относятся к I- и A-типам. Величины $\epsilon_{Nd}(t)$ в гранитах зависят от возраста террейна: в plutонах древнего Водлозерского террейна $\epsilon_{Nd}(t)$ варьирует от -0,4 до -4,9; в террейне Кианта – от -0,1 до -1,2; в относительно молодом Центрально-Карельском террейне преобладают значения +0,8±+2,2 (Лобач-Жученко и др., 2000б).

5. Щелочные породы Кейвского террейна Кольской провинции представлены эгирин-арфедсонитовыми и лепидомелан-гастингситовыми гранитами и нефелиновыми сиенитами (Батиева, 1976). Граниты образуют пластообразные тела и дайки. Время формирования щелочных гранитов оценивается в 2630 ± 31 и 2654 ± 5 млн лет (массив Белых тундр) и 2751 ± 41 млн лет (Понойский массив) (Баянова, 2004; Ветрин и др., 1999). Граносиениты Западно-Кейвского массива имеют возраст 2674 ± 6 млн лет (Баянова, 2004). Понойские щелочные граниты относятся к высокожелезистым разностям, характеризуются низким содержанием Р и Sr, резко пониженным – Cu, Ni, V, Cr, Co и повышенным – Li (до 1000 г/т), Zr, Nb, Y, U, Th, РЗЭ (Ветрин и др., 1999). Величины $\epsilon_{Nd}(t)$ в них равны 0,1–2,9; $t_{DM}^{Nd} = 2,64\text{--}2,91$ млрд лет. Граниты определяются как анорогенные (Митрофанов и др., 2000). Эссекситы и нефелиновые сиениты массива Сахарийок образовались в период 2682–2613 млн лет (Баянова, 2004).

Метаморфизм

Все архейские комплексы Фенноскандинавского щита, как правило, были неоднократно деформированы и метаморфизованы и в архее, и в палеопротерозое. Главные архейские тектонические структуры характеризуются своеобразными режимами архейского метаморфизма (Володичев, 2002б).

Карельская провинция

Палео- и мезоархейские метаморфические события пока описаны всего в двух районах: в нижнекоровых гранулитах с возрастом 3,5 млрд лет из ксенолита в кимберлитах террейна Иисалми (Peltonen et al., 2006) и в амфиболитах водлозерского гнейсового комплекса Водлозерского террейна, метаморфизованных 3,1–3,2 млрд лет назад в условиях амфиболитовой-гранулитовой фаций (Лобач-Жученко и др., 1989б).

Эволюционные $P-T-t$ тренды неоархейского метаморфизма, независимо от возраста архейских структур, включают два главных эпизода. Более ранний из них (обычно древнее 2,75 млрд лет) проявился автономно в каждой структуре и происходил в низкобарическом режиме (андезит-силлиманитовый тип) с вариациями температурных условий от зеленосланцевой (Южно-Выгозерский и Сумозерско-Кенозерский зеленокаменные пояса) до высокотемпературной амфи-

болитовой (например, пояса Ведлозерско-Сегозерский, Костомукшский, Кухмо-Суомуссалми-Типасъяви) фации. Поздний метаморфизм (2,72–2,63 млрд лет) происходил в условиях повышенных давлений (кианит-силлиманитовый тип). Он проявился на всей территории, но дискретно, так как был сопряжен с системой транспрессивных сдвиговых зон. Температурные условия этого эпизода метаморфизма в основном соответствовали амфиболитовой фации при широких вариациях давления (от 5–7 до 10 кбар), но известны примеры и зеленосланцевой фации (Койкарская и Педролампинская структуры Ведлозерско-Сегозерского пояса).

В пределах Карельской провинции выделяются гранулитовые комплексы (рис. 4): Вокнаволокский (Кожевников, 1982; Коншин, 1987; Лазарев, Кожевников, 1973; Свириденко, 1974), Тулосский (Володичев и др., 1994, 2003; Кожевников, 1984, 2000; Кожевников и др., 1987; Шемякин, 1976; Щипцов и др., 1987), Онежский (Байкова и др., 1984; Костин, 1989), Варпаисъярвинский (Hölttä, 1997; Hölttä et al., 2000a, b; Mänttäri, Hölttä, 2002; Paavola, 1986 и др.) и Пудасъярвинский (Mutanen, Huhma, 2003). Большая часть гранулитовых (гранулит-эндербит-чарнокитовых) комплексов Карельской провинции сформировались 2,72–2,63 млрд лет назад. Все они обнаруживают определенные черты сходства и, в основном, сложены эндербитами диоритового-тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. В основных гранулитах Варпаисъярвинского комплекса (Hölttä et al., 2000b) встречаются цирконы с мезоархейскими возрастами 3,05–3,2 млрд лет.

Варпаисъярвинский комплекс наиболее детально изучен в настоящее время и во многих отношениях является типичным. Породы комплекса залегают среди мигматизированных ТТГ гранитоидов террейна Иисалми с возрастом ~3,1 млрд лет (Paavola, 1986) и включают эндербиты (с редкими телами анортозитов), основные, средние гранулиты и глиноземистые породы. Доминируют эндербиты, их состав варьирует от диоритов до тоналитов. В одних случаях они постепенно переходят в гранитоиды, а в других секут гнейсовидность в гранитоидах. Магматическая кристаллизация эндербитов происходила 2,72–2,70 млрд лет назад, затем они были метаморфизованы при $P = 9\text{--}11$ кбар и $T = 800\text{--}900$ °C с последующей декомпрессией и остыванием до 7 кбар при 700 °C (Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000a, b; Mänttäri, Hölttä, 2002).

Двупироксеновые и роговообманковые гранулиты (часто с гранатом) слагают мелкие линзовидные тела среди ТТГ пород и эндербитов. Первичные структуры и текстуры не сохранились. По составу они отвечают базальтам и андезитам двух групп: (1) базальты толеитовой серии с хондритовым отношением $\text{Ti}/\text{Zr} \sim 110$, недифференцированным спектром распределения РЗЭ (иногда обеднены ЛРЗЭ), $t_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 3,1\text{--}3,2$ млрд лет, (2) базальты и андезиты с отношением $\text{Ti}/\text{Zr} < 100$, обогащенные ЛРЗЭ, $t_{\text{DM}}^{\text{Nd}} = 2,7\text{--}2,9$ млрд лет. Причем гранулиты второй группы развиты только в юго-восточной части комплекса (Hölttä, 1997; Hölttä, Paavola, 2000; Hölttä et al., 2000a, b). Возрасты протолитов гранулитов первой группы равны 3,05–3,2 млрд лет, второй – 2,65–2,68 млрд лет. Возраст гранулитового метаморфизма эндербитов и гранулитов обеих групп оценивается в 2,62–2,70 млрд лет (Mänttäri, Hölttä, 2002).

Гранулиты с повышенным содержанием глинозема пространственно связаны с основными гранулитами второй группы и имеют сходные Nd модельные возрасты (2,7–2,8 млрд лет). Ядра цирконов в них обычно дают возрасты от 2,70 до 2,81 млрд лет, а новообразованные, метаморфические каймы – 2,60–2,68 млрд лет (Mänttäri, Hölttä, 2002). Sm-Nd изохронные возрасты граната из глиноземистого и основного гранулитов, отвечающие моменту остывания до $T \approx 600$ °C, равны $2,59 \pm 0,01$ и $2,52 \pm 0,05$ млрд лет, соответственно (Mänttäri, Hölttä, 2002).

Предполагается, что комплекс Варпаисъярви образовался при аккреции двух разных по составу и возрасту террейнов (Mänttäri, Hölttä, 2002).

Геолого-петрологические данные свидетельствуют о том, что Тулосский комплекс был так же, как и Варпаисъярвинский, преобразован в условиях гранулитовой фации метаморфизма дважды, причем два эти события разделены этапом метаморфизма амфиболитовой фации

(Володичев и др., 2003; Кожевников, 2000). Возраст 2723 ± 4 млн лет чарнокитов в Тулосском комплексе соответствует, вероятно, позднему эпизоду (Володичев и др., 2003), P - T условия которого отвечали $750\text{--}800^\circ\text{C}$ и 5 кбар. В сдвиговых зонах в чарнокитах фиксируются проявления наложенного гранулитового метаморфизма ($T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кбар) с возрастом ~2681 млн лет. В последующем гранулиты подверглись ретроградным преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (сначала при $T = 680\text{--}700^\circ\text{C}$ и $P = 6\text{--}6,5$ кбар, а затем при $T = 600^\circ\text{C}$ и $P = 4$ кбар).

Ранний эпизод гранулитового метаморфизма в Карельской провинции, вероятно, отражает условия аккреционных стадий развития геодинамических систем, а поздний (амфиболитовый и гранулитовый) был связан с неоархейскими коллизионными процессами.

Кольская и Мурманская провинции

В архейских комплексах этих провинций (Слабунов и др., 2006г и ссылки там), в отличие от Карельской, развиты преимущественно парагенезисы амфиболитовой и гранулитовой фаций. Между гранулитами и породами высокотемпературной амфиболитовой фации здесь существуют постепенные переходы, определяющие латеральную зональность андалузит-силлиманитового типа (Петров, 1999).

Гранулитовый комплекс Кольско-Норвежского террейна (рис. 4), подобно другим гранулитовым комплексам щита, состоит из пара- и ортопород, причем последние представлены кислыми, средними, основными и ультраосновными гранулитами при доминировании эндербитов (Авакян, 1992; Объяснительная..., 1994). Максимальные оценки давления бескордиеритовых парагенезисов из силлиманитовых парагнейсов составляют $6,2 \pm 1,2$ кбар при $T = 700^\circ\text{C}$, а в зоне, переходной к амфиболитовой фации, $-5,2 \pm 0,9$ кбар, при этом кордиеритсодержащие парагенезисы менее барические: $4,5 \pm 0,6$ кбар при 700°C (Авакян, 1992; Беляев, Петров, 2002). Для кианит-силлиманитовых ассоциаций из переходной зоны получены $P = 5,3$ кбар и $T = 580 \pm 20^\circ\text{C}$. Повторный метаморфизм в гранулитовой зоне протекал при $P = 3,5 \pm 0,5$ кбар и $T = 590^\circ\text{C}$.

Предполагается, что первая термальная переработка парагнейсов Кольско-Норвежского террейна, предшествовавшая гранулитовой фации, имела место 2880 ± 45 млн лет назад (Авакян, 1992). Возраст самого раннего гранулитового метаморфизма оценивается в 2,83 млрд лет, тогда как возраст метаморфогенного циркона из поздних сдвиговых зон, также образованных в условиях гранулитового метаморфизма, составляет 2648 ± 18 млн лет (Balashov et al., 1992). Метаморфогенные цирконы из парагнейсов района оз. Пулозеро говорят о протекании еще одного гранулитового метаморфического события 2724 ± 49 млн лет назад и о диафторезе в условиях амфиболитовой фации с возрастом 2640 ± 20 млн лет (Balashov et al., 1992). Гранатбиотитовые гнейсы участка Первомайский претерпели гранулитовый метаморфизм с возрастом 2788 ± 16 млн лет и амфиболитовый – с возрастом 2743 ± 18 млн лет (Мыскова и др., 2005б). Окончание архейской структурно-метаморфической переработки определяется возрастом посткинематического пегматита – 2556 ± 27 млн лет (Balashov et al., 1992).

В породах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья Кольско-Норвежского террейна выделяется, по крайней мере, три метаморфических события (Петров, 1999). Первый метаморфизм (2,83–2,76 млрд лет) протекал в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации пониженных давлений ($T = 460\text{--}560^\circ\text{C}$, $P = 2,5\text{--}4,3$ кбар), а второй (2,76–2,68 млрд лет) – при таких же температурах, но при более высоких давлениях ($T = 470\text{--}530^\circ\text{C}$, $P = 3,9\text{--}5,8$ кбар). Третий метаморфизм (2,68–2,52 млрд лет) проявился в поздних сдвиговых зонах, при этом локально достигались самые высокие РТ-условия: $T = 530\text{--}640^\circ\text{C}$ и $P = 6,0\text{--}8,5$ кбар. Обращает на себя внимание определенная аналогия этого P - T - t пути с эволюционным трендом метаморфизма в зеленокаменных поясах Карельской провинции, связанная с аккреционными и коллизионными стадиями ее развития.

Метаморфизм пород Кейвского террейна в архее, в основном, соответствует кианит-ставролит-двуслюдяной субфации (Петров, 1999). Существенное влияние на регионально метаморфизованные породы оказали процессы, связанные с внедрением неоархейских щелочногранитных и основных магм (с последними предполагается связь андалузитового метаморфизма) и с неоархейскими и палеопротерозойскими тектоническими процессами.

Для архейских пород террейна в целом характерно широкое развитие наложенного палеопротерозойского метаморфизма, варьирующего от зеленосланцевой фации до гранулитовой дистен-силлиманитового типа (Петров, 1999).

В породах Мурманской провинции наиболее ранние метаморфические преобразования протекали в условиях гранулитовой фации при температуре до 750 °С и давлении 4–6 кбар (Петров и др., 1990). Последующая переработка происходила в условиях амфиболитовой фации и мигматизации. Более подробные данные отсутствуют.

ГЛАВА 2

АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ И ПАРАГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)

На современном эрозионном срезе зеленокаменные и парагнейсовые образования занимают примерно 17% площади Беломорской провинции, и это больше, чем их доля в Карельской (типичной гранит-зеленокаменной области). Так же как и в последней, они слагают зеленокаменные и парагнейсовые пояса. Зеленокаменные комплексы представлены преимущественно метаморфизованными вулканитами, осадочно-вулканогенными, гипабиссальными образованиями, в подчиненном количестве – метаосадками, габброидами, дунитами-перидотитами. Они слагают Керетский, Тикшозерский (два эти пояса составляют Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов), Пебозерский, Енский, Воче-Ламбинский и Центрально-Беломорский пояса (рис. 4, 5). В южной части провинции известны небольшие фрагменты зеленокаменных структур, например, на островах в Кузгубе Белого моря. Парагнейсовые комплексы представлены преимущественно мигматизированными гранат-биотитовыми, (кианит-гранат)-биотитовыми (метаморфизованными граувакками) с редкими прослоями биотитовых гнейсов (метадаситов) и амфиболитов. Они слагают Чупинский парагнейсовый пояс, их доля велика в Тикшозерском поясе Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (каликорвинский комплекс и его аналоги).

2.1. ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В Беломорском подвижном поясе выделяется, по крайней мере, четыре возрастные группы зеленокаменных комплексов: керетозерский (2,88–2,83 млрд лет), хизоваарский (2,8–2,78 млрд лет), челозерский (около 2,74 млрд лет) и воче-ламбинский (наиболее вероятно около 2,7 млрд лет). Вулканогенные и осадочные породы зеленокаменных комплексов являются важными индикаторами геодинамических условий развития ранней литосфера региона, поэтому им в книге уделяется большое внимание. Под используемым в работе термином «стратотектоническая ассоциация» (Кожевников, 2000; Geology..., 1992) понимается толща стратифицированных вулканических и / или осадочных пород, сформировавшихся в течение дискретного интервала времени в общей (единой) обстановке вулканизма и осадконакопления, которая отделена от других толщ структуры разломами. Этот термин, как справедливо замечено (Кожевников, 2000, с. 23), близок по смыслу общепотребляемому понятию «свита», которое также используется при описании зеленокаменных комплексов.

2.1.1. Северо-Карельская система зеленокаменных поясов

Северо-Карельская система зеленокаменных поясов (СКСЗП) является самой крупной структурой этого типа в Беломорском подвижном поясе (рис. 5). В состав СКСЗП входят Тикшозерский и Керетский зеленокаменные пояса (рис. 9), которые, в свою очередь, состоят из отдельных структур (Слабунов, 1994). Керетский пояс (Слабунов, 1993б), прослеживающийся с СЗ на ЮВ на более чем 120 км, при ширине до 60 км (рис. 9), сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами: керетьозерским и хизоваарским (Ранний..., 2005; Слабунов, 2001). Тикшозерский зеленокаменный пояс также прослеживается по простиранию с СЗ на ЮВ примерно на 120 км при ширине до 2 км (рис. 9) и сложен породами хизоваарского и челозерского комплексов. Северо-Карельская система зеленокаменных поясов – типичная структура этого класса, за исключением того, что породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фаций высокого давления (кианитовая и кианит-силлиманитовая формации) (Володичев, 1990).

2.1.1.1. Керетский зеленокаменный пояс

Керетский зеленокаменный пояс (рис. 9) сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами (Ранний..., 2005; Слабунов, 2001): керетьозерским (2,88–2,83 млрд лет) и хизоваарским (2,8–2,78 млрд лет), при этом первый резко преобладает. Пояс состоит (рис. 9) из нескольких структур (с севера на юг): Хизоваарской (сложена, главным образом, породами одноименного комплекса), Керетьозерской, Поньгомозерской, Кургиецкой и Вокшозерской (четыре последние сложены породами керетьозерского комплекса).

Керетьозерская структура – это центральная часть Керетского пояса. Она сложена (рис. 9, 10) породами керетьозерского комплекса: метавулканитами, состав которых варьирует от ультраосновных до кислых (с преобладанием средне-кислых вулканитов известково-щелочной серии), и метаосадками. В его составе выделяются три стратотектонические ассоциации (СТА): верхнекумозерская, хаттомозерская, майозерская (Слабунов, 1990а, 1993б).

Верхнекумозерская СТА (или свита) сложена амфиболитами, среди которых картируются тела актинолитовых сланцев (метаультрабазитов). Петрохимические и в единичных случаях текстурные особенности (амфиболиты с реликтами шаровой текстуры, оз. Кереть; рис. 11) позволяют интерпретировать амфиболиты как метабазальты, а метаультрабазиты – как метакоматиты (Слабунов, 1993б, 1994; Степанов, Слабунов, 1989). В центральной части структуры (в районе Шобозерского гранитогнейсового купола, рис. 10) в основании этой толщи отмечена маломощная (несколько метров) пачка мигматизированных средне-крупнозернистых (кианит)-гранат-биотитовых гнейсов, о первичной природе которых сложно судить из-за значительных преобразований. В западной части пояса мощность свиты варьирует от 150 до 500 м, а в восточной она не установлена (рис. 10).

Выше по тектоностратиграфическому разрезу залегает хаттомозерская СТА. Она сложена (эпидот)-амфибол-биотитовыми, биотитовыми сланцами. В них достаточно часто наблюдаются реликты агломератовой текстуры (рис. 12), тонкой полосчатости (рис. 13), что, наряду с их петрохимическими особенностями, дает возможность уверенно идентифицировать эти породы как метатуфы средне-кислого состава. Выделяются также некковые фации вулканитов, содержащих ксенолиты амфиболитов и сланцев, сопоставимых с вмещающими породами (рис. 14). В пределах пояса отмечаются закономерные вариации текстурных особенностей средне-кислых вулканитов: в районе оз. Сев. Хаттомозеро (центральная часть пояса) обычны относительно грубообломочные фации туфов, тогда как в удалении от этого района на СЗ и ЮВ преобладают тонкополосчатые туфы. Вероятно, здесь можно реконструировать вулканическую постройку, центр которой находится в районе оз. Сев. Хаттомозеро. Мощность этой СТА около 700 м, но в крайней восточной части она не установлена (рис. 10).

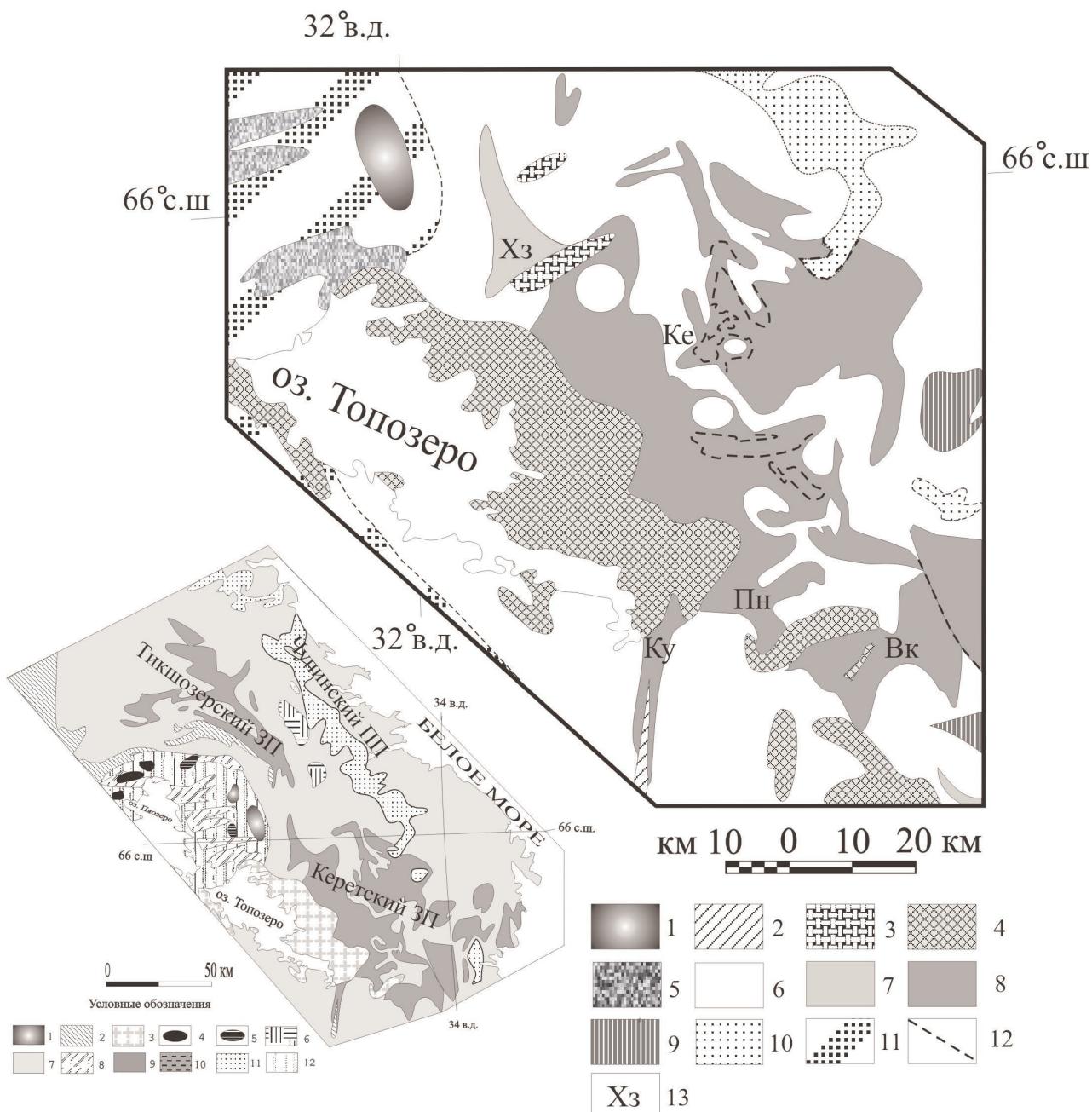


Рис. 9. Схема распространения структурно-вещественных комплексов и положение главных структур Керетского зеленокаменного пояса:

1 – Ельтьозерский ультрамафит-габбро-щелочная комплекс ($1,745\text{--}1,827$ млрд лет); 2 – раннекарельские кислые метавулканиты ($2,45$ млрд лет); 3 – микроклиновые граниты (около $2,4$ млрд лет); 4 – интрузивные чарнокиты топозерского типа ($-2,45$ млрд лет); 5 – комплекс диоритов – плагиогранитов батолита Северной Карелии ($2,72$ млрд лет); 6 – разгнейсованные гранитоиды ТТГ ассоциации БПП ($2,9\text{--}2,7$ млрд лет); 7–8 – мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы: 7 – керетьозерский ($2,88\text{--}2,82$ млрд лет), 8 – хизоваарский ($2,8\text{--}2,78$ млрд лет); 9 – амфиболиты (метабазалты) с прослоями парагнейсов; 10 – парагнейсы с редкими прослоями амфиболитов (Чупинский парагнейсовый пояс); 11 – гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского неоархейского кратона ($3,5\text{--}2,85$ млрд лет); 12 – предполагаемые надвиги; 13 – буквами обозначены отдельные структуры пояса: Вк – Вокшозерская, Ке – Керетьозерская, Ку – Кургиеевская, Пн – Поньгомозерская, Хз – Хизоваарская

На врезке: расположение Керетского и Тихозерского зеленокаменных поясов в составе Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (усл. обозн. см. на рис. 44)

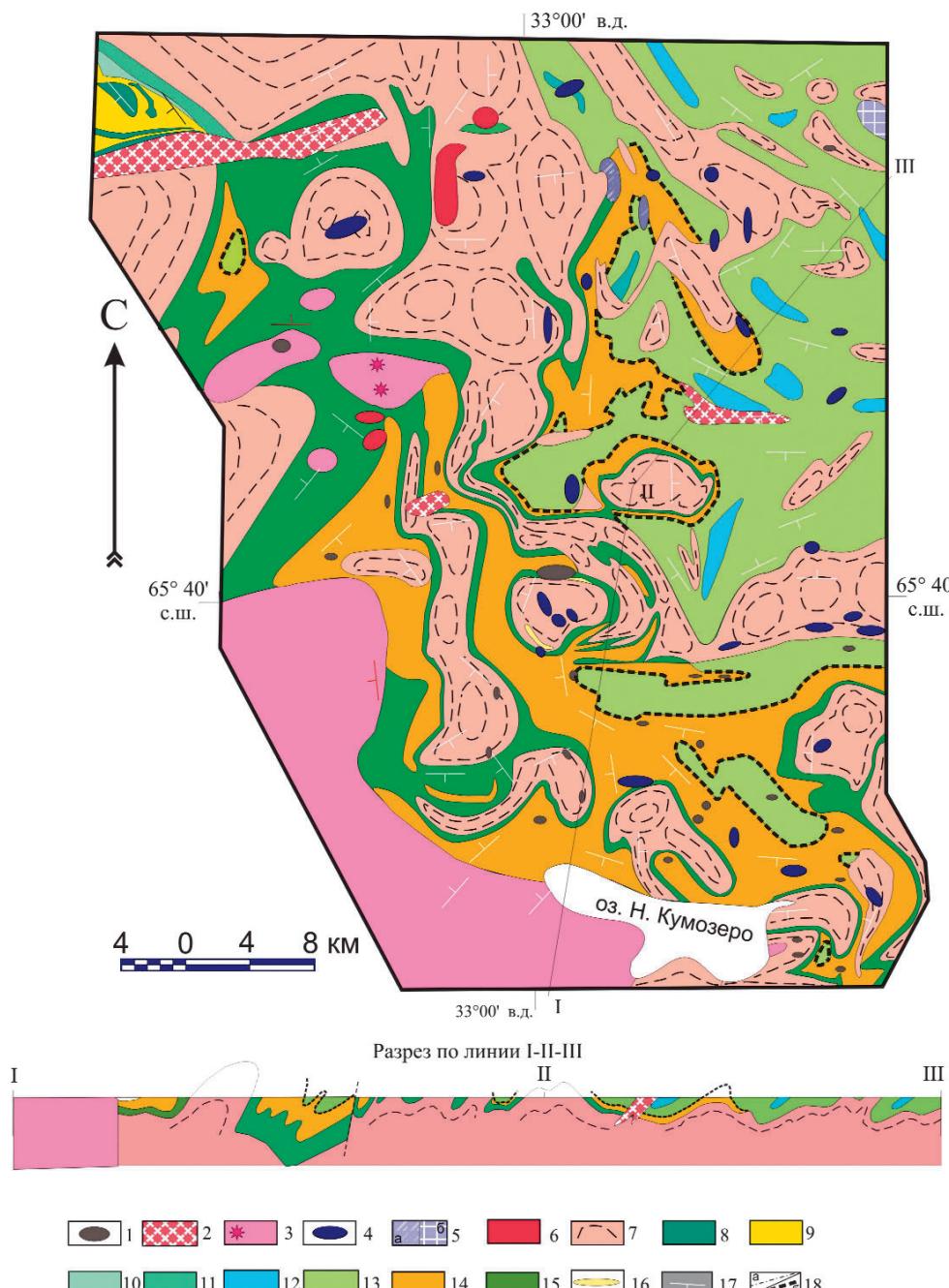


Рис. 10. Схема геологического строения северной части Керетского зеленокаменного пояса и разрез по линии I-III (Слабунов, 1993б, с дополнениями по: Бибикова и др., 2000; Володичев, 1990; Кожевников, 1992, 2000; Скорнякова, 1979; Сыстра, Скорнякова, 1986; Хизоваарское..., 1988; Щипанский и др., 1999):

1 – коронитовые габбро (2,11 млрд лет); 2 – плагиомикроклиновый гранит (около 2,3 млрд лет); 3 – интрузивные метачарнокиты (около 2,45 млрд лет) и ксенолиты (показаны звездочкой) вулканитов с гранулитовыми ассоциациями; 4 – габбронориты (2,44–2,41 млрд лет); 5 – раннепалеопротерозойские анортозиты (а) и метаанортозиты (б); 6 – гранитоиды ТТГ ассоциации, кварцевые диориты (2,83–2,72 млрд лет); 7 – неоархейские (?) эндербиты; 8–11 – Хизоваарский зеленокаменный комплекс (2,8–2,78 млрд лет): 8 – базальтовая с телами ультрабазитов СТА; 9 – кислые вулканиты, вулканогенно-осадочные породы (2,78 млрд лет); 10 – осадочно-вулканогенная СТА; 11 – андезит-бонинит-толеитовая СТА; 12–16 – Керетьозерский зеленокаменный комплекс (2,88–2,83 млрд лет): 12–13 – майозерская СТА; 12 – метаандезибазалты, базалты, прослои парагнейсов; 13 – парагнейсы с редкими прослоями Fe-гранатитов; 14 – хаттомозерская СТА (2,88–2,83 млрд лет; средне-кислые метавулканиты); 15 – верхнекумозерская СТА (матабазалты и метакоматиты); 16 – гранат-биотитовые гнейсы; 17 – ориентировка плоскостных элементов залегания; 18 – предполагаемые неоархейские разрывные нарушения: а – разломы, б – границы покрова

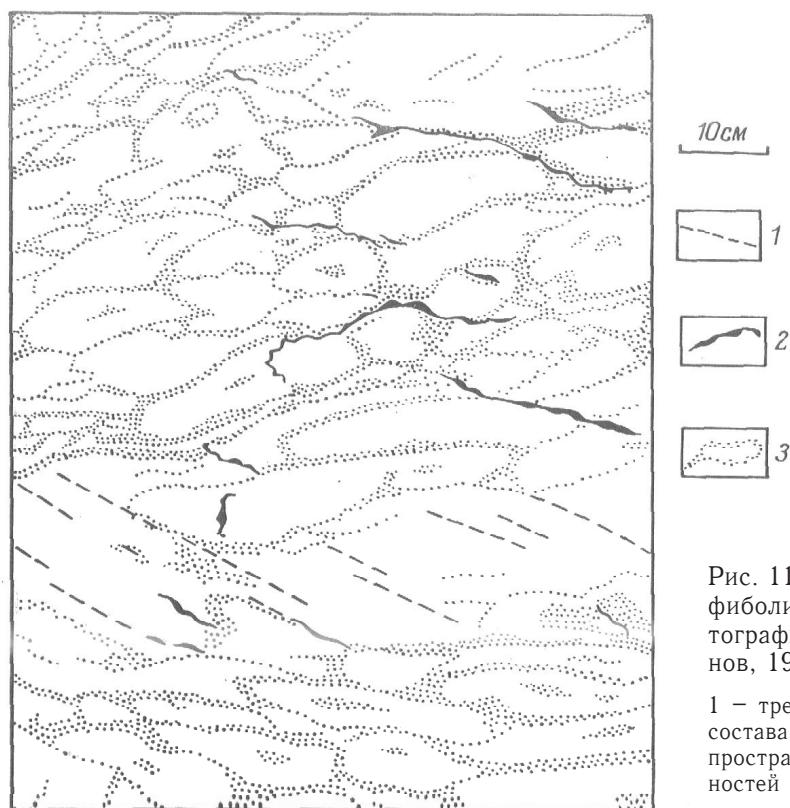


Рис. 11. Реликты подушечной текстуры в амфиболитах района оз. Кереть. Рисунок по фотографии В. С. Степанова (Степанов, Слабунов, 1989):

1 – трещины; 2 – жилки кварц-полевошпатового состава; 3 – границы подушек, межподушечные пространства и элементы внутренних неоднородностей подушек



Рис. 12. Реликты агломератовой текстуры в метатуфах андезитового состава хаттомозерской стратотектонической ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (район оз. Н. Шобозеро). Масштаб: крышка от объектива диаметром 5,5 см. Фото А. И. Слабунова



Рис. 13. Реликты тонкополосчатой текстуры в метатуфах андезитового состава хаттомозерской стратотектонической ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (район оз. Сев. Хаттомозеро). Масштаб: монета диаметром 2,5 см. Фото А. И. Слабунова

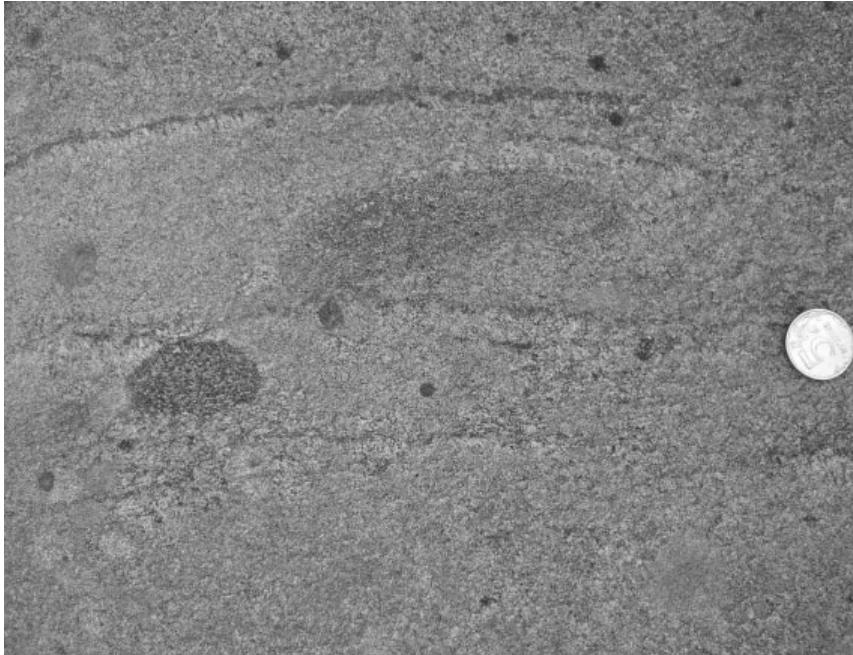


Рис. 14. Эпидот-амфибол-биотитовый сланец хаттомозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (район оз. Сев. Хаттомозеро). Метадазит некковой фации с ксенолитами амфиболитов (матабазальтов) и меланократовых сланцев. Из этих пород отобрана геохронологическая проба Э-455-7, U-Pb возраст цирконов из нее – 2829 ± 30 млн лет (Бибикова и др., 1999б). Масштаб: монета диаметром 2,5 см. Фото А. И. Слабунова

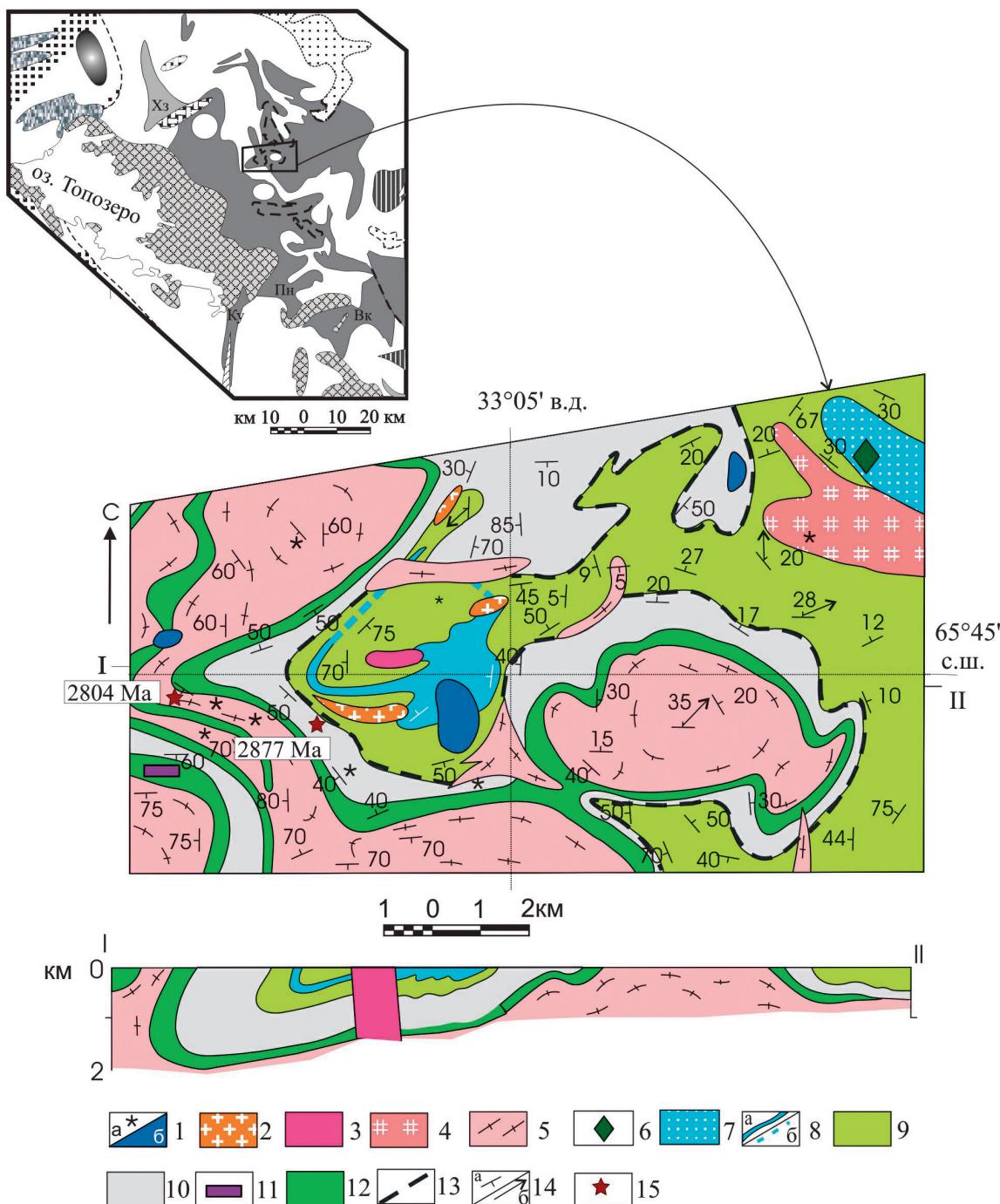


Рис. 15. Схема геологического строения Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Первое Ногтево и разрезы по профилям I-II (Слабунов, 1993а, с дополнениями):

1 – габброиды (друзиты): нерасчлененные (а), комплекса лерцолитов – габброноритов (б); 2 – лейкограниты; 3 – субщелочные граниты; 4 – плагиомикроклиновые граниты; 5 – гнейсограниты ТТГ ассоциации; 6–12 – мезоархейский керетьозерский комплекс: 6–9: породы майозерской стратотектонической ассоциации (СТА): 6 – метаультрабазиты; 7 – парагнейсы с прослоями метаморфизованных Fe-кварцитов; 8 – парагнейсы: прослои с прослеженными (а), предполагаемыми (б) границами; 9 – амфиболиты (метабазальты – андезибазальты); 10 – средне-кислые метавулканиты хаттомозерской СТА; 11–12 – породы верхнекумозерской СТА: 11 – метакоматиты, 12 – амфиболиты (метабазальты); 13 – предполагаемый надвиг; 14 – элементы залегания: плоскостные (а), линейные (б); 15 – места отбора геохронологических проб и U-Pb возраст цирконов в млн лет (Бибикова и др., 1999б).

На врезке: расположение района на схеме строения Керетского зеленокаменного пояса (рис. 9)

Из пробы метатуфов андезитового состава хаттомозерской свиты, отобранный в районе оз. Первое Ногтево (рис. 15), были выделены цирконы. Их U-Pb возраст по верхнему пересечению с конкордией определяется как 2877 ± 45 млн лет (рис. 16), что с определенной долей допущений оценивается как время проявления данного средне-кислого вулканизма (Бибикова и др., 1999б). Кроме того, были датированы цирконы из метадасита некковой фации (рис. 14), отобранный в районе оз. Сев. Хаттомозеро (рис. 17). Их U-Pb изохронный возраст – 2829 ± 30 млн лет (рис. 18), он интерпретируется как возраст магматической стадии формирования этой породы (Бибикова и др., 1995б, 1999б).

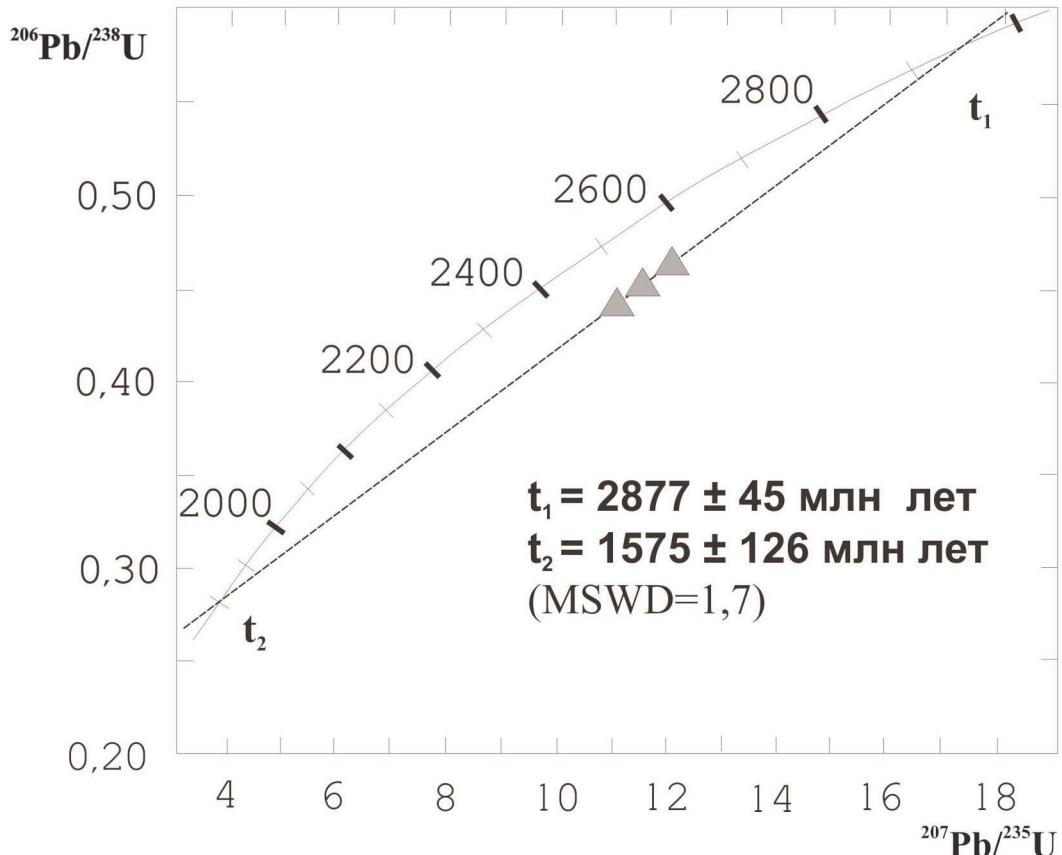


Рис. 16. Диаграммы с конкордией для цирконов из агломератового туфа андезитового состава (проба Э-329, рис. 15) хаттомозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (Бибикова и др., 1999б)

Майозерская СТА, представленная амфиболитами с прослоями парагнейсов, завершает стратотектонический разрез керетьозерского комплекса в пределах зеленокаменного пояса. Ее контакт с нижележащими образованиями (рис. 10, 15, 17) интерпретируется как структурное несогласие. В амфиболитах наблюдаются редкие и плохо сохранившиеся реликты шаровых текстур (рис. 19). Эти находки, в сочетании с петрогохимическими особенностями (см. ниже) амфиболитов, позволяют идентифицировать эти породы как лавы. В межшаровом пространстве лав содержится, вероятно, осадочное вещество, поэтому при рассланцевании породы имеют весьма своеобразную контрастную линзовидно-полосчатую текстуру: чередование темных прослоев – амфиболитов и кремовых – (диопсид)-эпидот-гранатовых пород (рис. 19). Характернейшим, хорошо картируемым элементом СТА является прослой (кианит)-гранат-биотитовых гнейсов, мощность которого меняется от нескольких метров на крыльях структуры до 200 м в их ядрах (рис. 15, 17). В северо-восточной части пояса в составе СТА выделяется две

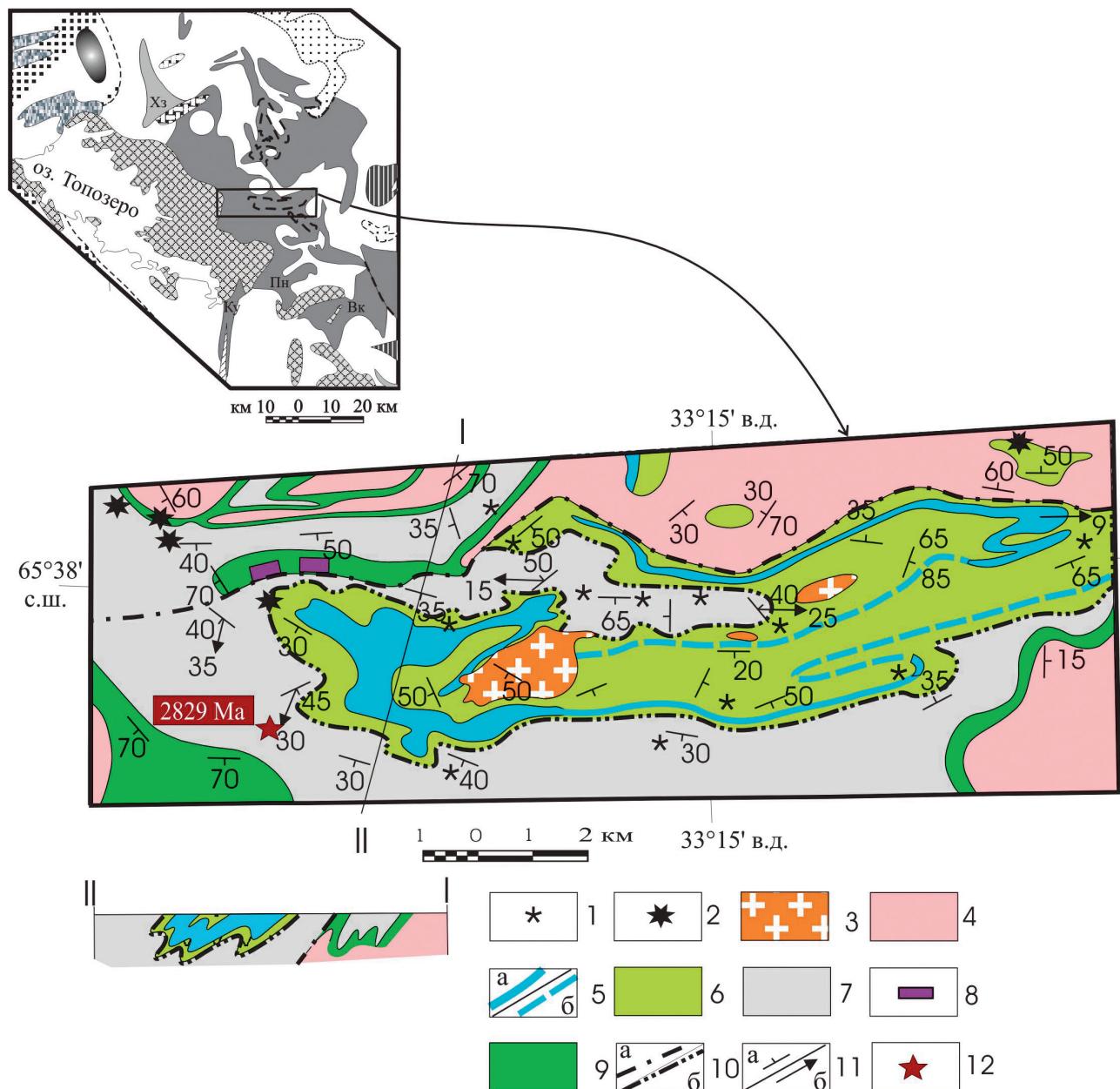


Рис. 17. Схема геологического строения Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Майозеро и разрез по профилю I-II (Слабунов, 1986, с дополнениями):

1–2 – палеопротерозой: 1 – друзиты (нерасчлененные); 2 – габбронориты комплекса лерцолитов – габбронориты (2,45 млрд лет); 3–4 – неоархей: 3 – лейкограниты; 4 – гнейсограниты комплекса ТТГ; 5–9 – мезоархей: 5–6 – породы майозерской стратотектонической ассоциации (СТА): 5 – парагнейсы с колчеданами (а – горизонты с прослеженными при картировании границами, б – с дешифрированными границами), 6 – амфиболиты (метабазальты, метаандезибазальты); 7 – средне-кислые метавулканиты хаттомозерской СТА; 8–9 – породы верхнекумозерской СТА: 8 – метакоматиты, 9 – амфиболиты (метабазальты); 10 – предполагаемые тектонические границы (а – разломы, б – надвиги); 11 – элементы залегания: а – плоскостные, б – линейные; 12 – место отбора геохронологической пробы Э-455-7 и значение возраста в млн лет

На врезке: местоположение рис. 17 на схеме распространения структурно-вещественных комплексов и положение главных структур Керетского зеленокаменного пояса (рис. 9)

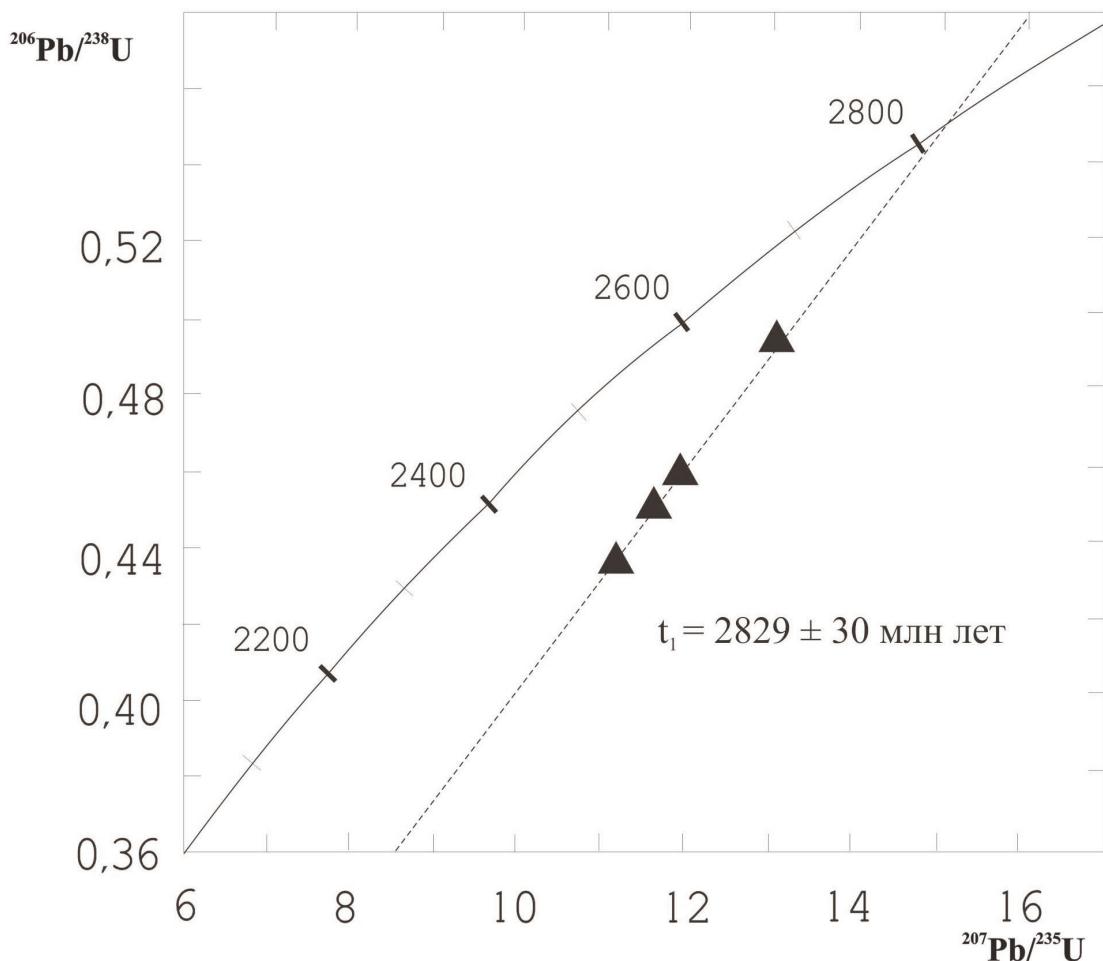


Рис. 18. Диаграммы с конкордией для цирконов из метадакита некковой фации (проба Э-455-7) хаттомозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (Бибикова и др., 1995б, 1999б)

толщи (рис. 10): нижняя, представленная амфиболитами с прослоями (кианит, мусковит)-гранат-биотитовых гнейсов, и верхняя, сложенная глиноземистыми гнейсами с прослоями Mt-содержащих гранатитов (метаморфизованных железистых кварцитов?). Реликты первичных осадочных структур в гнейсах не сохранились. Не установлены и признаки грубообломочных осадков, структура которых могла бы быть различима даже в сильно деформированных комплексах. Текстуры сохраняются лучше. В этих породах обычны полосчатые текстуры (рис. 20), которые, вероятно, являются реликтовыми первичноосадочными. Особенности химического состава этих гнейсов, о чем будет сказано ниже, позволяют интерпретировать эти породы как метаграувакки. Среди амфиболитов, а в ряде случаев среди парагнейсов встречаются тела метаультрабазитов (рис. 15), которые, вероятно, являются интрузивными аналогами коматитов. Мощность майозерской СТА около 500 м.

Мощность образований керетьозерского комплекса варьирует от 700 до 1200 м.

В зеленокаменных поясах крайне важно понимание соотношения супракrustальных пород и гранитоидов, так как последние часто, без учета всех данных, рассматривались как породы фундамента (например, Горлов, 1967). В Керетском поясе, как видно на картах (рис. 10, 15), нижняя часть зеленокаменного комплекса часто контактирует с гетерогенным комплексом гранитоидов ТТГ ассоциации, которые образуют ядра купольных структур и интрузивы, секущие зеленокаменный комплекс. Гнейсогранитоиды ТТГ ассоциации представлены разгнейсованными, в различной степени мигматизированными трондьемитами, тоналитами, гранодиоритами и

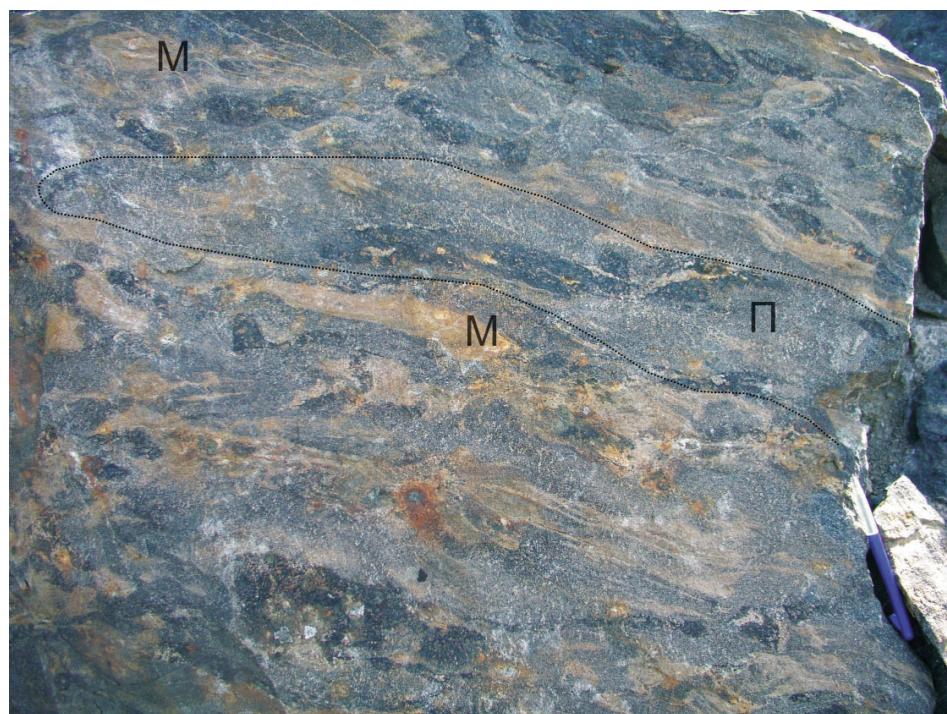


Рис. 19. Амфиболиты (метабазальты) майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Майозеро с реликтами сильно рассланцованной шаровой текстуры. Контуры «подушки» обведены пунктирной линией, и ее центральная часть обозначена буквой «П», межшаровое пространство (обозначено буквой «М») заполнено метаосадками (гранат-диопсид-эпидотовые кристаллические сланцы). Масштаб: шариковая ручка – 14 см. Фото А. И. Слабунова

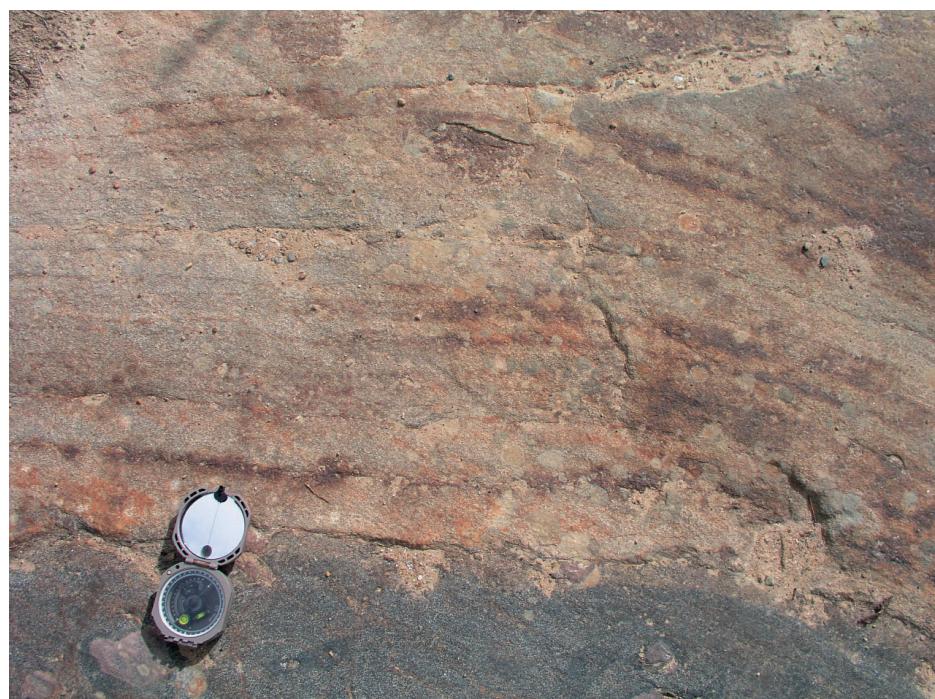


Рис. 20. Метаграувакки (мусковит-гранат-биотитовые гнейсы) майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (район р. Верх. Куземки) с полосчатой текстурой. Фото А. И. Слабунова

кварцевыми диоритами (см. гл. 4). Тоналиты и кварцевые диориты по геологическим и геохронологическим данным являются наиболее древними компонентами комплекса. Время формирования кварцевых диоритов оценивается в 2803 ± 13 млн лет (Бибикова и др., 1999б). В северной части зеленокаменного пояса, в обрамлении Хизоваарской структуры, установлены плутоны и дайки трондьемитов, образовавшиеся 2,8 млрд лет назад (Кожевников, 1992; Щипанский и др., 1999), а также более древние гранодиориты с возрастом 2826 ± 18 млн лет (Бибикова и др., 2003а). Более молодой изотопный возраст имеют тоналиты и трондьемиты Шобозерского купола – 2720 ± 25 млн лет (Бибикова и др., 1995б), а также трондьемиты интрузивных массивов (Бибикова и др., 1999б). Таким образом, выделяется две стадии гранитообразования: ранняя (2,83–2,8 млрд лет) и поздняя (2,74–2,72 млрд лет, см. гл. 4), гранитоиды сформировались позднее пород керетьозерского комплекса и, следовательно, не могут быть для них фундаментом.

Поньгомозерская и Кургиеевская структуры расположены в юго-западной части Керетского зеленокаменного пояса (рис. 9, 21). Первая из них представляет собой систему субмеридиональных и субширотных складок, осложненных гранитогнейсовыми куполами. С запада, юга и юго-востока структура срезается крупными интрузиями палеопротерозойских чарнокитов. В восточном борту структуры гранитогнейсы контактируют с амфиболитами верхнекумозерской СТА, а в западном – с парагнейсами майозерской СТА.

Кургиеевская структура – это узкий (ширина до 3 км) синклиниорий меридионального простирания, прослеживающийся примерно на 30 км (рис. 21). Восточный борт синклиниория на значительном протяжении срезан Поньгомозерским куполом, т. е. практически представляет собой моноклиналь. Лишь в северной части структуры сохранились элементы восточного крыла, которые и позволяют реставрировать эту структуру как синклиниорную. Ее субмеридиональный структурный план лишь в одном месте (рис. 21) осложнен широтной складкой. Осевая часть Кургиеевского синклиниория в южном ее окончании рассечена телом палеопротерозойских (сумийских) плагио- и кварцевых порфиров.

Стратотектонический разрез зеленокаменного комплекса в Поньгомозерской структуре включает породы верхнекумозерской, хаттомозерской и майозерской СТА (Коншин и др., 1993; Слабунов, 1994).

Верхнекумозерская СТА сложена средне- и крупнозернистыми амфиболитами, часто полосчатыми за счет чередования разностей с различной меланократостью. Отмечается полосчатость нескольких порядков: грубая, с мощностью полос 20 см, и тонкая – по 0,5–2,0 см. По минеральному составу среди амфиболитов выделяются (диопсид)-гранатовые (преобладают), плагиоклазовые, последние часто биотитизированы. Обычны прослои или линзы диопсид-гранат-амфибол-плагиоклазового состава, отличающиеся от амфиболитов меньшим содержанием амфиболя. Плагиоклаз в этих породах может быть скаполитизирован. В качестве прослоев отмечались небольшой (п м) мощности рыжие гранат-биотитовые гнейсы и обожренные (за счет окисления сульфидов) амфиболиты. Мощность толщи варьирует от 50 до 300 м и, вероятно, увеличивается к востоку.

Выше толщи амфиболитов в стратотектоническом разрезе залегают сланцы. Сланцы характеризуются, как правило, полосчатой и линзовидно-полосчатой текстурой, мощность отдельных прослоев при этом варьирует от 0,2 до 10 см. По минеральному составу среди сланцев выделяются биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые, а также отмечены разности с хлоритом, эпидотом и мусковитом. Меланократовость пород варьирует в широких пределах, но преобладают мезократовые разновидности. Реже встречаются однородные разности. Для пород толщи обычны средне- и средне-крупнозернистые структуры. Полосчатая текстура толщи подчеркивается также присутствием прослоев амфиболитов мощностью от 0,1 до 3,5 м. Гранат, если он присутствует в породе, образует редкие порфиробласти размером до 5 мм. Толща по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям является аналогом метатуфов средне-кислого состава хаттомозерской СТА района оз. Кереть. Мощность ее в рассматриваемой структуре 500–600 м.

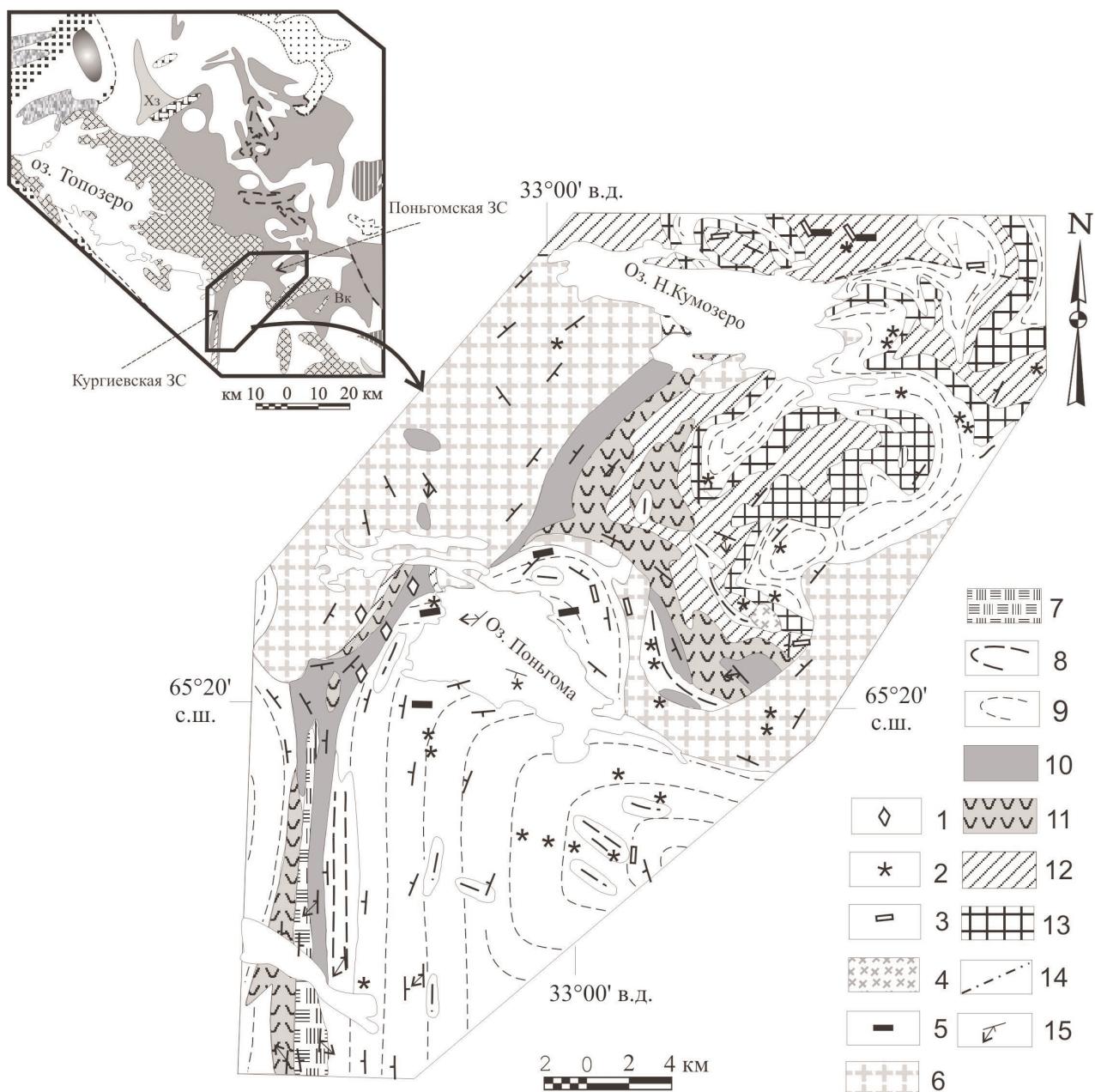


Рис. 21. Схема геологического строения Кургиевской и Поньгомозерской структур Керетского зеленокаменного пояса в районе озер Нижнее Кумозеро – Кукуя (составил А. И. Слабунов по данным личных наблюдений с использованием: Коншин и др., 1993; Слабунов, 1996 – и материалам О. И. Володичева, А. В. Степановой, В. В. Щипцова, Н. И. Щипцовой и В. В. Южановой):

1 – пегматиты; 2 – дайки ортоамфиболитов; 3–7 – палеопротерозойские образования: 3 – дайки гранатовых габбродиабазов; 4 – гранатсодержащие лейкограниты; 5 – дайки комплекса лерцолитов – габброноритов; 6 – чарнониты и метачарнокиты; 7 – сумийские кварцевые и плагиоклазовые порфиры; 8 – неоархейские плагио-микроклиновые гранитогнейсы – гнейсограниты; 9–12 – мезоархейские образования кертьозерского зеленокаменного комплекса: 9–10 – майозерская СТА: 9 – парагнейсы с прослоями гранатитов и амфиболитов; 10 – метабазиты (амфиболиты); 11 – метавулканиты средне-кислого состава (амфибол-биотитовые сланцы) хаттомозерской СТА; 12 – метабазальты (амфиболиты) верхнекумозерской СТА; 13 – неоархейские гранитоиды ТТГ ассоциации; 14 – зоны предполагаемых разломов; 15 – плоскостные и линейные элементы залегания

На врезке: местоположение рис. 21 на схеме распространения структурно-вещественных комплексов и положение главных структур Керетского зеленокаменного пояса. Усл. обозн. см. на рис. 9

Выше по стратотектоническому разрезу залегают амфиболиты майозерской СТА. Они характеризуются полосчатой, линзовидно-полосчатой или однородной текстурой и, как правило, среднезернистой, реже мелкозернистой структурой.

Минералогические особенности позволяют выделить среди амфиболитов гранатовые, эпидот-гранатовые, плагиоклазовые, биотитсодержащие. В составе СТА отмечаются единичные прослои серых гранат-биотитовых гнейсов. Мощность толщи ≈ 300 м.

Венчается разрез толщей рыжих крупнозернистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов, в районе оз. Пойкеш-ламба известны кианит-ставролитовые гнейсы. Породы слабо мигматизированы. В качестве редких, но характерных элементов в них встречаются прослои гранатовых амфиболитов мощностью 0,5–2,0 м, а также горизонты гранатитов с повышенным содержанием магнетита. Мощность последних до 1 м. По внешним признакам эта толща сопоставима с толщиной парагнейсов в верхней части разреза майозерской СТА. Мощность ее не менее 700 м. Таким образом, разрез супракrustальных образований в районе оз. Поньгома в целом имеет мощность 1500–1900 м.

Стратотектонический разрез зеленокаменного комплекса в Кургивской меридиональной структуре (Слабунов, 1996) весьма схож с тем, который развит в Поньгомозерской, но есть и отличия – здесь не установлены породы верхнекумозерской СТА.

В северной части структуры в основании стратотектонического разреза залегает толща серых мелко- и среднезернистых сланцев хаттомозерской СТА. Они характеризуются тонко- и среднезернистой полосчатой текстурой. Реже встречаются линзовидно-полосчатые разности, внешне сопоставимые с реликтовыми текстурами агломератовых туфов. По минеральному составу они варьируют от мезо- (и реже мелано-) кратовых эпидот-биотит-амфиболовых, биотитовых сланцев до биотитсодержащих плагиоамфиболитов. Иногда в сланцах появляется небольшое количество порфиробласт граната. Очень характерно в предположительно верхней части толщи чередование по 5–7 см плагиоамфиболитов и биотитовых сланцев. Мощность толщи не менее 40 м.

В южной части Кургивской структуры на северном берегу оз. Кукуя весь стратотектонический разрез представлен амфиболитами майозерской СТА, здесь не установлены породы хаттомозерской СТА. Главным компонентом толщи являются полосчатые, реже массивные среднезернистые и мелкозернистые амфиболиты. Существует полосчатость, по крайней мере, двух рангов: с мощностью слойков 1–3 мм и с мощностью 3–5 см. По минеральному составу они отвечают мезо- и лейкократовым плагиоклазовым, как правило, с единичными зернами граната амфиболитам. Породы часто биотитизированы, в районе оз. Кукуя выделяются также карбонатизированные разности. Мощность этой толщи не менее 80 м.

Выше в стратотектоническом разрезе залегает толща гнейсов майозерской СТА. В породах иногда наблюдается полосчатая текстура. Повсеместно проявлена гнейсовидность, которая не всегда совпадает по ориентировке с полосчатостью. Гнейсы представлены рыжевато-серыми средне- и крупнозернистыми, как правило, порфиробластическими разновидностями. По минеральному составу среди гнейсов выделяются мусковит-ставролит-кианит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые и биотитовые. Порфиробласти представлены гранатом, ставролитом или кианитом. Эти минералы в породе распределяются неравномерно, концентрируясь в отдельных горизонтах мощностью около 10 см. Мощность гнейсовой части майозерской СТА не менее 300 м.

Вокшозерская структура. К юго-востоку от Поньгомозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса располагается Вокшозерская (рис. 9, 22). Она ограничена с северо-запада интрузией метачарнокитов топозерского типа, которая отделяет ее от Поньгомозерской структуры. С севера, юга и запада супракrustальные образования структуры контактируют с гетерогенным комплексом гранитогнейсов.

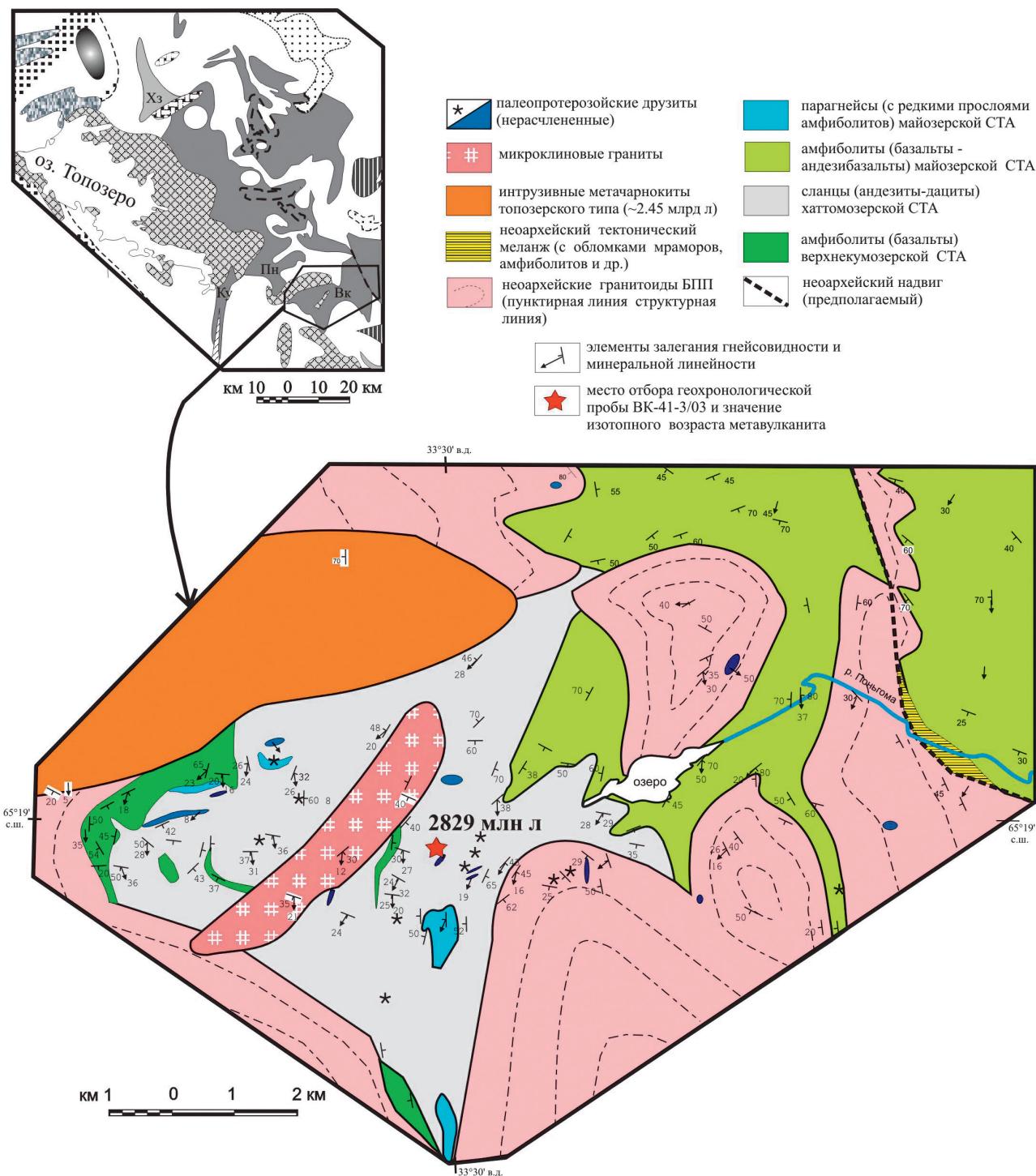


Рис. 22. Схема геологического строения Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса (Слабунов, 2001; Слабунов и др., 2007а с дополнениями)

На врезке: расположение рис. на схеме распространения структурно-вещественных комплексов и положения главных структур Керетского зеленокаменного пояса. Усл. обозн. см. на рис. 9

Вокшозерская структура (Слабунов, 2001; Слабунов и др., 2007) представляет собой сложно построенный синклиниорий. Ее строение определяется суперпозицией двух генераций складок: с субширотной и северо-восточной ориентировкой ОП. На исследованной территории широко распространены минеральные линейности, полого ($8-36^\circ$) погружающиеся на юго-запад. Они парагенетичны со складками СВ ориентировки и сформировались в ходе свекофенских тектоно-термальных процессов, так как данные линейности фиксируются в амфиболитизированных гранатовых габбро, время формирования которых оценивается в 2,11 млрд лет (Степанова и др., 2002). Значительно реже отмечаются минеральные линейности, погружающиеся на юго-восток и запад и составляющие единый структурный парагенез с субширотными складками, время формирования которых оценивается как неоархейское (Слабунов, 1993б).

Вокшозерская структура сложена образованиями кертьозерского комплекса, в стратотектоническом разрезе которого выделяется три СТА: верхнекумозерская, хаттомозерская и майозерская.

В основании стратотектонического разреза залегают амфиболиты верхнекумозерской СТА. Они характеризуются средне- и крупнозернистой, часто порфиробластической структурой, полосчатой текстурой. Последняя является результатом вариации количества темноцветных метаморфогенных минералов. По минеральному составу выделяются гранатовые, эпидот-гранатовые и диопсид-гранатовые амфиболиты. Каких-либо признаков первичных дометаморфических текстур в амфиболитах обнаружено не было. Среди амфиболитов встречаются очень редкие прослои мощностью 1–5 м гранат-биотитовых гнейсов. Мощность данной СТА в рассматриваемой структуре составляет до 500 м.

Выше в стратотектоническом разрезе залегает СТА, сложенная сланцами с прослойми амфиболитов. Необходимо отметить, что количество последних, как правило, увеличивается в основании СТА. Эпидот-амфибол-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые, реже гранат-амфиболовые и гранат-биотитовые сланцы представляют собой средне- и мелкозернистые породы с полосчатой или комковатой текстурой. При выветривании сланцев образуются выходы с очень характерной ребристой и реже бугристой поверхностью. В нескольких обнажениях установлены сланцы, текстурные особенности которых позволяют интерпретировать их как туфы, агломератовые туфы, миндалекаменные лавы (рис. 23). Такие признаки весьма характерны для пород хаттомозерской свиты (Слабунов, 1990а) кертьозерского комплекса. Амфиболиты образуют среди сланцев прослои мощностью до нескольких метров, а также многочисленные линзы мощностью 1–5 см. По минерологическому составу они представляют собой гранатовые амфиболиты. Мощность хаттомозерской СТА Вокшозерской структуры оценивается примерно в 1 км.

Цирконы (рис. 24) из метариодацитов с реликтами миндалекаменной текстуры (рис. 23, В) из данной СТА были датированы на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского (Слабунов и др., 2007). Среди цирконов присутствует три морфологических типа: правильной формы с различной степенью удлинения, зональные (рис. 24, а) – метаморфогенные; округлые тонкозональные с контрастной новообразованной оболочкой (рис. 24, б); обломки слабозональных зерен (рис. 24, в) – магматические. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное через последнюю точку и точки метаморфогенных (свекофенских – 1837 ± 28 млн лет) зерен, – 2829 ± 37 млн лет (Слабунов и др., 2007). Этот возраст интерпретируется как возможный минимальный возраст магматической стадии образования риодацитов. Следует, конечно, отметить, что данное значение возраста базируется лишь на единичных измерениях и может рассматриваться лишь как приблизительная оценка. Вместе с тем полученные оценки хорошо согласуются с минимальным возрастом (2829 ± 30 млн лет) средне-кислых вулканитов из центральной части пояса (Бибикова и др., 1999б).

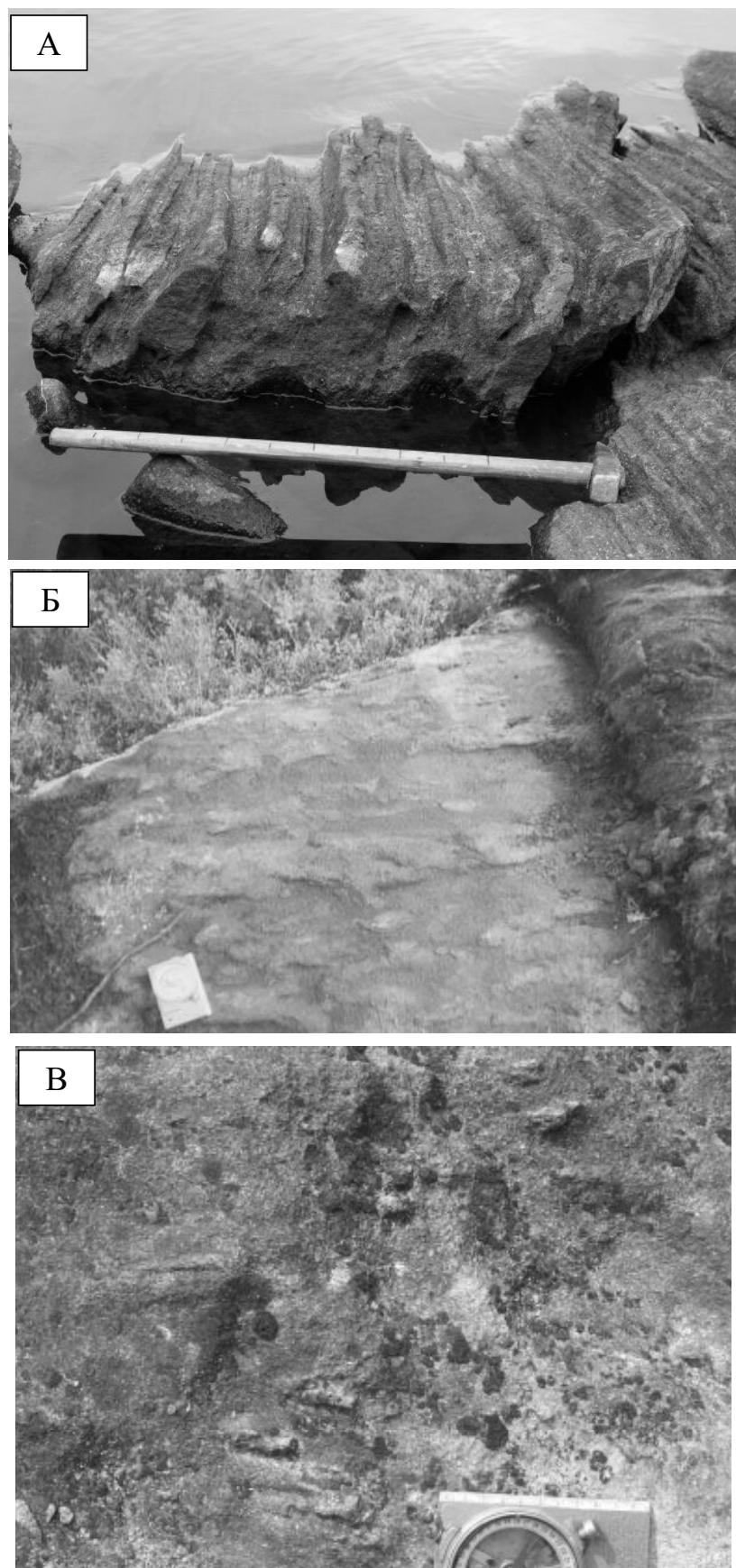


Рис. 23. Текстурные особенности метавулканитов (амфибол-биотитовых гнейсов) хаттомозерской СТА Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса (фото А. И. Слабунова):

А – полосчатая текстура в метатуфах андезитов; Б – реликты агломератовой текстуры; В – метариодакиты с реликтами миндалекаменной текстуры на о. Смолинский (в районе отбора геохронологической пробы ВК-41-3/03)

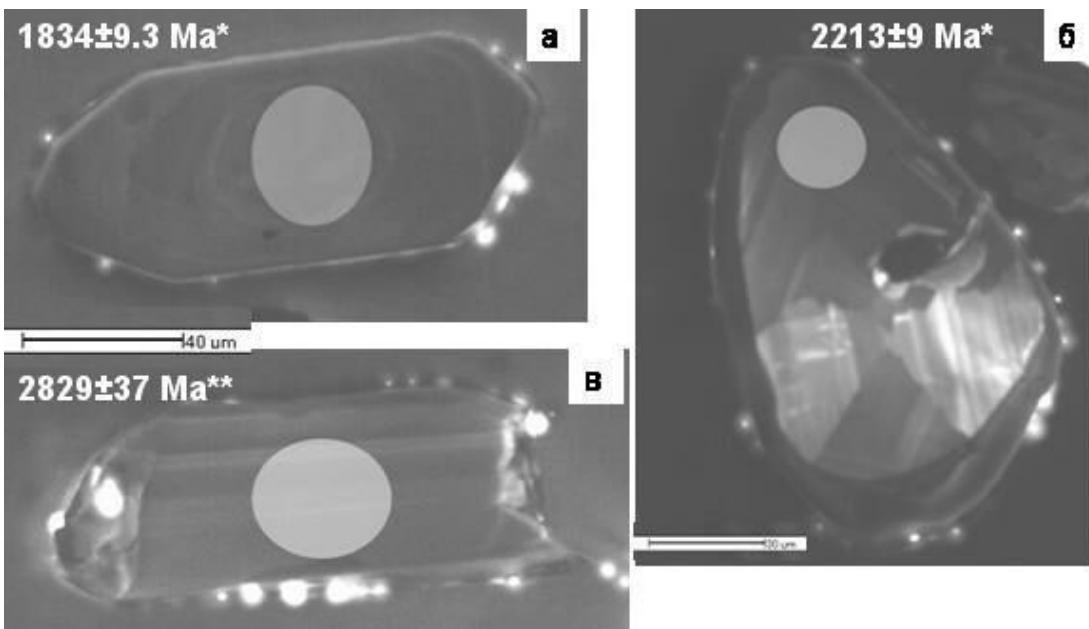


Рис. 24. Катодолюминесцентное изображение цирконов из пробы риодазита (BK-41-3/03) Вокшозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса (Слабунов и др., 2007а).

* – значение возраста в обозначенной точке по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в млн лет (Ma); ** – значение возраста в обозначенной точке по верхнему пересечению с конкордией в млн лет (Ma)

Наиболее высокое положение в рассматриваемом стратотектоническом разрезе занимает толща амфиболитов и кианит-гранат-биотитовых гнейсов (парагнейсов) майозерской СТА. Амфиболиты (гранатовые, плагиоклазовые) представлены полосчатыми среднезернистыми разновидностями. Гнейсы характеризуются крупнозернистой структурой, они слабо мигматизированы. Среди парагнейсов встречаются, кроме того, прослои (или тела) мелкозернистых гранатовых амфиболитов мощностью до 0,3 м. Аналогичные парагнейсы обычны в составе майозерской СТА в Керетьозерской и Кургневской структурах пояса. Мощность толщи парагнейсов Вокшозерской структуры – не менее 100 м.

В восточной части структуры закартирована тектоническая пластина (рис. 22), сложенная метамеланжем. Она имеет генеральное северо-западное простирание и находит выражение в сейсмоотражающих поверхностях. Более детально изучен фрагмент аналогичной пластины в районе оз. Коржино (Сибелев и др., 2006). Обломочная часть меланжа представлена телами линзовидной формы, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 300 м. Обломки представлены гранат-биотитовыми и (кианит)-гранат-биотитовыми гнейсами (парагнейсами), амфиболитами, биотитовыми, биотит-амфиболитовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Последние являются весьма экзотическими для Беломорской провинции и известны еще лишь в нескольких точках (Володичев, 1975; Степанов, Слабунов, 1994). Матрикс меланжа представляет собой мигматизированный меланократовый гранат-биотит-амфиболитовый гнейс, палеосома которого по химическому составу отвечает кварцевому диориту (Сибелев и др., 2006).

Таким образом, керетьозерский зеленокаменный комплекс в Вокшозерской структуре имеет мощность около 1,6 км, и в его составе, так же как в Керетьозерской структуре, выделяются три СТА, изотопный возраст средне-кислых вулканитов сопоставим с возрастом хаттомозерской СТА, вместе с тем среди пород верхнекумозерской СТА не обнаружены метакоматиты.

Петрогохимическая характеристика метавулканитов и эволюция эфузивного магматизма. Прежде чем рассматривать петрогохимические особенности мезоархейских

вулканитов Керетского зеленокаменного пояса, следует отметить, что в силу того что эти породы испытали метаморфические преобразования, не все элементы могут быть использованы для оценки состава их магматического протолита (Arndt et al., 1997 и др.). Для этих целей подходят наименее подвижные элементы, такие как Al, Th, Ti, Nb, Zr, Y, РЗЭ и другие высокозарядные элементы (Sc, Hf, Ta). Такие элементы, как Si, Fe и переходные элементы (Ni, Cr, Co и др.), также широко используются, но они могут при определенных обстоятельствах быть подвижными. Наибольшей подвижностью при метаморфизме обладают щелочные элементы (K, Na, Rb, Cs), Ca, Sr, U, поэтому они используются реже. В условиях Беломорской провинции Фенноскандинавского щита, как показали специальные исследования на примере амфиболизации габброидов (Слабунов, 1993а), все петрогенные элементы (включая щелочные) могут применяться для целей петрохимической классификации основных пород, хотя в ряде случаев наблюдается значительное увеличение содержания K в амфиболитах.

Среди вулканитов Керетской структуры выделяются три породные ассоциации: коматиит-толеитовая, дифференцированная андезибазальт-андезит-риолитовая и андезибазальт-базальтовая. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 25, А) фигуративные точки составов основных и средне-кислых вулканитов расположены в полях от базальтов до риолитов, главным образом, нормального ряда, однако часть андезибазальтов и андезитов имеет повышенную щелочность. Базальты относятся к толеитовой серии натриевому типу щелочности, а средне-кислые – к известково-щелочной серии, натриевому и калиево-натриевому типу щелочности (рис. 25, Б; 26). Ультраосновные породы коматиит-толеитовой ассоциации по соотношению $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ (Jensen, 1976) классифицируются как перidotитовые и базальтовые коматиты (рис. 26).

Коматиит-толеитовая ассоциация слагает верхнекумозерскую СТА. Метабазальты резко преобладают в ее составе и в соответствии с петрохимической классификацией (Петрографический..., 1995) относятся, главным образом, к толеитам натрового ряда (рис. 25, 26; табл. 1). На бинарных диаграммах MgO – окислы фигуративные точки составов этих метабазальтов образуют тренд, близкий к феннеровскому: при уменьшении в них содержания MgO происходит увеличение содержания суммы FeO , SiO_2 , TiO_2 и уменьшение – Al_2O_3 (рис. 27). Такой характер изменения их состава позволяет предположить, что он определяется фракционированием умеренно-магнезиальных расплавов под контролем $\text{Ol}^* + \text{Pl} + \text{Cpx}$ и Ol (рис. 27), т. е. при относительно низких давлениях и низкой фугитивности O_2 (Кадик и др., 1990). Однако на ряде диаграмм (рис. 27, А, Б, Е) намечается тренд, существование которого можно объяснить фракционированием Cpx (Кокс и др., 1982), что может свидетельствовать о наличии более глубинных кристаллизационных камер.

Ведущая роль Ol , Cpx и Pl при образовании этих толеитов подтверждается и особенностями распределения в них Ti, Y, Zr, Co, что продемонстрировано на диаграммах (рис. 28; табл. 2). Расчет на основе модели фракционной кристаллизации (Зеленокаменные..., 1988; Лобач-Жученко и др., 1989; Матреничев, 2000) показывает, что рассматриваемая вулканическая серия могла сформироваться при высокой (60–70%) степени дифференциации расплава.

По содержанию РЗЭ выделяются три группы метабазальтов (рис. 29, а): сильно обедненные легкими РЗЭ, с содержаниями в 2–10 раз выше хондритовых; с «плоским» графиком распределения РЗЭ на уровне 8–15 норм хондрита, слегка обеднены легкими РЗЭ; слабообогащенные легкими РЗЭ, с содержаниями выше, чем в хондрите, в 15–30 раз; все группы характеризуются небольшим Eu минимумом. Базальты такого состава могли сформироваться из расплавов, близких к коматитовым базальтам, путем отделения Ol , Cpx и Pl (т. е. при низких давлениях), что согласуется с вышесказанным.

* Список принятых сокращений минералов см. приложение 2.

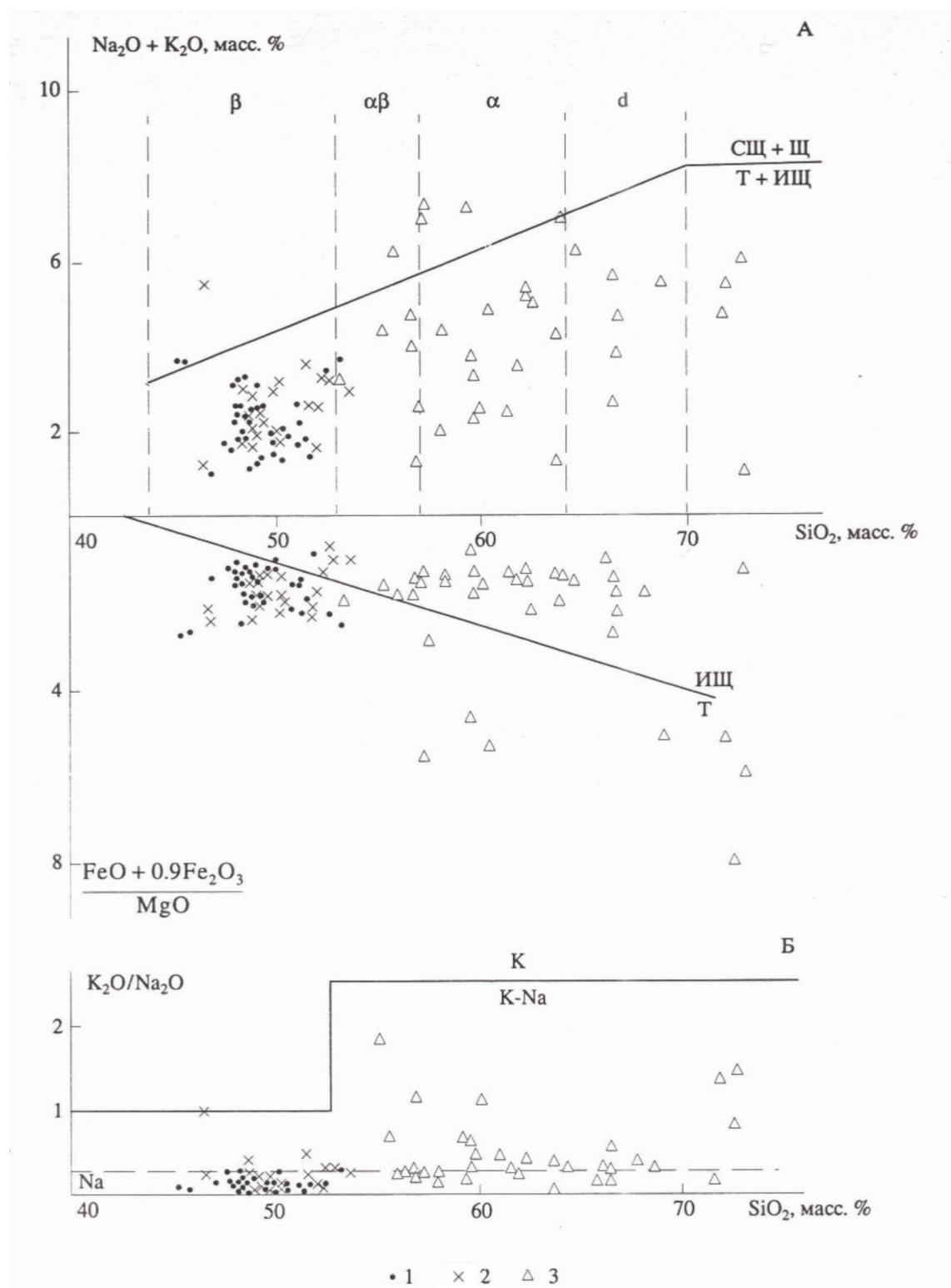


Рис. 25. Составы мезоархейских вулканитов Керетского зеленокаменного пояса на классификационных диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, $(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (А), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Петрографический..., 1995) (Б):

1 – амфиболиты (метабазальты) верхнекумозерской СТА; 2 – амфиболиты майозерской СТА; 3 – метатуфы и лавы хаттомозерской СТА. Серии: Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная, СШ – субщелочная, Щ – щелочная; тип щелочности серий: К-На – калиево-натриевый, К – калиевый

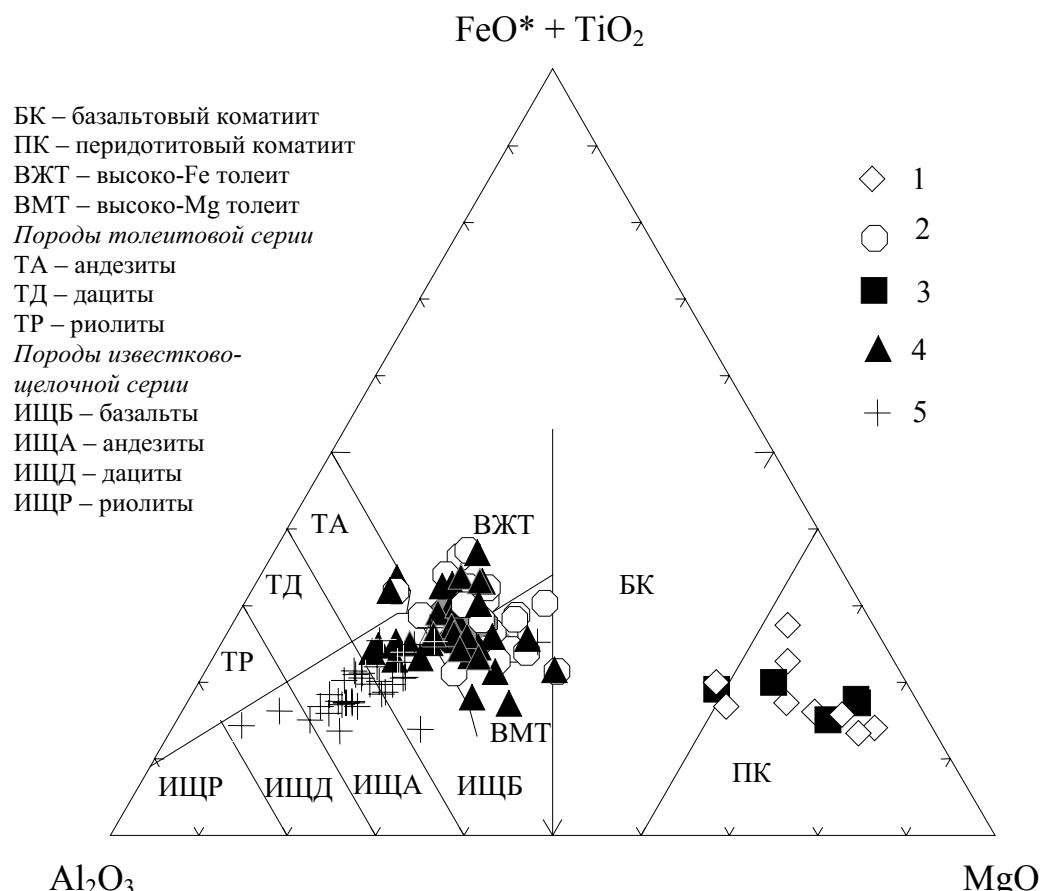


Рис. 26. Катионная диаграмма $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen, 1976) для метавулканитов керетьозерского комплекса Керетского зеленокаменного пояса:

1, 2 – вулканиты верхнекумозерской стратотектонической ассоциации (СТА): 1 – метакоматиты, 2 – матабазальты; 3, 4 – вулканиты майозерской СТА: 3 – ультрабазиты; 4 – андезибазальты, базальты; 5 – средне-кислые метавулканиты хаттомозерской СТА

Таким образом, толеиты ранней стадии вулканизма формировались преимущественно в малоглубинных камерах (главная из которых находилась на глубине до 15 км) в ходе фракционной кристаллизации первичных выплавок (имевших, вероятно, состав, близкий к коматитовым базальтам), возможно также существование и более глубинных камер, однако они имели резко подчиненное значение.

По особенностям состава базальты этой ассоциации близки толеитам ТН-1 архейских зеленокаменных поясов (Конди, 1981). При сопоставлении составов верхнекумозерских базальтов с толеитами различных современных геодинамических обстановок в полной мере проявляется своеобразие архейских базитов, на что обращают внимание многие исследователи (Конди, 1983; Моралев, Глуховский, 2001; Arndt et al., 1997 и др.). Так, на ряде дискриминационных диаграмм (рис. 30) фигуративные точки составов рассматриваемых толеитов располагаются в полях островодужных толеитов ($\text{Zr}/\text{Y} - \text{Zr}$, $\text{Ti} - \text{V}$), на других ($\text{Cr} - \text{Ti}$) сопоставимы с нормальными и обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов (N- и E-MORB). Однако использование более широкого спектра микроэлементов (рис. 29, б) дает основание сопоставлять эти толеиты только с океаническими сериями ($\text{Th}_{\text{N}} < \text{Nb}_{\text{N}} > \text{La}_{\text{N}}$). Более того, часть метабазитов сопоставима с базальтами океанических плато, примеры которых известны среди архейских базальтов Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов Карельского кратона (Puchtel et al., 1999).

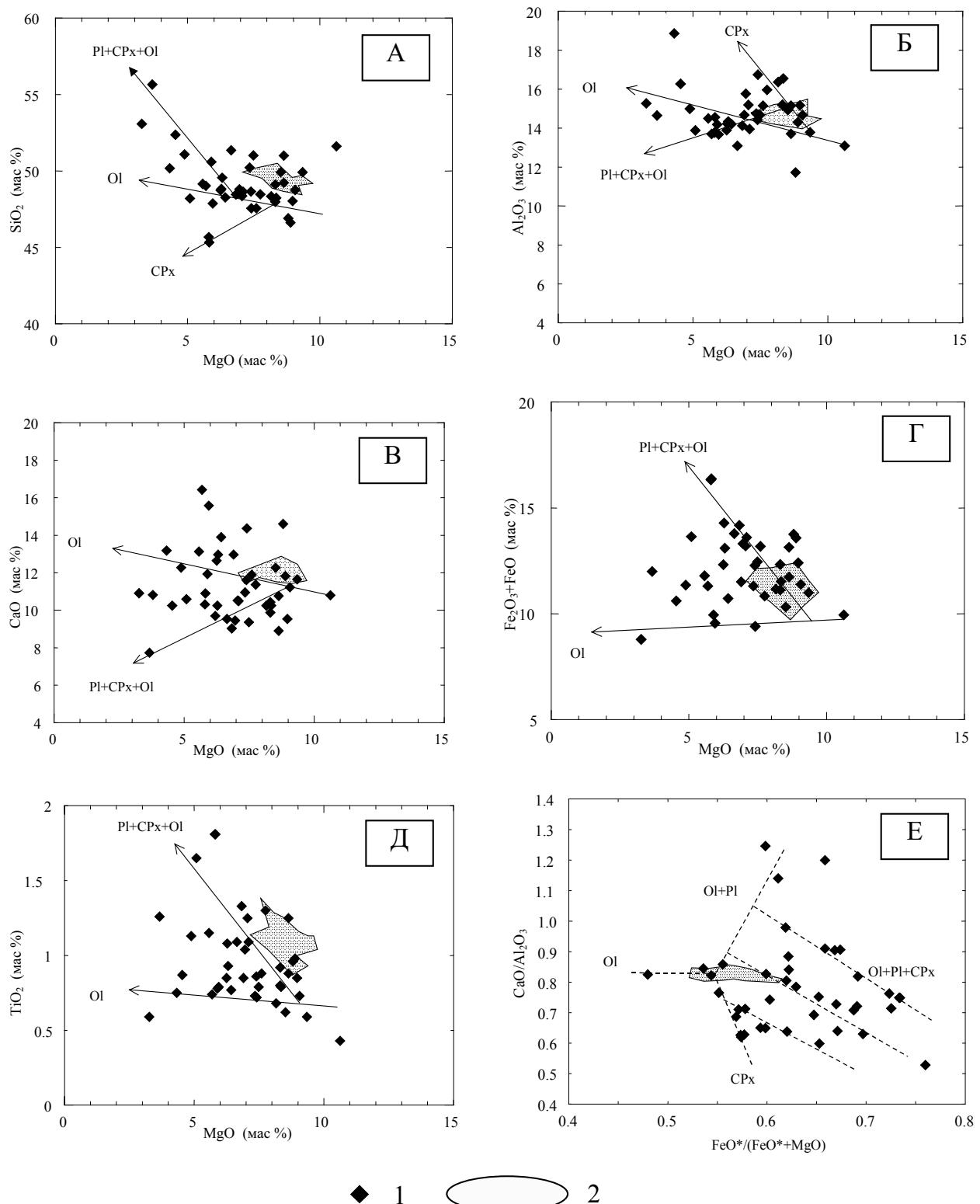


Рис. 27. Вариационные MgO – окисел (А–Д) и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ (Е) диаграммы для метабазальтов коматит-базальтовой ассоциации верхнекумозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса – 1 и базальтов срединно-океанического хребта (Рифтовая..., 1990) – 2. Стрелки на диаграммах А–Д – тренды изменения состава при фракционировании фаз, обозначенных около стрелки, пунктирные линии на рис. Е – принципиальная схема кристаллизации толеитовых магм (Нестеренко, Арискин, 1993)

Глава 2

Таблица 1. Состав мезоархейских амфиболитов (метабазальтов) верхнекумозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Авт. ном.	242-3	392	211-9	236-3	347-1	230-7	214-3	212-3	465-2	587-2	306-2	465-5	240-1	611-7	450-1	450-2*	450-10*	
SiO ₂	45,34	45,68	47,56	47,88	47,98	48,04	48,24	48,34	48,36	48,46	48,48	48,56	48,64	48,66	48,76	48,8	48,8	
TiO ₂	1,81	1,81	0,72	0,79	0,92	0,85	0,79	0,68	1,25	1,33	1,30	0,85	1,09	0,86	0,73	0,98	1,04	
Al ₂ O ₃	14,56	13,77	16,74	13,67	15,19	15,17	16,54	16,36	15,19	14,12	15,96	14,67	13,95	14,42	14,67	15,14	15,77	
Fe ₂ O ₃	3,61	3,11	1,44	2,02	1,79	1,71	2,80	1,95	2,42	2,33	2,22	1,69	2,92	2,23	2,34	2,93	2,16	
FeO	12,77	13,22	7,97	7,54	10,54	10,70	8,73	9,22	10,78	11,85	8,62	9,82	10,69	10,05	9,05	11,38	11,15	
MnO	0,06	0,21	0,26	0,18	0,20	0,18	0,18	0,19	0,17	0,22	0,19	0,21	0,25	0,17	0,18	0,14	0,19	
MgO	5,82	5,80	7,41	5,95	8,32	8,97	8,35	8,16	7,06	6,83	7,75	6,90	7,10	7,40	9,07	7,05	6,96	
CaO	10,90	10,31	14,37	15,58	9,88	9,53	10,25	10,25	10,52	9,03	11,37	12,97	10,49	11,61	11,22	8,54	8,45	
Na ₂ O	3,34	3,27	1,38	1,40	2,83	2,02	2,11	3,04	2,07	2,79	1,77	1,73	2,05	2,27	1,92	2,81	2,25	
K ₂ O	0,36	0,38	0,34	0,25	0,27	0,25	0,31	0,24	0,54	0,48	0,29	0,12	0,28	0,23	0,33	0,28	0,23	
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,10	0,17	–	
H ₂ O	0,17	0,06	0,03	0,03	0,05	0,13	0,11	0,05	0,03	0,22	0,11	0,03	0,14	0,14	0,04	–	0,01	
ппп	1,66	1,90	1,35	4,45	1,53	2,03	1,31	1,40	1,49	1,84	1,61	2,04	2,83	1,49	1,42	1,58	1,68	–
Cr	113	191	360	–	300	370	538	330	130	140	270	270	260	310	400	286	293	
Ni	56,5	37	160	–	140	100	169	140	110	130	130	120	108	120	130	68	89	
Co	49	48	21	–	50	49	49	43	48	33	44	41	61	0	40	57	54	
V	52	490	260	–	370	360	302	310	320	290	200	280	337	260	250	416	309	
Cu	53	–	62	–	76	24	–	19	42	100	94	54	–	30	56	–	–	
№ пп	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Авт. ном.	629-3	238-2	227-2	231-1	209-6	210-2	211-3	233-1	545-8	210-6	431-2	465-4	215-3	216-2	234-9	2814-1	2883-1	2811-1
SiO ₂	48,82	49,12	49,15	49,23	49,92	49,92	50,18	50,23	51,00	51,08	51,62	51,36	51,02	52,37	53,08	53,20	47,08	49,68
TiO ₂	1,08	0,80	1,15	0,88	0,62	0,59	0,75	0,73	1,25	1,13	0,43	1,09	0,79	0,87	0,59	1,23	1,10	0,91
Al ₂ O ₃	14,22	15,20	14,49	15,15	14,93	13,79	18,62	14,75	13,71	14,99	13,09	13,09	14,67	16,27	15,27	14,63	14,60	14,38
Fe ₂ O ₃	2,56	1,50	2,83	2,21	1,56	2,02	2,48	1,49	2,60	3,74	1,40	2,89	2,18	1,70	1,48	2,82	3,59	3,41
FeO	11,73	9,63	8,97	9,53	8,76	8,98	7,30	9,82	10,54	7,62	8,55	10,90	10,28	8,91	7,31	8,18	9,77	8,76
MnO	0,12	0,17	0,28	0,23	0,19	0,21	0,29	0,20	0,22	0,26	0,21	0,19	0,24	0,19	0,28	0,23	0,25	0,23
MgO	6,28	8,32	5,57	8,64	8,52	9,35	4,33	7,35	8,64	4,89	10,63	6,65	7,49	4,54	3,27	4,70	7,15	6,84
CaO	10,25	10,44	13,13	10,76	12,27	11,65	13,18	10,95	8,90	12,27	10,80	9,53	9,36	10,25	10,91	10,68	12,70	10,83
Na ₂ O	2,50	3,00	2,35	1,36	1,33	1,62	1,03	1,80	2,48	1,96	1,25	1,65	1,50	3,05	3,02	2,85	1,38	2,03
K ₂ O	0,05	0,14	0,21	0,09	0,11	0,16	0,30	0,27	0,20	0,21	0,16	0,14	0,22	0,36	0,76	0,24	0,54	0,06
H ₂ O	0,20	0,07	0,09	0,11	0,07	0,00	0,04	0,08	0,13	0,11	0,06	0,08	0,11	0,34	0,04	0,07	0,15	0,12
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,11	0,12	0,02
ппп	1,69	1,37	1,40	1,59	1,51	1,40	1,43	2,23	0,27	1,35	1,34	1,95	2,28	1,43	3,74	1,13	1,42	2,53
Cr	160	236	290	350	600	480	440	380	210	220	900	100	300	270	–	440	170	230
Ni	70	119	110	120	160	160	220	130	130	130	290	68	130	90	–	110	120	130
Co	60	44	55	48	59	44	57	47	62	52	51	43	56	86	–	36	100	38
V	340	276	370	360	260	360	280	350	280	430	180	390	410	400	–	330	260	330
Cu	15	13	95	12	210	160	270	19	–	210	280	50	17	140	–	10	140	39
№ пп	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Авт. ном.	2812-1	2857-1	2841-2	2841-3	2857-2	2847-1	2840-1	2840-2	2812-2	2822-1	2820-1	B- 7/02*	B- 2/02*	B- 4/02*	2241-1	2241-2	2276-2	2276-3
SiO ₂	49,32	45,00	49,38	50,94	47,00	50,03	47,30	49,52	48,14	50,26	47,32	48,76	49,26	50,31	55,66	47,56	46,62	49,56
TiO ₂	0,75	0,54	0,88	1,02	0,68	0,85	0,83	1,81	1,06	1,60	2,46	1,32	1,36	1,14	1,26	0,88	0,98	0,93
Al ₂ O ₃	15,27	17,71	13,84	14,01	16,31	14,39	14,65	12,47	13,98	13,38	13,10	14,65	14,39	13,96	14,65	15,15	14,30	14,34
Fe ₂ O ₃	3,16	2,75	2,91	2,21	3,27	3,21	4,53	3,48	3,75	3,84	2,98	13,84**	9,51**	13,49**	3,86	2,77	2,92	3,76
FeO	7,33	7,32	9,76	7,25	8,33	8,76	10,34	12,21	9,19	11,49	14,51	–	–	8,14	10,42	10,66	9,34	–
MnO	0,20	0,14	0,14	0,21	0,21	0,20	0,43	0,24	0,17	0,25	0,27	0,12	0,21	0,19	0,21	0,20	0,22	0,24
MgO	6,24	11,36	7,72	6,33	9,03	7,06	4,33	5,51	8,16	4,66	5,93	6,61	6,00	6,87	3,67	7,60	8,89	6,31
CaO	14,87	11,26	10,54	13,86	11,84	10,83	13,72	9,82	12,05	9,09	8,59	11,46	15,93	10,81	7,74	11,89	11,82	12,97
Na ₂ O	0,87	1,43	2,73	2,80	1,28	2,64	1,78	1,93	1,36	3,07	2,62	2,51	1,39	2,28	3,23	1,12	1,22	1,12
K ₂ O	0,18	0,30	0,25	0,15	0,23	0,24	0,27	0,77	0,52	0,28	0,21	0,42	0,30	0,26	0,45	0,62	0,70	0,10
P ₂ O ₅	0,10	–	–	–	–	–	0,10	0,23	0,09	0,29	0,21	0,10	0,20	0,17	0,23	0,08	0,07	0,08
H ₂ O	0,07	0,03	0,10	0,11	0,05	0,10	0,13	0,09	0,05	0,02	0,22	–	–	0,13	0,07	0,04	0,04	0,04
ппп	1,60	1,65	1,57	0,92	1,36	1,19	1,31	1,46	1,47	1,83	1,27	0,45	1,45	0,52	0,98	1,55	1,54	1,32
Cr	310	240	210	190	280	250	190	90	320	75	35	230	168	226	35	260	290	130
Ni	160	380	140	86	180	150	110	74	110	25	89	115	84	74	25	150	110	75
Co	33	70	51	37	51	63	83	48	34	30	87	57	28	46	27	59	47	37
V	240	150	280	290	200	270	250	360	280	180	590	313	243	284	240	280	300	220
Cu	21	31	73	10	110	73	340	470	10	10	85	97	16	14	20	39	100	100
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	1	6	10	6	8	–

Окончание табл. 1

№пп	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Авт. ном.	2812-1	2857-1	2841-2	2841-3	2857-2	2847-1	2840-1	2840-2	2812-2	2822-1	2820-1	B- 7/02*	B-28- 2/02*	B-29- 4/02*	2241-1	2241-2	2276-2	2276-3
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	1	10	11	11	4
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	79	65	38	330	250	100	100
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85	97	311	149	109	43	95
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4	4,0	4,4	7,0	7,0	4,0	7,0
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	66	31	103	45	38	50
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	28	23	31	28	18	23
Th	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	0,21	6,00	6,00	6,00	6,00

П р и м е ч а н и е . Все силикатные анализы, кроме обозначенных звездочкой (*), выполнены по стандартной методике в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания Cr, Ni, Co, V, Cr определены методом количественного спектрального анализа (кроме выделенных серым цветом), содержания Pb, Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, Th (а также выделенные серым цветом) – рентгено-флюоресцентным методом в Институте геологии КарНЦ РАН, а анализы 47–49 – ICP-MS. ** – все Fe – в форме Fe_2O_3 . 1–32 – Керетьозерская структура; 33–49 – Вокшозерская структура (47–49 – анализы М. М. Богиной: Слабунов и др., 2007); 50–53 – Поньгомозерская структура.

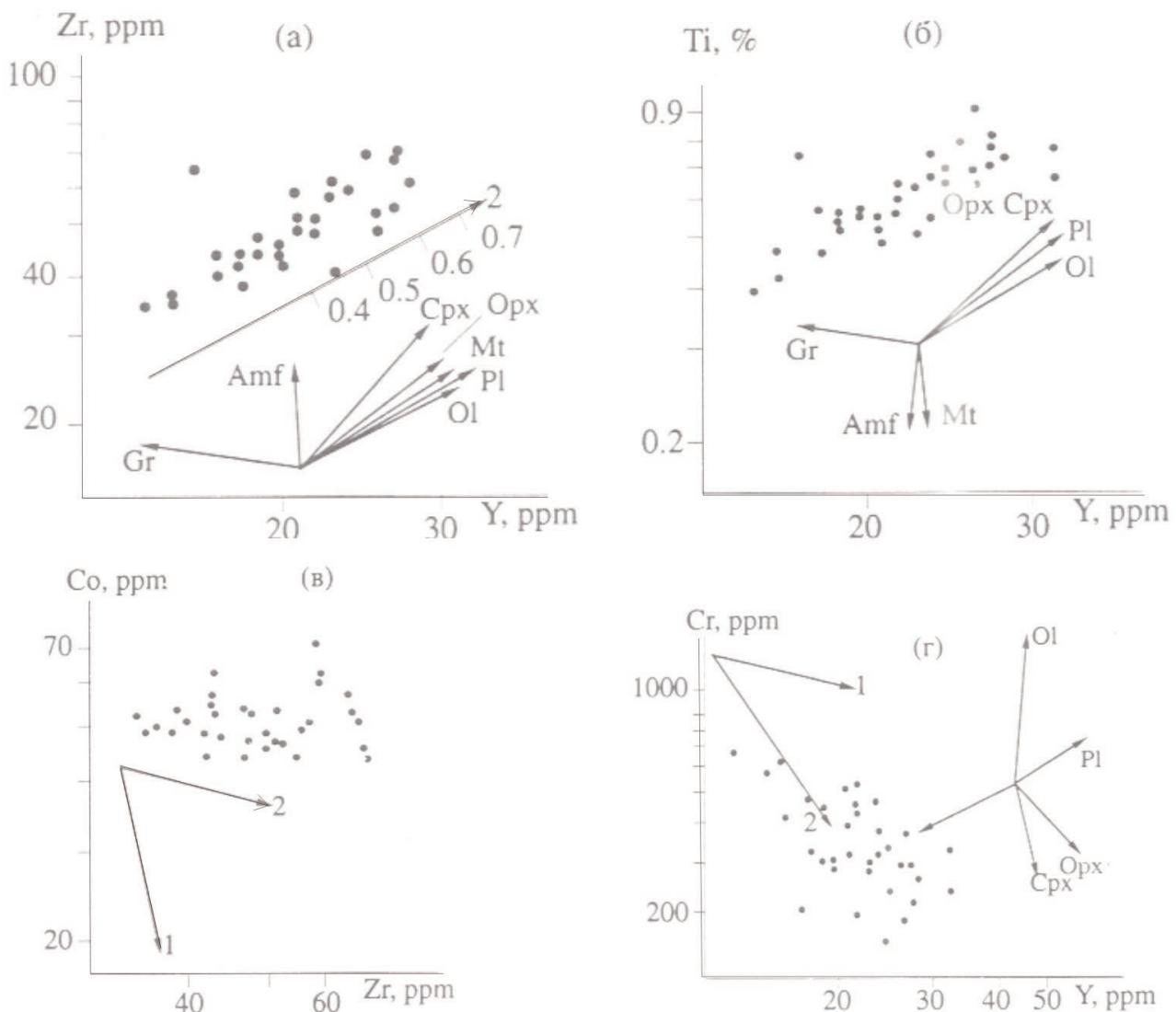


Рис. 28. Диаграммы Zr – Y, Ti – Y, Co – Zr, Cr – Y с фигуративными точками составов метабазальтов верхнекумозерской СТА (Слабунов, 1993б) и рассчитанными трендами изменения содержаний редких элементов в расплавах при фракционной кристаллизации под контролем обозначенных минералов или их совокупности при степени дифференциации 0,4–0,7

Таблица 2. Состав (микроэлементы в г/т) мезоархейских амфиболитов (метабазальтов) верхнетумозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса

	№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Авт. ном.		450-1	450-4	450-6	450-12	450-19	450-23	431-2	465-4	465-5	209-6	629-3	211-3	306-2	238-2	242-3	240-1	450-2 *	450-10 *	B-7/02	B-29-4/02
Cr	405	237	193	194	133	217	927	85	207	377	142	340	234	236	113	192	286	293	230	226	
Ni	144	144	83,4	115	123	85,2	329	62,2	144	185	68,5	196	147	119	56,4	135	68	89	114,8	73,5	
Co	43,5	107	38,9	47,4	52,7	47,0	66,4	44,7	46,5	49,2	54,6	44,7	43,9	49,0	59,8	57	54	57,5	45,8		
Sc	46,0	63,8	41,1	43,4	35,5	48,9	43,0	53,0	42,5	48,6	42,7	37,3	39,3	43,2	51,8	47,5	—	—	36,7	42,6	
V	248	425	273	291	262	338	207	362	272	258	327	228	249	276	518	330	416	309	313	284	
Cu	1,09	7,12	21,5	8,56	25,7	12,9	167	17,5	16,9	131	10,9	108	55,8	12,6	52,5	133	—	—	97,08	13,85	
Pb	0,52	0,43	0,75	1,14	1,56	3,04	0,76	1,07	0,71	0,9	1,71	2,57	1,10	1,54	2,81	3,22	—	—	2,80	1,14	
Rb	7,19	8,41	7,37	2,59	2,53	2,60	5,59	1,48	2,32	2,59	12,6	6,82	16,6	4,09	11,7	9,80	5	3	2,43	0,75	
Ba	31	35	38	33	36	25	55	20	26	16	90	28	67	41	189	59	—	—	78,8	38,1	
Sr	74,3	20,4	127	85,6	85,5	47,3	100	54,3	67,7	73,2	119	189	129	102	452	87,1	53	72	84,7	310,8	
Ga	15,0	21,4	16,3	16,4	17,4	18,5	10,3	18,8	14,8	13,0	19,5	18,7	16,8	17,3	22,1	19,3	—	—	17,9	15,5	
Ta	0,08	0,04	0,13	0,09	0,18	0,12	0,03	0,14	0,10	0,08	0,16	0,22	0,24	0,09	0,47	0,18	—	—	0,16	0,26	
Nb	1,30	0,71	2,56	1,54	2,46	2,08	2,67	2,13	1,51	1,25	2,62	2,25	3,54	1,54	8,53	2,89	—	—	—	4,4	
Hf	1,15	1,46	1,86	1,37	1,53	1,64	0,69	1,57	1,35	0,82	2,14	1,15	1,70	1,43	3,87	2,13	—	—	0,93	1,11	
Zr	36,9	41,0	53,2	41,4	53,0	52,6	18,1	54,4	38,9	25,2	61,5	32,8	53,5	37,9	125	67,9	43	47	20,3	30,7	
Y	16,5	16,4	28,4	21,0	23,4	26,4	10,9	26,2	19,9	15,0	25,6	15,7	34,3	20,4	45,4	30,2	20	20	24,8	23,2	
Th	0,18	0,07	0,28	0,16	0,28	0,27	0,07	0,26	0,19	0,09	0,30	0,16	0,50	0,15	1,22	0,36	—	—	0,20	0,21	
U	0,02	—	0,05	0,02	0,07	0,04	—	0,06	0,02	—	0,06	0,10	0,14	0,05	0,25	0,07	—	—	0,15	0,14	
La	2,01	0,40	2,43	1,99	4,45	3,60	0,62	3,31	2,30	1,68	3,39	2,53	6,03	0,86	8,87	3,98	1,80	4,60	2,76	4,98	
Ce	5,33	1,60	6,51	5,99	9,34	8,20	1,85	8,98	6,06	4,40	8,95	6,34	15,90	3,09	25,30	11,20	5,40	8,80	8,29	13,94	
Pr	0,90	0,40	1,09	0,97	1,49	1,45	0,33	1,52	0,98	0,74	1,51	1,10	2,51	0,63	3,95	1,76	—	—	1,35	2,04	
Nd	4,89	2,42	6,34	5,63	8,19	7,60	2,25	7,92	5,63	4,24	7,80	5,41	13,90	3,65	21,40	9,50	5,00	—	7,42	9,99	
Sm	1,74	1,24	2,26	2,02	2,82	2,76	0,85	2,78	1,86	1,48	2,43	1,98	4,56	1,77	6,09	3,51	1,80	2,40	2,62	2,82	
Eu	0,55	0,41	0,81	0,66	0,92	1,00	0,25	0,83	0,77	0,59	0,84	0,68	1,52	0,69	1,93	1,13	0,51	0,61	0,99		
Gd	2,39	1,82	3,88	3,08	3,67	3,75	1,42	3,56	2,73	2,22	3,70	2,72	5,90	2,71	7,59	4,63	—	—	3,58	3,50	
Tb	0,46	0,37	0,70	0,54	0,57	0,65	0,27	0,75	0,49	0,42	0,68	0,43	0,99	0,50	1,28	0,82	0,55	0,51	0,66	0,62	
Dy	2,85	2,53	4,39	3,48	3,93	4,54	1,59	4,86	3,41	2,81	4,62	2,77	5,84	3,25	7,63	5,45	—	—	4,36	4,12	
Ho	0,63	0,56	1,01	0,78	0,80	0,97	0,40	0,96	0,69	0,55	0,89	0,57	1,27	0,72	1,69	1,12	—	—	0,96	0,94	
Er	1,76	1,85	2,82	2,51	2,38	3,03	1,35	2,93	2,09	1,62	2,74	1,68	3,83	2,15	5,09	3,18	—	—	2,70	2,70	
Tm	0,26	0,28	0,49	0,33	0,37	0,44	0,18	0,40	0,32	0,25	0,39	0,24	0,52	0,32	0,70	0,48	—	—	0,41	0,42	
Yb	1,81	1,77	3,27	2,27	2,41	2,88	1,08	2,65	2,19	1,61	2,54	1,60	3,39	2,18	4,60	2,92	2,20	2,10	2,61	2,71	
Lu	0,30	0,28	0,47	0,31	0,34	0,42	0,18	0,40	0,31	0,23	0,31	0,20	0,46	0,36	0,66	0,41	0,35	0,34	0,38	0,40	

Причина. Все анализы, за исключением отмеченных *, выполнены методом ICP-MS. 1–18 – Кертьозерская структура (анализы М. М. Богданой: Слабунов и др., 2007). Содержания РЭЗ определены нейтронно-активационным методом, остальные элементы – рентгено-флюоресцентным.

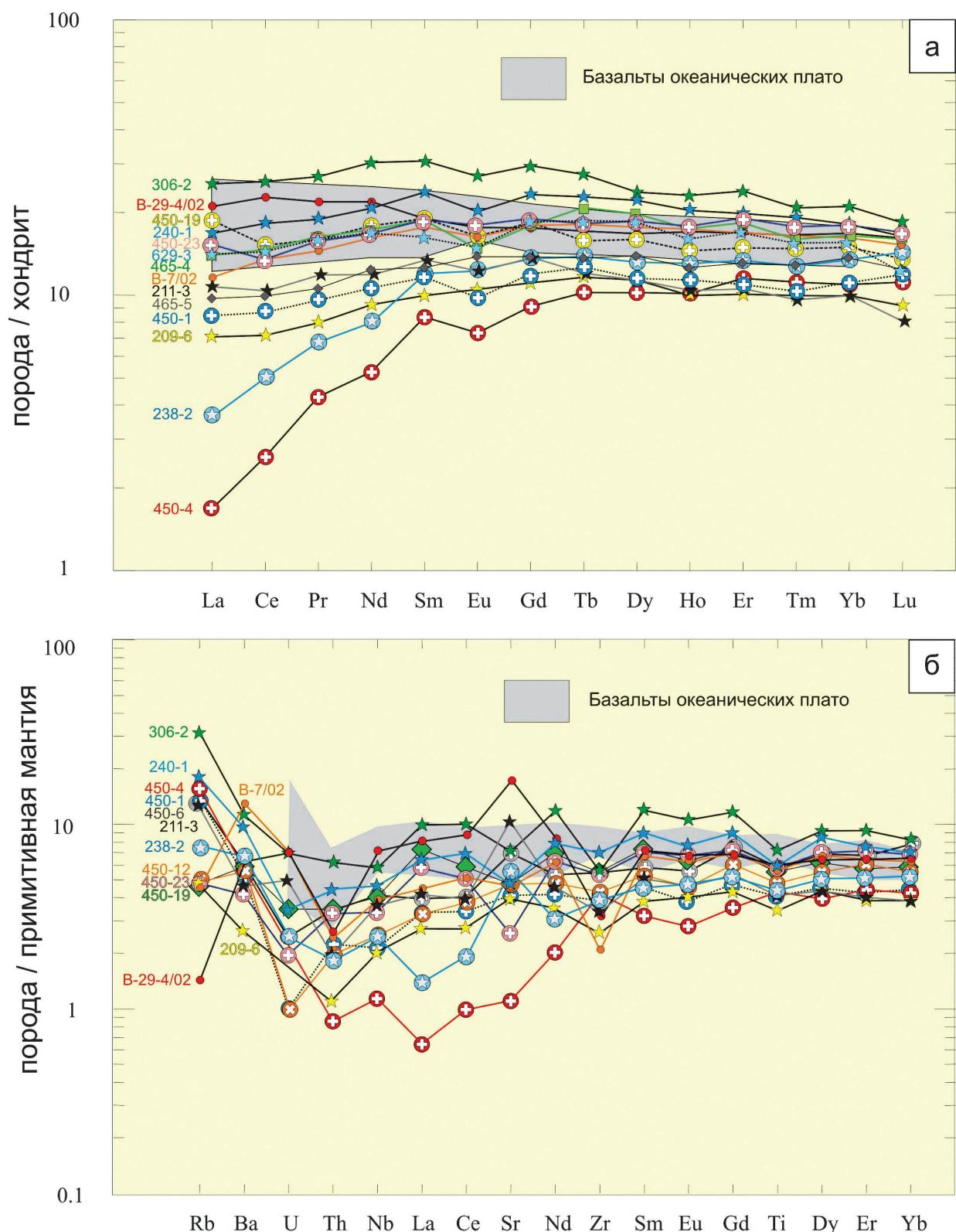


Рис. 29. Нормированное по хондриту (McDonough, Sun, 1995, см. прил. 1) содержание РЗЭ (а) и по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержание элементов (б) в метабазалтах коматит-базальтовой ассоциации верхнекумзозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (табл. 2), базальтах океанического плато (Puchtel et al., 1997)

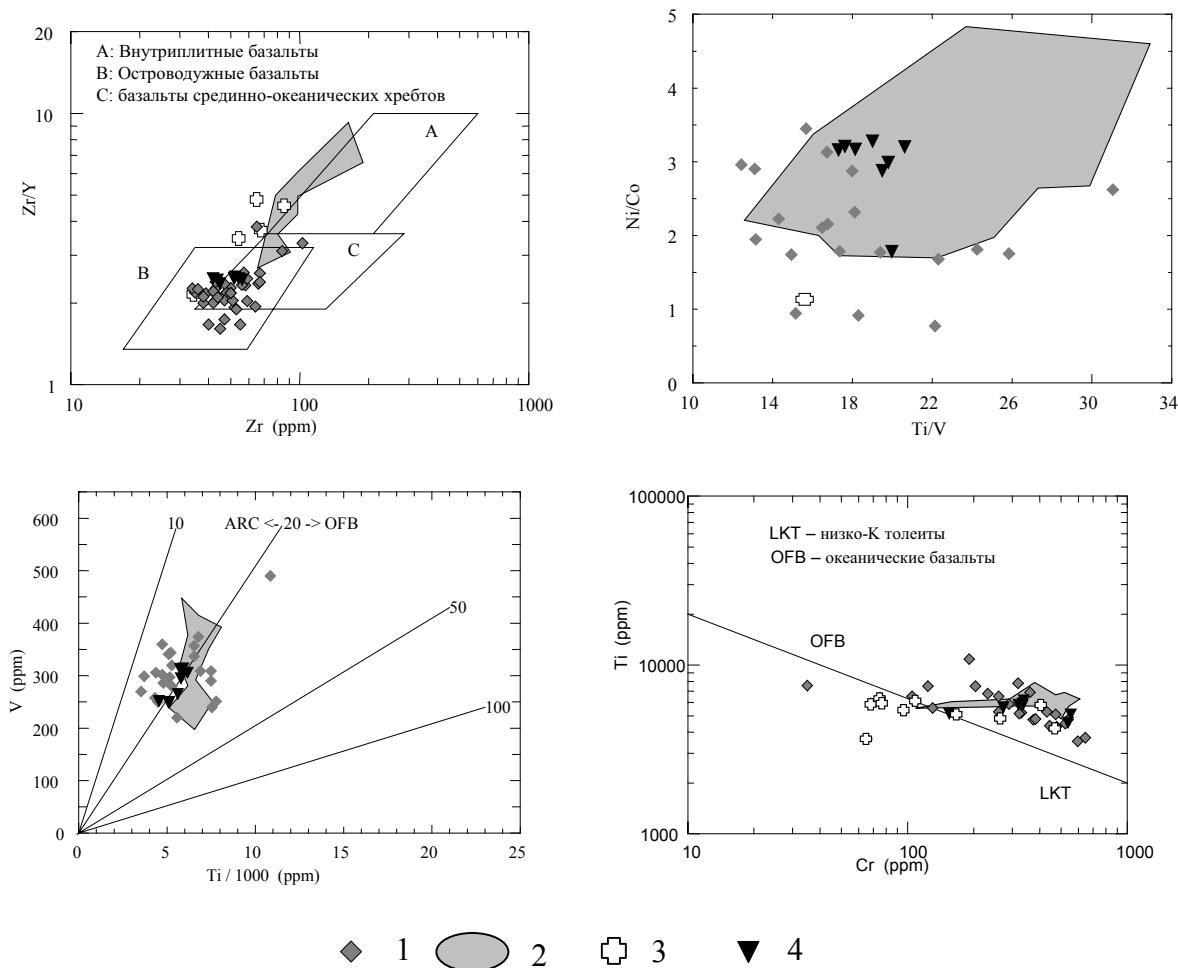


Рис. 30. Фигуративные точки составов базальтов коматиит-толеитовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса – 1, базальтов срединно-океанического хребта Северной Атлантики (Рифтовая..., 1990) – 2, островодужных толеитов (Цветков, 1990) – 3, архейских базальтов океанических плато (Puchtel et al., 1999) – 4 на диаграммах $Zr/Y - Zr$ (Pearce, Nograssy, 1979), $Ni/Co - Ti/V$, $V - Ti$ (Shervais, 1982) и $Ti - Cr$ (Pearce, 1975)

Наличие среди верхнекумозерских толеитов тел ультрабазитов усиливает сходство этой ассоциации с магматитами океанических плато. По петрохимическим особенностям метаультрабазиты рассматриваемой ассоциации отвечают коматиитам и коматитовым базальтам (рис. 31, А; табл. 3), это согласуется с положением их figuratивных точек в полях перидотитовых коматиитов и базальтовых коматиитов на катионной диаграмме $MgO - Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2$ (рис. 26), которая также часто используется для целей классификации ультраосновных вулканитов. По соотношению в коматиитах Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 выделяются два петрогохимических типа этих пород (Jahn et al., 1980; Nesbit, Sun, 1976; Nesbit et al., 1982). Коматииты типа Мунро (или Al-недеплетированные) характеризуются хондритовыми уровнями значений Al_2O_3/TiO_2 (около 20), $CaO/Al_2O_3 > 1$ и тяжелых РЗЭ, а барбертонского типа (или Al-деплетированные) – Al_2O_3/TiO_2 около 10, $CaO/Al_2O_3 < 1$, обогащены тяжелыми РЗЭ. Коматииты первого типа наиболее характерны для неоархейских комплексов, второго – типичны для относительно древних (древнее 3,0 млрд лет) зеленокаменных комплексов (Arndt et al., 1997).

Среди верхнекумозерских пород коматитовой серии выделяются две группы: в одной из них отношение Al_2O_3/TiO_2 близко к 20, $CaO/Al_2O_3 = 0,64-0,9$; $Zr/Y = 2-3$ (рис. 31, Б, В, Д), что соответствует Al-недеплетированному типу, во второй отношение Al_2O_3/TiO_2 – около 7,

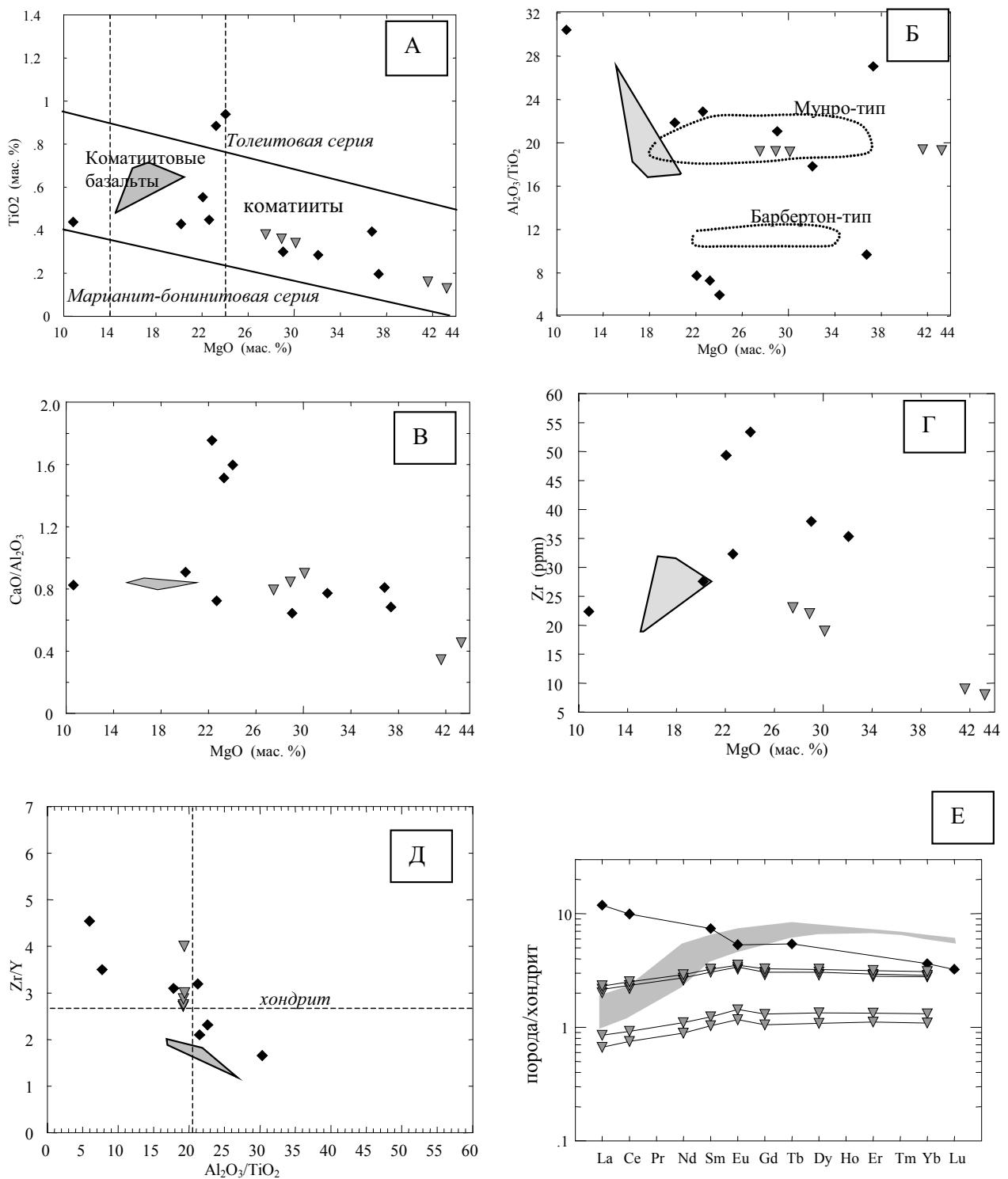


Рис. 31. Фигуративные точки составов метакоматиитов коматит-толеитовой ассоциации верхнекумо-зерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (*ромбы*), фанерозойских коматитов о. Гаргона (*поля серого цвета*) (Kerr et al., 1996) и архейских коматитов Каменноозерской структуры Сумозерско-Кено-зерской системы зеленокаменных поясов (*треугольники*) (Puchtel et al., 1999) на диаграммах MgO – TiO_2 (Коматиты..., 1988) (А), MgO – Al_2O_3/TiO_2 (Б), MgO – CaO/Al_2O_3 (В), MgO – Zr (Г), Al_2O_3/TiO_2 – Zr/Y (Д) и нормированные по хондрииту (Taylor, McLennan, 1985, прил. 1) содержания в них РЗЭ (Е)

$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1,5$. Низкое отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в ультрабазитах второй группы связано с относительно высоким содержанием в этих породах TiO_2 , высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – с вторичными изменениями в породах. Таким образом, для петрологических оценок условий формирования рассматриваемых коматитов могут быть использованы только породы с устойчивыми петрохимическими характеристиками, т. е. первой группы. Уровень содержания тяжелых РЗЭ в

Таблица 3. Химический состав (окислы пересчитаны на сухую навеску) мезоархейских метакоматитов верхнекумозерской СТА Керетьозерской структуры Керетского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Авт. ном.	469-2	210-1	337-5	431-2	306-1	416-5	443-1	431-1
SiO_2	46,29	47,46	48,25	52,60	46,97	47,96	44,43	48,07
TiO_2	0,28	0,45	0,89	0,44	0,55	0,30	0,94	0,43
Al_2O_3	5,09	10,27	6,44	13,33	4,29	6,32	5,60	9,38
Fe_{2}O_3	2,49	2,09	4,57	1,43	9,54	4,66	6,03	3,90
FeO	9,56	8,82	5,68	8,71	8,08	7,22	8,70	8,43
MnO	0,15	0,24	0,27	0,22	0,28	0,26	0,23	0,17
MgO	32,08	22,66	23,21	10,83	22,07	29,03	24,05	20,19
CaO	4,00	7,19	9,71	11,00	7,63	4,07	8,91	8,52
Na_2O	0,05	0,73	0,89	1,28	0,43	0,11	1,01	0,82
K_2O	0,00	0,09	0,09	0,16	0,07	0,02	0,11	0,09
P_2O_5	–	–	–	–	0,10	0,06	–	–
Cr	2180	1880	3030	889	1390	1799	1206	1809
Ni	1440	713	901	335	1500	849	1609	663
Co	122	80	78	67	122	130	111	71
Sc	11,9	27,5	27,3	42,1	25,3	–	–	–
V	71,1	150,0	120,0	201,0	178,0	82	141	151
Cu	3,2	64,6	8,9	181,0	140,0	83	22	251
Pb	1,9	0,7	1,0	1,4	2,1	5	11	8
Rb	2,7	1,5	1,1	5,7	0,8	1	4	5
Ba	39,1	8,9	3,3	56,7	3,7	–	–	–
Sr	143,0	19,5	20,0	108,0	135,0	134	100	109
Ga	5,3	8,9	6,2	10,5	8,3	–	–	–
Ta	0,05	0,06	0,02	0,46	0,35	–	–	–
Nb	0,92	0,90	0,75	0,85	5,32	5,0	5,0	2,0
Hf	0,66	0,55	0,46	0,57	1,36	–	–	–
Zr	22,9	15,4	15,1	15,4	42,2	38	50	27
Y	4,1	10,2	4,8	11,1	11,9	12	11	13
Th	0,91	0,09	0,08	0,07	0,92	3,00	6,00	–
U	0,07	0,00	0,02	0,01	0,38	–	–	–
La	5,33	1,38	1,32	0,89	7,09	3,90	–	–
Ce	10,50	3,74	1,91	1,93	19,20	8,60	–	–
Pr	1,34	0,64	0,26	0,32	2,92	–	–	–
Nd	5,08	3,46	1,46	2,37	14,70	–	–	–
Sm	1,01	1,05	0,52	0,76	3,65	1,50	–	–
Eu	0,20	0,32	0,17	0,29	1,04	0,41	–	–
Gd	0,86	1,57	0,70	1,27	3,97	–	–	–
Tb	0,14	0,27	0,13	0,24	0,53	0,27	–	–
Dy	0,72	1,64	0,76	1,89	2,36	–	–	–
Ho	0,16	0,37	0,21	0,39	0,44	–	–	–
Er	0,44	1,18	0,59	1,19	1,11	–	–	–
Tm	0,07	0,15	0,07	0,20	0,14	–	–	–
Yb	0,47	0,99	0,62	1,24	0,95	0,80	–	–
Lu	0,05	0,14	0,07	0,19	0,11	0,11	–	–

П р и м е ч а н и е . Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах 1–5 определены методом ICP-MS (Геологическая служба Финляндии), в пробах 6–8 – РЗЭ – нейтронно-активационным методом, остальных элементов – рентгено-флюоресцентным.

коматите этой группы в 3 раза превышает хондритовый уровень, а легких – в 10 (рис. 31, Е). Спектр распределения РЗЭ характеризуется обогащением легкими РЗЭ и слабофракционированным распределением – тяжелых, крайне слабо выражен Eu минимум. По особенностям состава РЗЭ рассматриваемые породы относятся к коматитам типа III, группы I b (Вревский, 2000). Они, кроме Керетского, установлены в зеленокаменном пояссе Кухмо, Совдозерской структуре Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов Карельского неоархейского кратона (Вревский, 2000). Коматиты такого состава могли образоваться в мантийном плюме при плавлении недеплетированного безгранатового мантийного перidotита при $P = 25$ –40 кбар (т. е. на глубине 75–120 км) и последующем фракционировании, главным образом, оливина (Вревский, 2000). Обогащенность коматитов легкими РЗЭ, вероятно, связана с особенностями состава мантийного источника.

Дифференцированная андезибазальт-андезит-риолитовая ассоциация наиболее широко развита в составе керетьозерского зеленокаменного комплекса. Она слагает хаттомозерскую СТА (рис. 10). На классификационных петрохимических диаграммах фигуративные точки составов пород этой ассоциации находятся, главным образом, в поле известково-щелочных андезибазальтов, андезитов, дацитов и реже риолитов калиево-натрового и натриевого рядов (рис. 25, 26; табл. 4). Преобладают андезиты и дациты.

Средне-кислые вулканиты хаттомозерской свиты по особенностям химического состава являются типичными для архея породами этого типа (Слабунов, 1993б), они, так же как и многие архейские аналоги, отличаются от современных более высоким содержанием Fe, Ni, Cr (Sylvester et al., 1998).

Отмечается закономерное изменение состава пород ассоциации: при увеличении содержания в них SiO_2 происходит увеличение содержания Al_2O_3 , Na_2O , уменьшение содержания

Таблица 4. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) средне-кислых метавулканитов хаттомозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Авт. ном.	1A-1	224	314	314-10	314-11	329-1	329-10	329-11	329-12	329-13	329-15	329-16	329-17	329-18	329-19	329-20	329-21
SiO ₂	70,00	60,04	71,58	56,82	53,36	62,20	58,58	54,74	51,34	51,16	62,24	62,06	60,82	58,18	59,40	56,46	57,52
TiO ₂	0,32	0,61	0,19	0,71	0,83	0,56	0,62	0,81	0,90	0,89	0,44	0,49	0,45	0,52	0,50	0,88	0,68
Al ₂ O ₃	15,00	17,65	14,79	16,50	16,22	15,19	16,60	15,17	14,80	15,45	15,17	15,37	16,38	17,66	16,42	15,96	17,36
Fe ₂ O ₃	0,58	1,31	0,53	2,51	2,67	2,55	2,34	2,81	2,28	3,49	2,88	1,94	1,28	1,61	1,41	2,57	1,88
FeO	2,40	4,13	1,72	5,24	6,10	3,74	4,55	6,47	6,23	6,94	3,35	4,55	4,79	5,03	5,03	5,24	5,51
MnO	0,02	0,07	0,04	0,15	0,19	0,13	0,13	0,17	0,15	0,20	0,10	0,12	0,12	0,14	0,13	0,16	0,14
MgO	0,96	3,25	1,23	3,94	4,82	2,67	3,03	3,85	4,52	5,79	3,44	3,83	3,54	3,33	4,28	4,94	3,53
CaO	2,14	5,49	3,57	7,72	9,16	6,59	6,68	8,76	11,76	9,10	6,44	4,48	5,72	6,64	6,66	8,41	5,04
Na ₂ O	3,66	4,80	4,50	3,33	3,23	3,59	4,17	3,50	3,11	2,90	3,70	4,38	4,02	4,66	3,78	3,17	4,70
K ₂ O	4,18	1,73	0,84	1,24	1,30	1,42	1,41	1,07	1,02	2,60	1,06	1,46	1,38	0,99	0,91	0,79	2,09
P ₂ O ₅	–	–	–	–	0,25	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O	0,08	0,04	0,06	0,13	0,04	0,10	0,16	0,18	0,18	0,16	0,08	0,08	0,14	0,06	0,08	0,12	0,10
ппп	0,33	0,73	0,71	1,37	1,41	0,87	1,31	1,98	3,39	1,15	0,99	1,01	1,05	0,88	0,96	0,86	1,05
Cr	70	70	45	70	100	135	117	120	211	130	201	140	263	120	180	128	85
Ni	8	27	20	50	50	27	20	43	29	33	42	45	27	19	52	39	20
Co	8	96	7	30	35	24	26	31	38	37	9	31	25	20	31	33	28
V	15	38	28	180	200	136	144	200	244	250	166	120	133	100	160	191	150
Cu	12	10	32	35	50	–	–	–	–	7	–	–	–	–	–	–	–

№ пп	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Авт. ном.	329-22	329-5	329-6	329-7	329-8	329-9	478-3	777-1	796-1	232-1C	232-2C	233-1C	267-4C	329-4	453-1	455-1
SiO ₂	57,06	56,62	56,40	53,20	56,72	56,88	62,04	52,90	59,20	66,26	63,52	57,78	66,42	51,80	57,84	64,20
TiO ₂	0,68	0,60	0,74	0,89	0,64	0,59	0,58	0,86	0,43	0,50	0,58	0,53	0,57	0,61	0,64	0,41
Al ₂ O ₃	16,26	15,29	16,07	16,41	16,60	16,36	15,90	14,67	14,94	14,87	15,64	16,93	15,00	12,47	18,00	16,27
Fe ₂ O ₃	3,14	3,34	3,71	4,48	2,81	1,61	1,80	4,23	1,99	0,33	0,00	0,63	1,05	3,49	1,15	1,90
FeO	4,55	5,27	4,49	5,51	5,03	5,75	3,88	6,60	2,87	4,74	6,94	7,62	4,45	7,66	5,17	2,87
MnO	0,16	0,17	0,16	0,19	0,16	0,15	0,09	0,18	0,11	0,10	0,11	0,14	0,04	0,23	0,12	0,08
MgO	3,51	4,80	4,14	4,05	3,85	3,82	3,50	5,22	5,72	3,18	4,68	5,39	2,80	9,00	3,70	2,77
CaO	7,96	7,22	8,14	9,32	7,92	7,82	5,75	10,64	10,08	6,80	7,30	8,41	4,91	9,68	7,60	4,35
Na ₂ O	3,54	3,73	3,76	3,65	3,93	4,11	2,60	3,17	2,00	1,21	1,79	2,45	2,15	3,79	4,67	4,67
K ₂ O	1,21	1,38	0,98	0,77	0,87	1,03	1,21	0,58	0,57	0,58	0,04	0,18	1,29	1,18	0,65	1,50
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O	0,18	0,08	0,03	0,10	0,18	0,16	0,16	0,16	0,11	0,18	0,08	0,15	0,14	0,06	0,10	0,11
ппп	1,43	1,21	1,01	1,01	1,00	1,44	0,89	0,97	0,60	0,24	0,00	0,37	0,70	1,45	0,98	0,87
Cr	85	169	143	112	110	158	100	–	–	–	–	–	–	580	110	170
Ni	32	30	30	28	25	22	28	–	–	–	–	–	–	140	67	46
Co	29	33	37	22	25	28	15	–	–	–	–	–	–	39	30	22
V	180	151	206	225	170	187	67	–	–	–	–	–	–	220	160	60
Cu	–	–	–	33	–	–	–	–	–	–	–	–	–	40	–	–

№ пп	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
Авт. ном.	478-3	347-9	581-3	581-12	586-6	543-1	1207-3	1211-1	1211-3	1215-1	1215-6	1216-1	1216-2	2871-1	2853-2	2856-3
SiO ₂	62,04	63,64	66,40	55,55	57,08	61,98	54,12	62,52	57,32	63,22	56,30	59,36	59,74	61,64	55,46	52,06
TiO ₂	0,58	0,52	0,47	0,90	0,55	0,48	1,60	0,58	0,63	0,61	0,74	0,42	0,41	0,62	0,74	1,54
Al ₂ O ₃	15,90	15,94	15,62	17,43	20,80	15,39	16,50	12,74	14,80	15,62	17,10	19,67	19,94	17,19	19,94	15,50
Fe ₂ O ₃	1,80	1,73	1,94	2,34	1,73	1,43	2,40	0,66	0,82	1,06	1,04	0,61	0,53	1,34	1,87	3,74
FeO	3,88	3,30	2,75	5,45	3,35	4,02	8,55	6,25	7,90	4,81	5,10	3,95	3,66	4,89	4,60	7,54
MnO	0,09	0,06	0,05	0,13	0,06	0,11	0,20	0,10	0,14	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,22
MgO	3,50	3,13	1,87	3,85	1,62	3,73	3,08	4,04	4,95	2,70	3,97	2,16	2,12	2,50	2,60	4,14
CaO	5,75	3,37	5,46	6,77	6,17	6,10	5,33	6,59	6,90	6,03	7,78	6,52	6,26	5,34	5,70	8,09
Na ₂ O	3,95	5,00	4,24	3,68	5,95	4,26	4,21	3,28	4,33	3,76	4,27	4,50	4,66	4,05	5,32	4,74
K ₂ O	1,21	2,00	0,41	2,50	1,28	1,00	1,98	1,13	0,50	0,97	1,52	1,43	1,41	1,18	2,09	0,97
P ₂ O ₅	–	0,28	–	0,39	0,43	–	0,37	0,13	0,13	0,14	0,27	0,20	0,20	0,20	–	–
H ₂ O	0,16	0,08	0,14	0,14	0,24	0,26	0,15	0,31	0,03	0,05	0,05	0,11	0,16	0,08	0,08	0,14
ппп	0,89	0,87	0,77	1,22	0,75	1,19	1,53	1,58	1,33	0,78	1,59	0,93	0,92	0,70	0,93	1,06
Cr	100	140	180	–	80	–	109	146	105	124	130	179	54	71	35	40
Ni	28	51	21	–	7	–	23	37	55	23	38	23	19	43	18	36
Co	15	20	10	–	19	–	29	26	35	19	26	24	26	10	12	39
V	67	71	100	–	80	–	169	146	191	121	147	111	112	140	86	240
Cu	–	–	54	–	17	–	–	–	–	–	–	–	–	72	23	29

Глава 2

Окончание табл. 4

№ пп	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
Авт. ном.	2841-1	2839-4	2830-2	2830-3	2832-1	2839-1	2839-2	2821-1	2830-1	2826-2	2855-1	2871-2	2871-3	2871-4	B-5- 1/02*	B-5- 2/02*
SiO ₂	76,70	65,30	55,90	58,82	59,20	66,62	63,98	62,54	59,92	60,44	61,14	56,84	50,55	64,00	69,39	54,94
TiO ₂	0,16	0,50	0,97	0,93	0,54	0,43	0,49	0,54	0,53	0,86	0,51	0,99	1,35	0,52	0,31	0,83
Al ₂ O ₃	11,42	14,34	17,10	17,01	17,89	14,92	14,88	17,73	15,63	16,46	16,16	15,08	14,07	15,12	15,23	17,15
Fe ₂ O ₃	0,55	0,92	2,63	1,77	2,11	0,81	1,06	0,94	1,26	1,89	1,79	2,41	3,12	0,92	4,00	9,45
FeO	1,72	4,16	7,25	6,17	4,02	4,45	4,59	3,59	4,59	4,95	4,67	6,85	9,76	4,16	—	—
MnO	0,06	0,10	0,18	0,22	0,09	0,09	0,09	0,10	0,13	0,15	0,12	0,17	0,18	0,09	0,14	0,16
MgO	0,59	3,32	3,33	2,92	3,02	1,87	3,84	2,86	4,57	2,46	3,78	4,63	6,40	2,70	1,23	5,42
CaO	4,48	5,05	7,79	6,78	6,35	3,89	4,18	6,20	7,22	7,15	7,22	8,01	9,46	7,15	5,20	5,53
Na ₂ O	1,45	4,24	2,91	3,19	3,64	3,94	4,07	2,52	2,95	3,70	2,81	2,73	2,76	2,22	2,40	3,98
K ₂ O	1,69	0,31	0,47	0,94	1,67	1,50	1,32	1,68	1,34	0,52	0,43	0,55	0,28	1,22	1,23	1,63
P ₂ O ₅	—	0,13	0,19	0,18	0,22	0,16	0,15	0,30	0,21	0,19	0,13	0,20	0,17	0,16	0,09	0,18
H ₂ O	0,06	0,04	0,06	0,09	0,12	0,06	0,09	0,09	0,07	0,17	0,25	0,22	0,18	0,18	—	—
ппп	1,03	1,24	1,16	0,93	1,08	1,03	1,00	0,96	1,32	0,91	0,87	1,11	1,43	1,11	0,74	0,69
Cr	37	84	60	69	35	35	67	79	92	37	35	35	160	64	28	39
Ni	21	47	54	46	27	15	47	18	60	56	63	61	66	51	21	71
Co	10	10	28	24	12	10	13	10	10	44	49	69	83	47	7	29
V	10	130	190	200	110	46	120	160	120	18	130	170	250	85	35	167
Cu	10	37	44	37	170	10	32	15	10	0	34	24	30	110	4	6

№ пп	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79			
Авт. ном.	9/02 *	B- 3/02 *	B- 14/02*	B- 15/02*	B- 1/02 *	B- 16/	B- 17-	B- 24/02*	B- 27/02*	B- 29/02*	B- 3/02*	B- 31/02*	B- 1/02 *	B- 1/02 *	B- 40/02 *	B- 40/02 *	BK41- 3/03 *
SiO ₂	54,28	55,17	52,40	63,35	56,29	73,27	58,67	61,07	61,92	58,78	58,96	63,05	56,45	54,24	47,94	68,49	
TiO ₂	0,78	1,08	1,84	1,04	1,11	0,36	0,73	0,63	0,55	0,68	0,68	1,05	0,80	1,17	0,97	0,41	
Al ₂ O ₃	16,29	18,90	16,10	14,32	18,22	14,22	16,79	15,58	16,50	17,09	16,72	15,90	15,82	17,01	16,08	15,72	
Fe ₂ O ₃	8,92	8,49	12,50	9,74	7,45	2,39	9,11	6,37	5,99	6,86	7,51	5,71	8,75	11,57	13,50	3,94	
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MnO	0,16	0,15	0,18	0,19	0,18	0,13	0,17	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19	0,06	
MgO	5,58	2,78	2,84	2,11	4,27	0,74	2,95	4,76	3,37	4,03	3,88	3,12	4,94	3,46	8,33	2,28	
CaO	8,14	6,22	8,77	3,64	5,89	3,24	6,98	5,85	5,28	7,05	6,57	4,23	6,90	9,23	9,27	3,01	
Na ₂ O	3,83	3,66	4,23	2,13	4,14	4,20	2,63	3,62	3,76	4,34	3,15	3,54	3,29	1,78	2,66	4,46	
K ₂ O	0,96	2,40	0,53	2,55	1,68	0,90	1,26	1,24	1,56	0,37	1,63	2,31	1,50	0,76	0,40	1,69	
P ₂ O ₅	0,17	0,44	0,27	0,26	0,25	0,10	0,21	0,20	0,22	0,26	0,27	0,29	0,31	0,17	0,14	0,16	
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
ппп	0,83	0,70	0,32	0,66	0,51	0,42	0,47	0,51	0,67	0,35	0,46	0,61	1,05	0,41	0,53	0,78	
Cr	94	21	40	11	64	16	41	136	72	74	44	14	50	41	159	78	
Ni	101	19	61	12	85	13	51	98	51	56	42	13	52	64	174	35	
Co	35	19	50	14	27	8	26	21	19	24	21	15	29	31	55	11	
V	179	112	303	46	218	32	155	131	101	153	129	117	181	196	228	55	
Cu	82	17	13	123	5	23	8	4	4	15	7	8	39	28	56	3	

Примечание. Все силикатные анализы, кроме обозначенных *, выполнены по стандартной методике в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания Cr, Ni, Co, V, Cr, кроме выделенных * и серой заливкой, определены методом количественного спектрального анализа, в выделенных * – методом ICP-MS, серой заливкой – рентгено-флюoresцентным методом. В анализах, обозначенных *, – все Fe – в форме Fe₂O₃. 1–39 – Керетьозерская структура (27–30 – из: Светова и др., 1987); 40–46 – Поньгомозерская структура; 47–79 – Вокшозерская структура (64–79 – анализы М. М. Богиной: Слабунов и др., 2007).

FeO_{сум}, MgO, TiO₂, CaO (рис. 32). На основании особенностей вариации состава вулканитов и сравнения их с результатами экспериментов (Кадик и др., 1986) можно предполагать, что они формировались при кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов при участии амфибола, пироксенов, магнетита и плагиоклаза, т. е. при умеренном содержании в расплаве воды, давлении в магматической камере более 3 кбар.

Характер трендов изменения содержания в этих породах редких элементов (табл. 5) также свидетельствует об основной роли указанных фаз при фракционной кристаллизации (рис. 33). Вместе с тем на диаграмме Y – Ti (рис. 33, б) намечается дополнительный тренд (уменьшение содержания Y при постоянном содержании Ti), который может быть связан с появлением среди фаз, контролирующих процесс кристаллизации или частичного плавления,

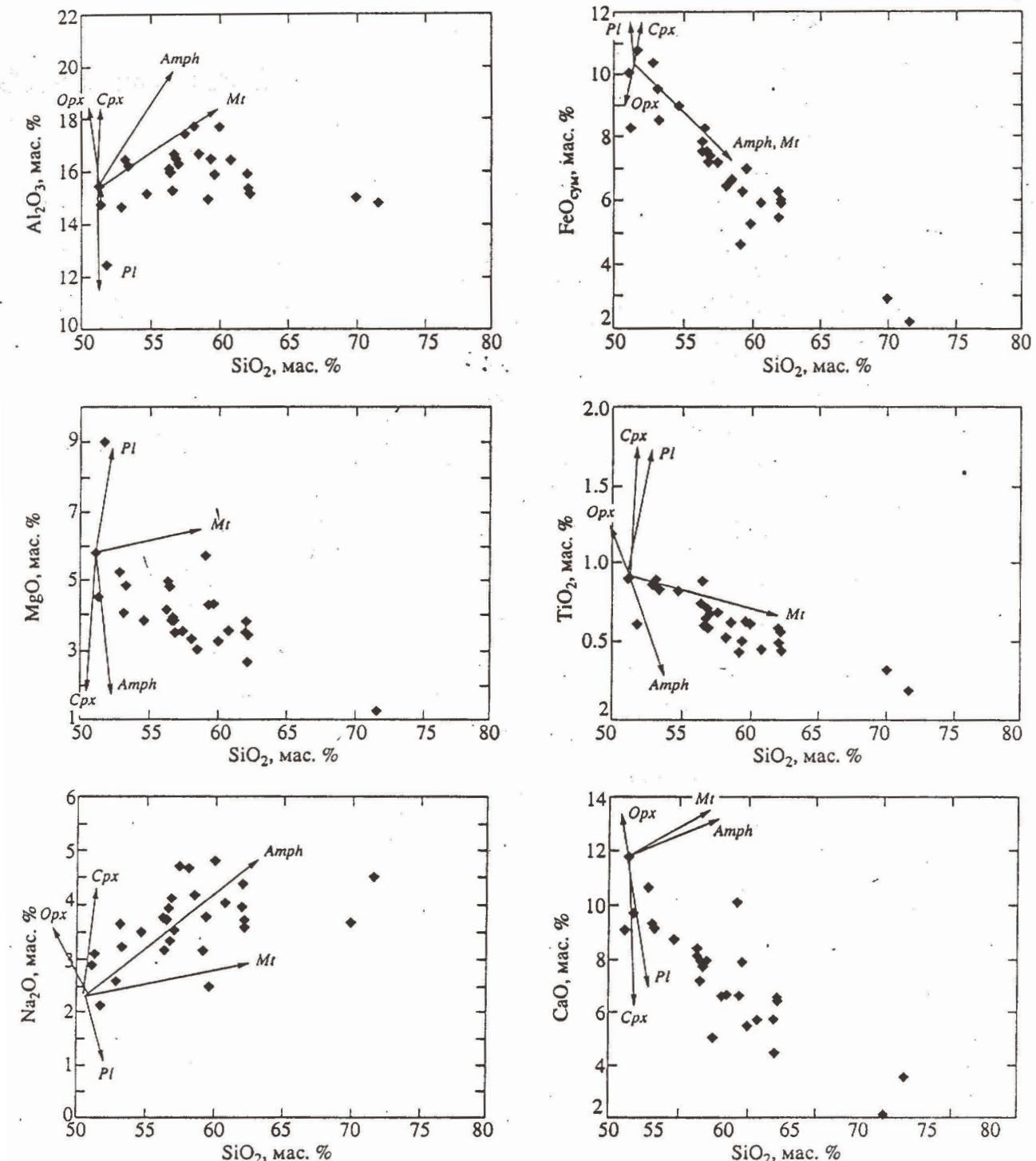


Рис. 32. Вариационные диаграммы SiO_2 – окислы для пород андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциации (хаттомозерская СТА) Керетского зеленокаменного пояса. Векторы показывают вариации состава при кристаллизационной дифференциации расплава под контролем обозначенной фазы (*Amph* – амфибол; *Cpx* – клинопироксен; *Pl* – плагиоклаз; *Opx* – ортопироксен; *Mt* – магнетит)

Глава 2

Таблица 5. Химический состав средне-кислых метавулканитов хаттомозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (содержания элементов – в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Авт. ном.	B-5- 1/02	B-5- 2/02	B- 9/02	B- 13/02	B- 14/02	B- 15/02	B-16- 1/02	B-17- 1/02	B- 24/02	B-27- 2/02	B-29- 1/02	B-29- 3/02	B- 31/02	B-34- 1/02	B-40- 1/02	B-40- 2/02
Cr	28,0	39,1	94,3	21,5	39,9	11,1	63,9	16,1	40,6	135,7	72,0	73,8	44,0	13,6	50,0	41,0
Ni	21,3	70,9	101,0	19,0	60,6	11,7	85,4	12,8	50,9	98,4	51,3	55,7	41,9	12,9	52,3	64,1
Co	7,2	29,1	35,4	18,9	50,1	14,4	27,1	7,8	25,9	21,1	18,5	23,7	21,3	15,4	29,1	30,9
Sc	6,3	22,2	29,8	8,5	38,8	23,5	31,8	3,4	20,8	18,5	15,1	17,8	15,5	14,4	20,8	28,1
V	35,2	167,1	178,6	111,9	303,5	46,1	218,3	31,8	154,8	131,5	101,4	152,5	129,2	116,6	180,6	195,9
Cu	3,6	6,2	82,0	17,1	12,9	122,6	5,2	22,8	8,5	4,0	3,5	15,1	6,5	8,2	38,6	27,7
Pb	9,2	3,3	2,5	11,7	2,4	11,8	5,3	29,7	4,1	6,2	6,1	6,0	7,9	8,7	12,0	3,6
Zn	68,3	79,3	76,3	106,5	143,1	165,8	80,6	29,2	98,3	53,9	67,2	83,7	47,9	84,6	81,6	84,2
Bi	0,13	0,05	0,08	0,20	0,25	0,65	0,14	0,23	0,10	0,10	0,04	0,03	0,08	0,13	0,10	0,08
W	0,33	0,19	0,46	0,59	0,95	0,89	0,96	0,52	0,37	0,20	0,12	0,36	0,53	0,20	0,48	0,62
Mo	0,97	0,12	0,36	0,49	0,85	2,29	0,70	0,63	0,24	0,25	0,13	0,36	0,90	0,88	0,62	0,46
Rb	37,6	47,3	35,6	74,1	14,3	144,3	66,1	36,4	29,1	26,7	37,6	6,3	45,4	42,9	41,2	11,2
Ba	363,8	604,7	145,4	1206,5	164,7	644,5	258,3	238,9	200,3	806,6	756,3	146,2	417,6	759,9	861,3	190,0
Sr	194,5	158,5	260,2	886,6	255,9	201,8	180,1	360,7	178,2	141,4	348,0	546,4	597,8	283,6	397,1	332,7
Tl	0,22	0,19	0,15	0,55	0,08	0,86	0,42	0,29	0,14	0,25	0,23	0,05	0,35	0,35	0,27	0,08
Ga	20,5	20,8	17,2	26,1	22,7	24,1	22,0	18,8	19,3	17,7	18,1	22,0	17,9	18,7	20,1	20,4
Ta	0,82	0,39	0,34	0,45	0,33	0,96	0,59	0,52	0,39	0,37	0,30	0,30	0,25	0,54	0,29	0,41
Nb	10,1	5,1	4,8	6,6	5,6	15,9	8,5	5,5	4,8	4,7	4,1	4,3	3,4	8,1	4,2	5,9
Hf	3,46	3,52	2,67	6,96	1,81	0,59	3,61	6,24	2,20	3,76	1,51	3,71	1,81	1,94	2,69	1,19
Zr	110,2	143,4	103,6	327,5	55,0	19,7	142,6	234,6	83,7	150,3	59,6	148,1	69,8	76,6	109,8	38,8
Y	27,7	20,7	23,7	15,5	41,3	71,3	33,1	8,3	22,1	15,8	12,5	16,0	14,7	37,9	18,1	29,0
Th	5,26	1,80	1,51	4,53	1,15	3,58	1,55	31,45	1,92	4,88	4,85	3,95	3,22	6,03	7,51	1,58
U	1,14	0,39	0,29	1,90	0,29	1,13	0,43	5,78	0,37	1,18	0,52	0,71	0,58	1,90	1,12	0,33
Be	1,28	0,87	0,41	1,56	0,91	2,23	1,01	1,52	1,08	1,18	1,02	1,20	0,85	1,71	1,16	0,95
La	32,09	11,56	11,06	33,68	12,06	28,51	11,73	68,62	14,95	23,98	27,57	27,47	24,37	47,03	43,96	12,89
Ce	68,49	25,24	24,04	73,19	30,74	70,65	29,40	127,38	32,39	49,56	56,68	61,74	54,43	105,23	92,78	30,35
Pr	8,25	3,11	2,98	8,56	4,34	9,29	3,71	13,18	3,84	5,84	6,65	7,57	6,70	13,85	11,65	3,94
Nd	31,78	12,56	12,73	31,86	19,93	40,91	15,57	42,80	14,95	22,73	26,11	30,36	26,97	58,34	47,03	17,56
Sm	6,43	2,77	2,98	5,15	5,19	10,04	4,18	5,67	3,46	4,27	4,20	5,47	4,61	11,82	7,89	4,12
Eu	1,29	0,91	0,85	1,46	1,58	2,44	1,33	1,16	1,12	1,03	1,20	1,55	1,22	2,64	1,88	1,34
Gd	5,63	2,95	3,19	3,58	5,73	10,97	4,71	2,89	3,74	3,35	2,96	4,04	3,42	9,68	5,24	4,42
Tb	0,85	0,49	0,54	0,50	0,99	1,81	0,82	0,33	0,58	0,47	0,39	0,52	0,45	1,30	0,65	0,71
Dy	4,64	3,12	3,54	2,74	6,45	11,20	5,29	1,53	3,47	2,69	2,08	2,84	2,48	7,12	3,24	4,51
Ho	0,82	0,66	0,77	0,53	1,38	2,34	1,10	0,27	0,73	0,53	0,41	0,55	0,49	1,39	0,59	0,97
Er	2,05	1,95	2,20	1,44	3,91	6,63	3,15	0,74	2,05	1,48	1,12	1,49	1,32	3,63	1,54	2,74
Tm	0,29	0,30	0,33	0,21	0,60	1,00	0,48	0,11	0,31	0,22	0,16	0,21	0,20	0,54	0,22	0,42
Yb	1,74	2,00	2,20	1,30	3,84	6,36	3,03	0,72	2,00	1,46	1,04	1,39	1,25	3,28	1,38	2,71
Lu	0,25	0,30	0,33	0,20	0,58	0,94	0,45	0,12	0,30	0,23	0,16	0,21	0,19	0,49	0,22	0,41
№ пп	17	18	№ пп	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28			
Авт. ном.	B-41- 2/02	BK-41- 3/03	Авт. ном.	329-15	329-6*	329-7	455-1*	329- 20*	329-5*	329-9*	586-6*	329-1*	329- 10*			
Cr	159,2	77,7	Cr	201	143	112	170	128	169	158	80	135	117			
Ni	173,8	35,4	Ni	42	30	28	46	39	30	22	7	27	20			
Co	55,1	10,7	Co	9	37	22	22	33	33	28	19	24	26			
Sc	31,8	7,7	Sc	13	–	–	–	–	–	–	–	–	–			
V	228,3	55,3	V	166	206	225	60	191	151	187	80	136	144			
Cu	55,9	3,1	Cu	7	–	33	–	–	–	–	17	–	–			
Pb	1,1	6,8	Pb	12	22	–	8	13	14	8	19	17	10			
Zn	88,2	45,6	Zn	57	–	104	–	–	–	–	–	–	–			
Bi	0,11	0,01	Sn	0,46	–	1,08	–	–	–	–	–	–	–			
W	0,54	0,13	W	2,59	–	–	–	–	–	–	–	–	–			
Mo	0,37	0,58	Mo	44,80	–	3,28	–	–	–	–	–	–	–			
Rb	0,9	32,4	Rb	35	15	6	36	15	28	22	39	38	34			
Ba	136,5	330,2	Ba	523	366	159	458	240	520	306	790	590	528			
Sr	546,3	164,2	Sr	348	630	579	587	600	627	787	1100	680	681			
Tl	0,05	0,18	Ga	19,6	–	22,0	–	–	–	–	–	–	–			
Ga	17,3	14,2	Ta	0,42	–	0,73	–	–	–	–	–	–	–			
Ta	0,26	0,34	Nb	3,1	4,0	4,5	8,0	5,0	7,0	4,0	2,0	6,0	5,0			
Nb	4,3	4,3	Hf	2,83	–	2,94	–	–	–	–	–	–	–			
Hf	1,63	3,37	Zr	115,0	101,0	120,0	104,0	95	107	95	296	96	107			
Zr	61,0	142,4	Y	13,4	18,0	21,0	24,0	17	16	18	11	15	15			
Y	22,2	9,6	Th	2,22	3,00	2,88	7,00	1,00	11,00	–	1,00	4,00	2,00			
Th	0,27	3,27	U	1,06	–	0,72	–	–	–	–	–	–	–			
U	0,08	0,45														
Be	0,69	0,80														

Окончание табл. 5

№ пп	17	18	№ пп	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
	Авт. ном. 2/02	BK-41- 3/03		Авт. ном.	329-15	329-6*	329-7	455-1*	329- 20*	329-5*	329-9*	586-6*	329-1*	329- 10*
La	4,53	20,52	La	23,10	25,00	34,60	26,00	—	—	—	—	—	—	—
Ce	13,24	41,95	Ce	43,90	54,00	73,10	52,00	—	—	—	—	—	—	—
Pr	2,01	4,76	Pr	5,87	—	10,60	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	9,84	17,75	Nd	21,60	—	43,80	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm	2,63	2,78	Sm	5,12	6,00	8,47	4,10	—	—	—	—	—	—	—
Eu	0,94	0,77	Eu	1,65	1,30	2,44	0,90	—	—	—	—	—	—	—
Gd	3,11	1,95	Gd	4,61	—	6,43	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	0,55	0,27	Tb	0,45	1,00	0,87	0,41	—	—	—	—	—	—	—
Dy	3,65	1,58	Dy	2,21	—	3,80	—	—	—	—	—	—	—	—
Ho	0,80	0,32	Ho	0,56	—	0,73	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	2,36	0,91	Er	1,35	—	2,26	—	—	—	—	—	—	—	—
Tm	0,35	0,14	Tm	0,27	—	0,29	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	2,33	0,91	Yb	1,21	1,40	2,08	0,90	—	—	—	—	—	—	—
Lu	0,35	0,14	Lu	0,21	0,26	0,28	0,13	—	—	—	—	—	—	—
№ пп	29	30	31	32	33	34	35	36	37					
Авт. ном.	314*	329-12*	329-17*	1207-3*	1211-1*	1211-3*	1215-1*	1215-6*	1216-1*					
Cr	45	211	263	109	146	105	124	130	179					
Ni	20	29	27	23	37	55	23	38	23					
Co	7	38	25	29	26	35	19	26	24					
V	28	244	133	169	146	191	121	147	111					
Cu	32	—	—	—	—	—	—	—	—					
Pb	0	17	13	29	10	11	18	6	17					
Rb	45	17	38	55	17	8	20	37	41					
Ba	670	375	589	449	219	179	202	434	518					
Sr	378	814	485	380	178	201	331	588	604					
Nb	4,0	4,0	4,0	12,0	5,0	7,0	11,0	8,0	7,0					
Zr	125	103	103	207	80	99	131	117	129					
Y	20	28	15	34	16	18	32	28	26					
Th	6,00	12,00	7,00	10,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00					

П р и м е ч а н и е . Все анализы, за исключением отмеченных *, выполнены методом ICP-MS. * – содержания РЗЭ определены нейтронно-активационным методом, остальных элементов – рентгено-флюоресцентным. 1–18 – Вокшозерская структура (анализы М. М. Богиной: Слабунов и др., 2007); 19–31 – Кертьозерская структура; 32–37 – Поньгомозерская структура.

граната – устойчивого при относительно высоких давлениях (более 20 кбар). Такие условия формирования вулканитов известково-щелочной серии устанавливаются в современных острородужных системах (Иванов, 1990; Кадик и др., 1986).

Спектр распределения РЗЭ (рис. 34, табл. 5) в породах рассматриваемой ассоциации резко дифференцированный, $(La/Yb)_N$ около 10–30: содержания легких РЗЭ превышают хондритовый уровень в 50–100 раз, средних – в 12–30 раз, а тяжелых – в 6–8 раз для андезибазальтов и андезитов и около 4 – для дакитов. Еи минимум выражен слабо. Эти особенности, с учетом содержания в них петрогенных и редких элементов (рис. 29, 30), указывают на то, что образование большей части средне-кислых вулканитов происходило в результате кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов под контролем амфибола, пироксенов, магнетита и плагиоклаза, т. е. при умеренном содержании в расплаве воды и давлении в магматической камере около 8 кбар. Вместе с тем обедненность тяжелыми РЗЭ дакитов дает основание предполагать участие в процессе их формирования граната.

Средне-кислые вулканиты рассматриваемой ассоциации сопоставимы по петрогохимическим особенностям, в том числе по содержанию РЗЭ, с однотипными вулканитами острородужных систем (например, Командорско-Алеутской островной дуги), хотя степень дифференциации РЗЭ в них несколько ниже (рис. 34). Более высокий уровень дифференциации РЗЭ отмечается в адакитовых средне-кислых вулканитах (Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Peacock et al., 1994), известных в некоторых современных зрелых островных дугах и активных окраинах континентов (Stern et al., 1984; Stern, Kilian, 1996). Формирование последних

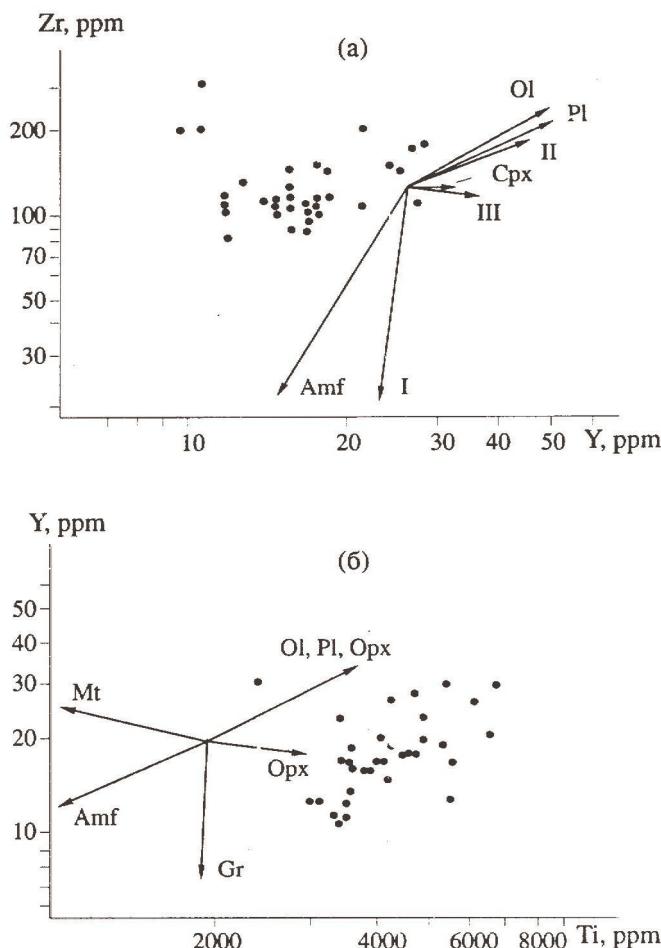


Рис. 33. Геохимические особенности вулканитов андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (Слабунов, 1993б):

а, б – фигуративные точки составов метатуфов на диаграммах Zr – Y (а) и Y – Ti (б) и рассчитанные тренды изменения содержаний редких элементов в расплавах при фракционной кристаллизации под контролем обозначенных минеральных фаз и их совокупностей (I – $\text{Pl}_{0,36}\text{Mt}_{0,07}\text{Amf}_{0,57}$; II – $\text{Pl}_{0,52}\text{Mt}_{0,06}\text{Cpx}_{0,42}$; III – $\text{Cpx}_{0,55}\text{Mt}_{0,35}\text{Amf}_{0,1}$)

ные отношения Nd и Sr в вулканитах развитых дуг имеют ювенильные характеристики (Петрология..., 1987), что указывает на отсутствие континентально-коровой контаминации, т. е. на отсутствие в основании дуг континентальной коры. Изотопный состав Nd в метаандезите хаттомозерской свиты позволяет рассчитать модельный Sm-Nd возраст породы (DePaolo, 1988) – $t_{\text{DM}} = 2800$ млн лет, т. е. он близок U-Pb возрасту цирконов из этой породы (2878 млн лет), величина ε_{Nd} (2,85) = +2,8 (Бибикова и др., 1999б). Эти особенности Nd систематики говорят о ювенильной природе вулканитов и отсутствии контаминации более древним коровым веществом, что также сближает их с вулканитами островных дуг.

Андезибазальт-базальтовая ассоциация составляет основную часть майозерской СТА (в ее состав, кроме вулканитов, входят метаграувакки). Метавулканиты рассматриваемой ассоциации по петрохимическим характеристикам относятся, главным образом, к толеитам натрового и калиево-натриевого ряда (рис. 25, 26, табл. 6), вместе с тем в этой ассоциации, особенно в южной части пояса (Поньгомозерская, Вокшозерская структуры), значима роль пород

связанных с частичным плавлением гранатовых амфиболитов или эклогитов (т. е. гранатсодержащего источника). Кроме обедненности тяжелыми РЗЭ (сод. $\text{Yb} < 1,9$ г/т) аадакиты обладают рядом других петрогохимических характеристик: $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Y} < 18$ г/т, $\text{Sr} > 400$ г/т и $\text{Sr/Y} > 40$ (Defant, Drummond, 1990, 1993). Графики распределения нормированных содержаний редких элементов (рис. 35, А) в породах рассматриваемой ассоциации и типичных современных островодужных вулканитах весьма сходны, включая наличие Nb минимума. Большая часть вулканитов хаттомозерской СТА (рис. 35, Б) сопоставима по содержанию редких элементов с островодужными средне-кислыми вулканитами известково-щелочной серии (например, Курило-Камчатской (Фролова, Бурикова, 1997) и Командорско-Алеутской (Цветков, 1990) островных дуг). Следует отметить, что среди средне-кислых вулканитов Командорско-Алеутской дуги известны аадакиты (Kay, 1978; Yogodzinski et al., 1995).

Сопоставление особенностей составов хаттомозерских вулканитов и средне-кислых вулканитов современных субдукционных систем показывает, что наибольшее сходство они обнаруживают с известково-щелочными породами развитых островных дуг (Иванов, 1990; Петрология..., 1987), к числу которых принадлежат, например, Курильская и Алеутская. Сходство с развитыми островными дугами усиливается также с учетом изотопных характеристик хаттомозерских вулканитов. Как известно, изотоп-

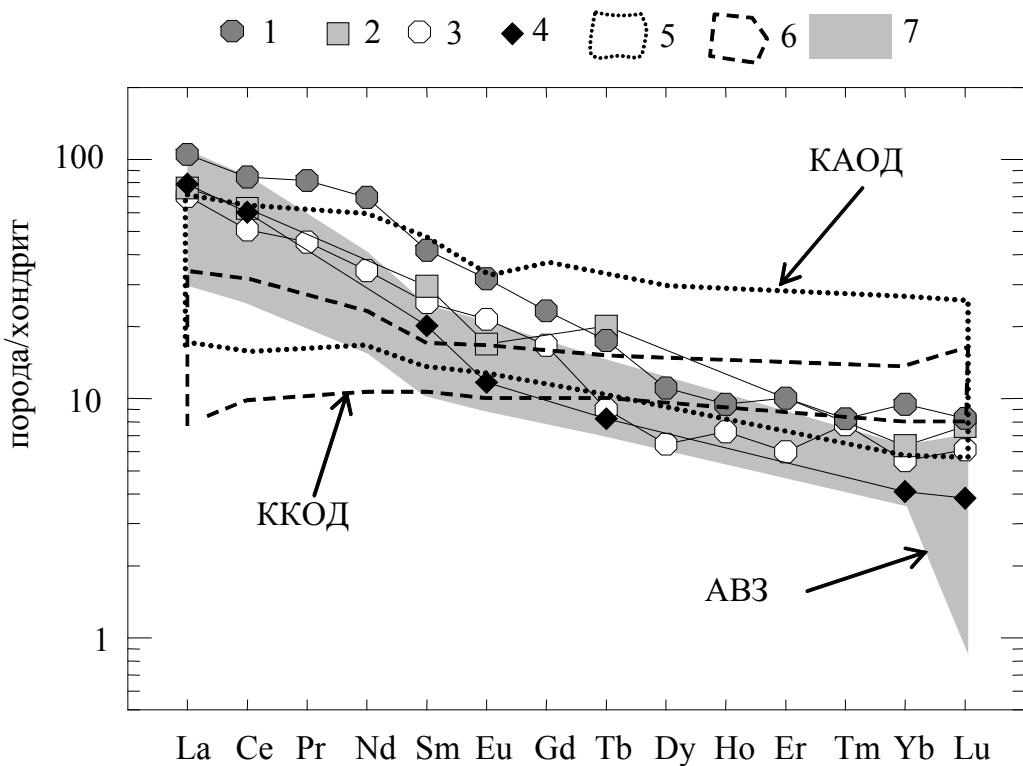


Рис. 34. Нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985, см. прил. 1) содержания РЭЭ в вулканитах андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (1–4):

1 – андезибазальт (Э-329-7), 2 – андезит (Э-329-6), 3 – андезидазит (Э-329-15), 4 – дацит (Э-455-1); 5 – в андезибазальтах-андезитах и риолитах Командорско-Алеутской островной дуги (Цветков, 1990); 6 – в вулканитах Курило-Камчатской островной дуги (Фролова, Бурикова, 1997); 7 – в адакитовых андезитах и дацитах Австралийской вулканической зоны Анд (Stern, Kilian, 1996)

с содержанием $53\% < \text{SiO}_2 < 55\%$, т. е. андезибазальтов. Наличие последних в составе майозерской ассоциации является важным отличием ее от верхнекумзозерской, в составе которой преобладают толеитовые базальты. Метабазальты рассматриваемой ассоциации по особенностям состава не являются типично островодужными (они существенно обогащены относительно них Cr, Ni, Ti), но вместе с тем они отличаются и от базальтов срединно-океанических хребтов (обогащены относительно последних Rb, K, Ba и обеднены Zr, Y и Ti). Такие особенности состава базальтов характерны для архейских пород этого типа (Конди, 1983). На бинарных диаграммах MgO – окислы (рис. 36) фигуративные точки составов этих пород образуют, по крайней мере, два тренда: один – близкий к феннеровскому, т. е. при уменьшении в них содержания MgO происходит увеличение содержания суммы FeO, SiO₂, TiO₂ и уменьшение – Al₂O₃, другой тренд определяется одновременным уменьшением содержания CaO, FeO и MgO. Первый тренд изменения их состава может быть связан с фракционированием умеренно-магнезиальных расплавов под контролем Ol, Pl и Crpx и Ol (рис. 36), т. е. при относительно низких давлениях и низкой фугитивности O₂ (Кадик и др., 1990). Второй – может быть следствием решающей роли Crpx при фракционировании базальтового расплава, что, как хорошо известно по экспериментальным данным (например, Кадик и др., 1990), происходит при относительно высоком (не менее 7,5 кбар) давлении. На существенную роль Crpx при формировании этой ассоциации указывает и соотношение в породах CaO/Al₂O₃ (рис. 36). Кроме того, судя

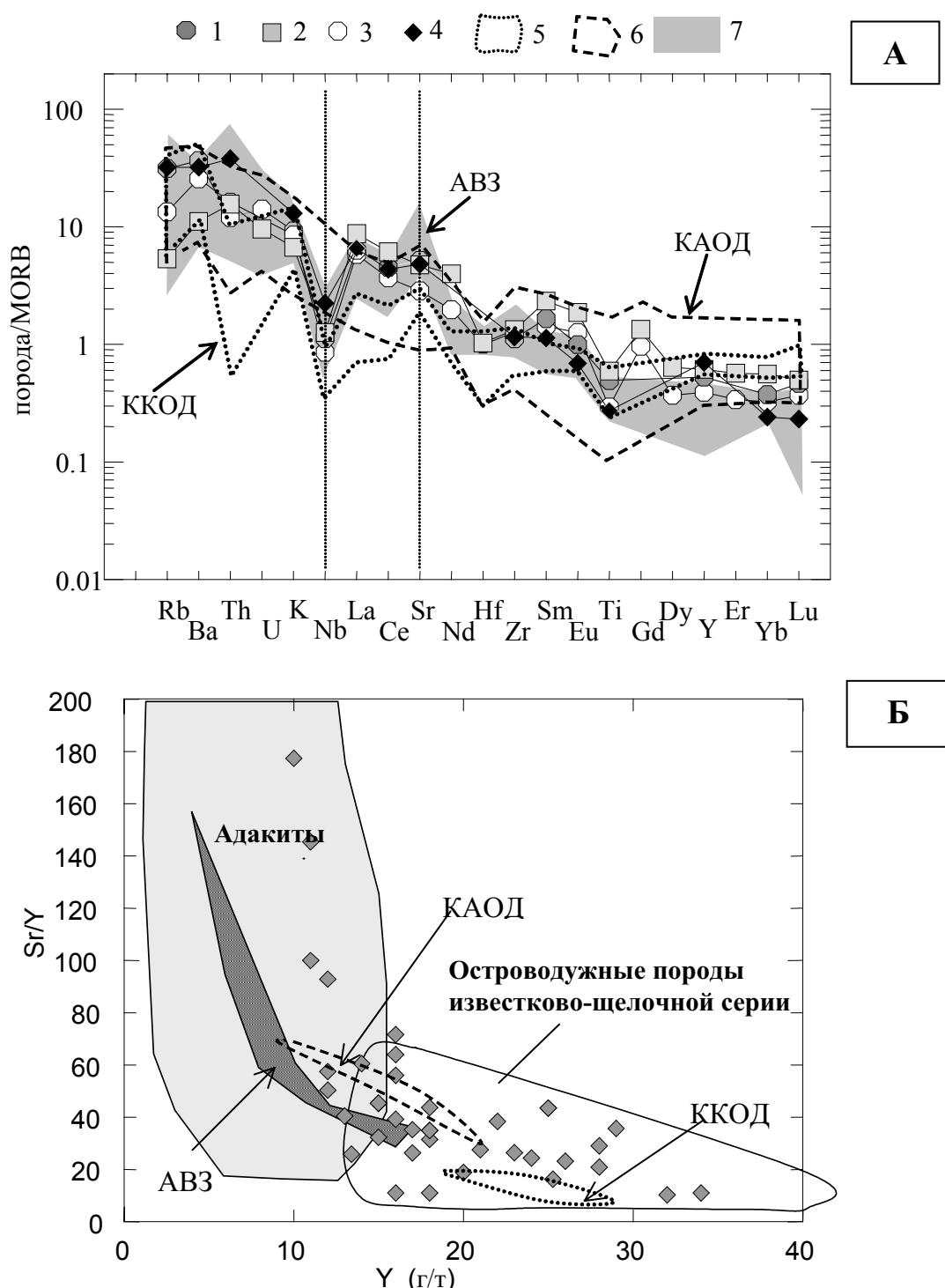


Рис. 35. А. Нормированные по базальтам MORB (Taylor, McLennan, 1985) содержания элементов в вулканитах андезибазальт-андезит-риолитовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (1–4):

1 – андезит (Э-329-6), 2 – андезибазальт (Э-329-7), 3 – андезидазит (Э-329-15), 4 – дакит (Э-455-1), 5 – в вулканитах Курило-Камчатской островной дуги (Фролова, Бурикова, 1997), 6 – в андезибазальтах-андезитах и риолитах Командорско-Алеутской островной дуги (Цветков, 1990), 7 – в адакитовых андезитах и дакитах Австралийской вулканической зоны Анд (Stern, Kilian, 1996);
Б. Фигуративные точки и поля составов тех же, что и на рис. А, вулканитов на диаграмме $Y - Sr/Y$. Поля адакитовых и известково-щелочных вулканитов по данным: Druittmond, Defant, 1990

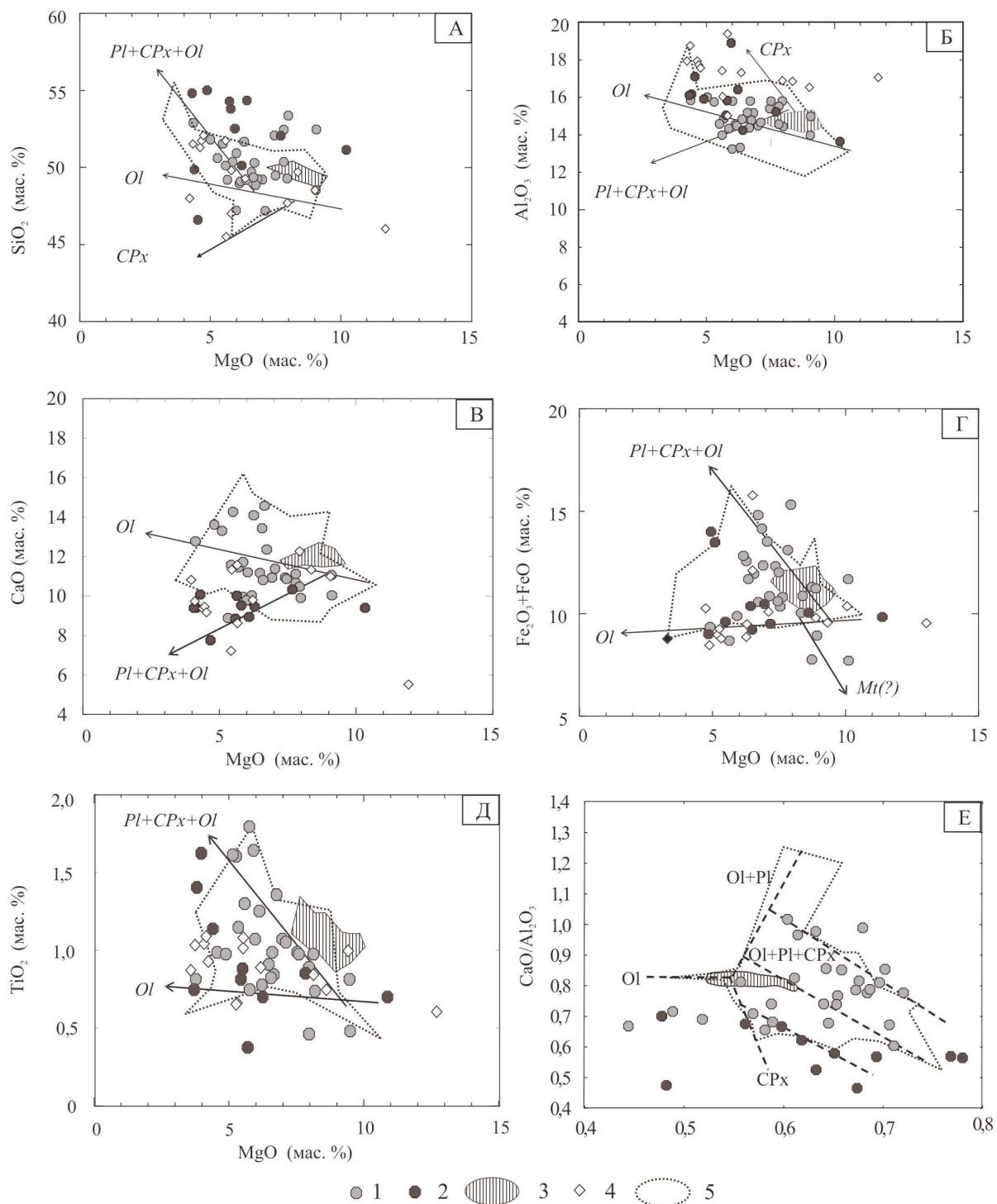


Рис. 36. Вариационные диаграммы MgO – окисел (А–Д) и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Е) для пород андезибазальт-базальтовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (майозерская СТА):

1 – из Керетьозерской структуры, 2 – из Поньгомозерской структуры, 3 – базальты срединно-океанического хребта Северной Атлантики (Рифтовая..., 1990); 4 – толеитовые базальты Командорско-Алеутской островной дуги (Цветков, 1990); 5 – базальты коматит-базальтовой ассоциации (верхнекумзозерская СТА) Керетского зеленокаменного пояса.

Стрелки на диаграммах А–Д – тренды изменения состава при фракционировании фаз, обозначенных около стрелки, пунктирные линии на рис. Е – принципиальная схема кристаллизации толеит-базальтовых магм (Нестеренко, Аристкин, 1993)

Глава 2

Таблица 6. Состав мезоархейских амфиболитов (метаандезибазальтов-базальтов) майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Авт. ном.	883-4	883-1	883-9	871-3	481-2	KER-5/05-1	385-1	385-9	385-10	311-9	311-12	311-14	311-16	311-17
SiO ₂	53,56	51,64	50,16	52,54	52,52	51,60	49,04	48,10	48,75	46,60	53,02	48,84	50,80	50,44
TiO ₂	0,70	1,24	1,29	0,43	0,41	1,00	0,79	0,78	1,05	1,03	0,78	0,74	0,71	0,95
Al ₂ O ₃	14,23	12,82	14,11	14,92	15,60	15,77	14,16	13,65	14,30	14,51	16,01	14,73	15,95	15,90
Fe ₂ O ₃	1,80	5,54	3,84	1,11	0,66	1,18	2,46	2,12	2,84	3,49	2,82	2,29	2,84	2,97
FeO	7,11	8,33	8,33	6,47	6,97	8,48	8,26	9,77	9,77	12,33	6,54	8,69	7,83	6,97
MnO	0,12	0,18	0,20	0,14	0,14	0,22	0,17	0,16	0,19	0,52	0,12	0,15	0,18	0,16
MgO	8,06	6,15	5,65	9,27	7,86	6,00	6,56	9,25	6,00	7,06	3,96	6,24	5,82	5,00
CaO	9,81	9,95	11,50	9,95	11,15	11,90	13,68	11,08	11,23	11,43	12,96	14,40	11,80	13,54
Na ₂ O	2,25	2,03	2,82	2,47	2,46	1,69	2,66	2,28	1,69	1,04	1,80	1,73	1,79	1,50
K ₂ O	0,61	0,58	0,36	0,74	0,75	0,42	0,57	0,81	0,71	0,23	0,14	0,12	0,18	0,23
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	0,06	–	0,10	0,12	–	–	–	–	–
H ₂ O	0,10	0,11	0,09	0,16	0,12	0,10	0,14	0,04	0,09	0,04	0,09	0,09	0,10	0,10
ппп	1,21	1,34	1,40	1,44	1,11	1,27	1,40	1,86	3,08	1,95	1,45	1,53	1,64	1,84
Cr	400	130	300	330	90	197	350	230	200	230	260	370	440	260
Ni	80	80	120	67	45	123	140	120	110	100	140	140	150	140
Co	42	56	58	41	34	48	60	49	62	32	47	34	34	41
V	230	340	360	170	150	310	250	260	350	340	380	340	330	350
Cu	76	82	47	44	65	58	83	50	98	100	110	120	110	130

№ пп	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Авт. ном.	260-5	260-6	263-1	263-6	264-3	265-1	265-5	295-1	295-2	295-3	295-5	297-1	1207-2
SiO ₂	50,16	49,18	48,60	48,86	49,90	48,88	48,90	52,10	51,50	48,48	51,80	49,44	49,60
TiO ₂	0,86	0,95	1,65	1,13	1,61	1,05	1,35	0,96	1,62	0,81	0,96	0,88	1,40
Al ₂ O ₃	14,40	15,96	14,40	14,76	13,65	14,29	15,15	15,45	14,42	14,67	16,22	15,17	16,43
Fe ₂ O ₃	2,25	2,02	2,59	3,62	2,42	2,76	3,28	2,06	2,46	2,60	1,74	3,67	2,90
FeO	9,22	8,98	11,97	8,26	10,42	10,66	7,66	8,05	10,66	7,83	6,90	8,90	11,49
MnO	0,21	0,19	0,18	0,21	0,35	0,21	0,18	0,22	0,21	0,26	0,27	0,28	0,16
MgO	7,86	7,51	5,95	5,43	5,35	6,94	6,74	7,46	5,24	6,65	4,70	6,47	4,00
CaO	10,65	10,86	9,67	14,60	11,65	10,95	12,50	10,94	8,69	14,93	13,88	11,20	9,25
Na ₂ O	1,50	2,04	2,45	1,52	2,77	2,48	1,91	1,50	2,45	1,68	2,32	1,86	3,00
K ₂ O	0,25	0,45	0,52	0,15	0,18	0,38	0,20	0,11	1,13	0,11	0,19	0,44	0,84
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,17
H ₂ O	0,08	0,10	0,10	0,03	0,13	0,05	0,11	0,10	0,10	0,07	0,30	0,07	0,11
ппп	2,25	1,27	1,53	1,24	1,31	1,47	1,69	1,08	1,49	1,42	0,60	1,99	0,52
Cr	210	210	140	200	120	130	220	180	150	280	320	270	50
Ni	100	110	63	100	70	110	89	110	68	110	140	130	31
Co	50	43	41	46	48	57	41	50	41	44	36	39	47
V	220	220	360	240	39	26	240	260	300	220	270	300	286
Cu	220	26	28	110	39	26	58	25	38	20	64	72	–

№ пп	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Авт. ном.	1211-2	1211-4	1215-2	1215-3	1215-4	1215-5	1222-1	1227-1	1227-2	1229-1	2347-1	2347-2	2347-3
SiO ₂	45,94	55,20	51,05	49,90	52,60	54,66	54,60	52,08	54,04	55,40	49,80	45,58	49,28
TiO ₂	1,63	0,71	0,66	2,18	0,32	0,66	0,78	0,82	0,85	1,12	0,88	1,01	0,80
Al ₂ O ₃	17,60	16,34	13,22	16,72	19,87	14,00	14,99	15,23	16,00	16,09	14,99	16,70	14,47
Fe ₂ O ₃	1,55	1,62	1,55	1,30	0,40	1,70	1,56	1,48	1,67	2,31	2,02	2,70	2,22
FeO	12,28	7,36	8,33	9,27	5,03	7,83	8,91	8,62	7,54	7,33	10,78	11,97	10,06
MnO	0,21	0,15	0,18	0,19	0,11	0,16	0,19	0,14	0,15	0,08	0,32	0,37	0,23
MgO	4,15	3,90	10,56	6,05	5,75	6,27	5,52	7,74	5,57	4,55	7,18	7,20	8,36
CaO	10,00	9,25	9,25	8,76	9,39	9,32	8,66	10,28	9,93	7,46	9,24	8,96	9,52
Na ₂ O	3,27	2,74	2,45	3,50	4,85	2,50	2,75	1,66	2,13	4,03	2,13	2,08	2,05
K ₂ O	1,17	0,84	0,44	0,30	0,27	1,02	0,13	0,13	0,22	0,12	0,25	0,29	0,20
P ₂ O ₅	0,22	0,18	0,11	0,27	0,07	0,10	–	–	–	0,25	0,10	0,10	0,08
H ₂ O	0,05	0,03	0,15	0,06	0,08	0,09	0,11	0,06	0,14	0,13	0,32	0,38	0,32
ппп	2,04	1,46	1,94	1,44	1,05	1,51	1,36	1,31	1,27	0,95	1,58	2,39	1,94
Cr	60	186	771	249	149	302	283	185	217	95	140	150	120
Ni	37	49	174	65	101	68	106	92	56	15	86	75	100
Co	41	40	45	38	35	41	44	45	31	24	39	37	35
V	278	200	222	196	116	183	356	295	335	229	200	220	140
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	20	30	190

Окончание табл. 6

№ пп	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
Авт. ном.	2347-4	2347-5	2347-6	2811-1	2812-1	2857-1	2841-2	2841-3	2857-2	2847-1	2840-1	2840-2	2831-1	2812-2
SiO ₂	49,42	47,92	48,96	49,68	49,32	45,00	49,38	50,94	47,00	50,03	47,30	49,52	51,90	48,14
TiO ₂	0,94	0,95	0,98	0,91	0,75	0,54	0,88	1,02	0,68	0,85	0,83	1,81	2,00	1,06
Al ₂ O ₃	14,66	14,10	17,53	14,38	15,27	17,71	13,84	14,01	16,31	14,39	14,65	12,47	11,30	13,98
Fe ₂ O ₃	2,49	2,23	1,69	3,41	3,16	2,75	2,91	2,21	3,27	3,21	4,53	3,48	2,02	3,75
FeO	10,54	12,21	9,82	8,76	7,33	7,32	9,76	7,25	8,33	8,76	10,34	12,21	8,90	9,19
MnO	0,23	0,38	0,23	0,22	0,20	0,14	0,14	0,21	0,21	0,20	0,43	0,24	0,23	0,17
MgO	7,57	8,82	6,87	6,84	6,24	11,36	7,72	6,33	9,03	7,06	4,33	5,51	7,38	8,16
CaO	9,24	9,38	9,06	10,83	14,87	11,26	10,54	13,86	11,84	10,83	13,72	9,82	12,42	12,05
Na ₂ O	2,20	1,55	2,68	2,03	0,87	1,43	2,73	2,80	1,28	2,64	1,78	1,93	0,80	1,36
K ₂ O	0,24	0,25	0,18	0,06	0,18	0,30	0,25	0,15	0,23	0,24	0,27	0,77	0,50	0,52
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,10	0,12	0,10	—	—	—	—	—	0,10	0,23	0,23	0,09
H ₂ O	0,34	0,06	0,04	0,02	0,07	0,03	0,10	0,11	0,05	0,10	0,13	0,09	0,07	0,05
ппп	1,61	1,84	1,49	2,53	1,60	1,65	1,57	0,92	1,36	1,19	1,31	1,46	1,79	1,47
Cr	130	88	240	230	310	240	210	190	280	250	190	90	70	320
Ni	81	66	120	130	160	380	140	86	180	150	110	74	36	110
Co	38	42	87	38	33	70	51	37	51	63	83	48	45	34
V	190	240	250	330	240	150	280	290	200	270	250	360	330	280
Cu	65	10	28	39	21	31	73	10	110	73	340	470	45	10
№ пп	55	56	57	58	59	60	61	62	63					
Авт. ном.	2822-1	2820-1	2853-1	2814-1	2883-1	B-11-3/02*	B-11-3/02*	B-16-2/02*	B-29-4/02*	B-44/02*				
SiO ₂	50,26	47,32	47,36	53,20	47,08	46,42	49,99	50,31	52,83					
TiO ₂	1,60	2,46	0,97	1,23	1,10	0,81	1,75	1,13	1,06					
Al ₂ O ₃	13,38	13,10	15,34	14,63	14,60	16,05	14,30	13,96	12,18					
Fe ₂ O ₃	3,84	2,98	4,94	2,82	3,59	13,87	14,65	13,49	12,61					
FeO	11,49	14,51	7,76	8,18	9,77	—	—	—	—					
MnO	0,25	0,27	0,24	0,23	0,25	0,20	0,20	0,19	0,19					
MgO	4,66	5,93	6,88	4,70	7,15	8,82	3,67	6,87	6,30					
CaO	9,09	8,59	12,13	10,68	12,70	11,59	12,28	10,81	12,40					
Na ₂ O	3,07	2,62	1,38	2,85	1,38	1,31	1,51	2,28	0,75					
K ₂ O	0,28	0,21	0,74	0,24	0,54	0,27	0,40	0,26	0,30					
P ₂ O ₅	0,29	0,21	0,09	0,11	0,12	0,14	0,25	0,17	0,09					
H ₂ O	0,02	0,22	0,26	0,07	0,15	—	—	—	—					
ппп	1,83	1,27	1,70	1,13	1,42	0,52	0,99	0,52	1,29					
Cr	75	35	340	440	170	393	38	226	180					
Ni	25	89	120	110	120	123	53	74	104					
Co	30	87	100	36	100	51	46	46	39					
V	180	590	260	330	260	187	280	284	283					
Cu	10	85	140	10	140	53	18	14	5					
Zn	—	—	—	—	—	124	132	86	77					
Be	—	—	—	—	—	—	0,87	0,59	0,67					
Bi	—	—	—	—	—	—	0,11	0,33	0,12					
W	—	—	—	—	—	—	2,51	0,52	0,75					
Mo	—	—	—	—	—	—	1,30	0,29	0,19					

П р и м е ч а н и е . Все силикатные анализы, кроме обозначенных *, выполнены по стандартной методике в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания Cr, Ni, Co, V, Cu определены там же методом количественного спектрального анализа, кроме выделенных серым цветом, последние – определялись методом ICP-MS. Полужирным – все Fe в форме Fe₂O₃. 1–26 – Керетьозерская структура; 27–43 – Поньгомозерская структура; 44–63 – Вокшозерская структура (60–63 – анализы М. М. Богиной; Слабунов и др., 2007).

по характеру тренда вариации состава пород в координатах MgO – FeO_{sum} (рис. 36, Г), одной из фаз, контролирующих процесс кристаллизационной дифференциации, мог быть магнетит. Таким образом, формирование базальтоидов ассоциации происходило, вероятно, путем кристаллизационной дифференциации умеренно-магнезиальных базальтовых расплавов в разноглубинных магматических камерах, одна из которых была относительно малоглубинной, а вторая располагалась на глубинах не менее 22 км.

Ведущая роль Ol, Crx и P1, а также возможное существование глубоких магматических камер при образовании этих базальтоидов подтверждается и особенностями распределения в них Ti, Y, Zr, Co, что продемонстрировано на диаграммах (рис. 37; табл. 7). Расчет на основе

Т а б л и ц а 7 . Состав мезорархейских амфиболитов (метабазальтов – андезбазальтов) майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (r/τ)

	№ пп Аvt. ном.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Cr	263	104	277	300	166	281	205	173	245	279	197	55	189	127	38	226	180	
Ni	79	92	69	120	120	124	85	122	136	131	123	20	121	109	53	74	104	
Co	44	54	41	58	56	47	41	50	50	45	48	21	49	49	46	46	39	
Sc	307	41.9	32.8	0	47.9	45.5	41.4	43.4	46.6	50.5	48.6	26.3	46.4	48.1	34.1	42.6	40.4	
V	202	298	165	360	342	297	301	305	296	314	310	213	333	314	280	284	283	
Cu	40	71	40	47	72	18	73	81	95	90	58	8	10	5	18	14	5	
Pb	5,3	3,1	2,9	–	1,8	1,7	0,0	0,0	1,2	2,1	3,6	1,7	2,4	2,8	1,1	0,9		
Rb	3,9	13,9	16,0	18,0	12,7	13,9	5,8	3,2	3,6	7,9	26,6	1,4	2,6	5,6	6,0	0,8	4,0	
Ba	105	178	160	–	90	95	39	45	55	59	11	62	27	64	211	38	54	
Sr	350	132	280	–	114	126	39	111	87	78	105	318	83	156	143	311	234	
Ga	16,2	17,4	15,3	–	19,0	17,7	18,2	19,2	17,1	18,3	17,7	20,2	15,7	18,4	21,1	15,5	16,5	
Ta	0,29	0,33	0,00	–	0,00	0,00	0,20	0,00	0,20	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,39	0,26	0,19	
Nb	4,1	4,6	2,0	–	2,3	1,8	2,1	1,7	1,6	1,7	1,7	7,6	1,8	1,9	6,0	4,4	2,4	
Hf	1,82	2,23	1,40	–	1,96	1,51	1,83	1,65	1,39	1,65	1,49	3,60	1,27	1,88	1,60	1,11	0,98	
Zr	68,9	85,0	45,3	59,0	57,2	46,2	55,8	52,0	45,3	48,9	47,3	140,0	40,3	54,8	47,5	30,7	26,7	
Y	15,0	22,0	9,2	23,0	25,6	23,0	23,8	23,6	21,9	23,8	23,3	31,8	20,5	22,0	22,0	37,6	23,2	
Th	3,09	2,32	1,67	–	0,32	0,21	0,22	0,24	0,19	0,26	0,21	1,48	0,19	0,26	1,06	0,21	0,28	
U	0,64	0,58	0,27	–	0,07	0,05	0,08	0,04	0,09	0,06	0,09	0,28	0,05	0,05	0,06	0,14	0,07	
La	17,60	12,50	6,19	4,50	3,58	2,73	2,61	3,29	3,11	2,63	2,85	6,62	3,11	3,32	11,51	4,98	2,52	
Ce	36,30	27,00	14,60	6,70	9,41	7,12	7,09	8,18	6,09	6,66	7,26	16,10	7,91	7,76	29,98	13,94	6,89	
Pr	4,04	3,63	1,73	–	1,61	1,14	1,19	1,43	1,15	1,14	1,23	2,43	1,17	1,25	4,08	1,04		
Nd	15,60	16,00	7,21	–	7,96	6,34	6,60	7,63	6,20	6,89	6,49	12,70	6,96	6,94	18,24	9,99	5,99	
Sm	2,87	3,94	1,62	3,30	2,71	2,32	2,37	2,54	2,20	2,22	2,35	3,90	2,05	2,39	4,70	2,82	2,08	
Eu	0,98	1,25	0,52	0,89	1,01	0,83	0,91	0,97	0,83	0,85	0,85	1,26	0,78	0,88	1,36	0,99	0,95	
Gd	3,05	4,47	1,63	–	4,35	3,28	3,24	3,67	3,13	3,40	3,70	5,25	3,18	3,55	5,25	3,50	3,06	
Tb	0,51	0,73	0,24	1,00	0,73	0,59	0,64	0,54	0,60	0,65	0,65	0,87	0,54	0,55	0,88	0,62	0,57	
Dy	2,79	4,27	1,78	–	4,56	3,83	4,25	4,10	3,65	3,70	3,98	5,49	3,60	3,82	5,72	4,12	3,96	
Ho	0,57	0,84	0,34	–	0,99	0,85	0,85	0,87	0,85	0,93	0,87	1,18	0,78	0,89	1,27	0,94	0,89	
Er	1,58	2,38	1,01	–	2,80	2,57	2,64	2,56	2,57	2,72	2,55	3,65	2,33	2,45	3,63	2,70	2,66	
Tm	0,22	0,35	0,16	–	0,43	0,37	0,39	0,38	0,34	0,41	0,37	0,53	0,36	0,36	0,56	0,42	0,41	
Yb	1,50	2,25	1,00	2,20	2,74	2,43	2,46	2,50	2,66	2,55	3,44	2,33	2,54	3,56	2,71	2,68		
Lu	0,19	0,31	0,15	0,40	0,42	0,35	0,38	0,35	0,35	0,42	0,35	0,54	0,36	0,36	0,54	0,40	0,41	

П р и м е ч а н и е . Содержание РЗЭ (*) определены нейтронно-активационным методом, остаточные – рентгенофлюоресцентным. Все анализы, за исключением указанных, выполнены методом ICP-MS (1–14 – в лаборатории Геологической службы Финляндии). 1–11 – Керетъозерская структура (анализы М. М. Богиной; Слабунов и др., 2007). 15–17 – Вокшозерская структура (анализы М. М. Богиной; Слабунов и др., 2007).

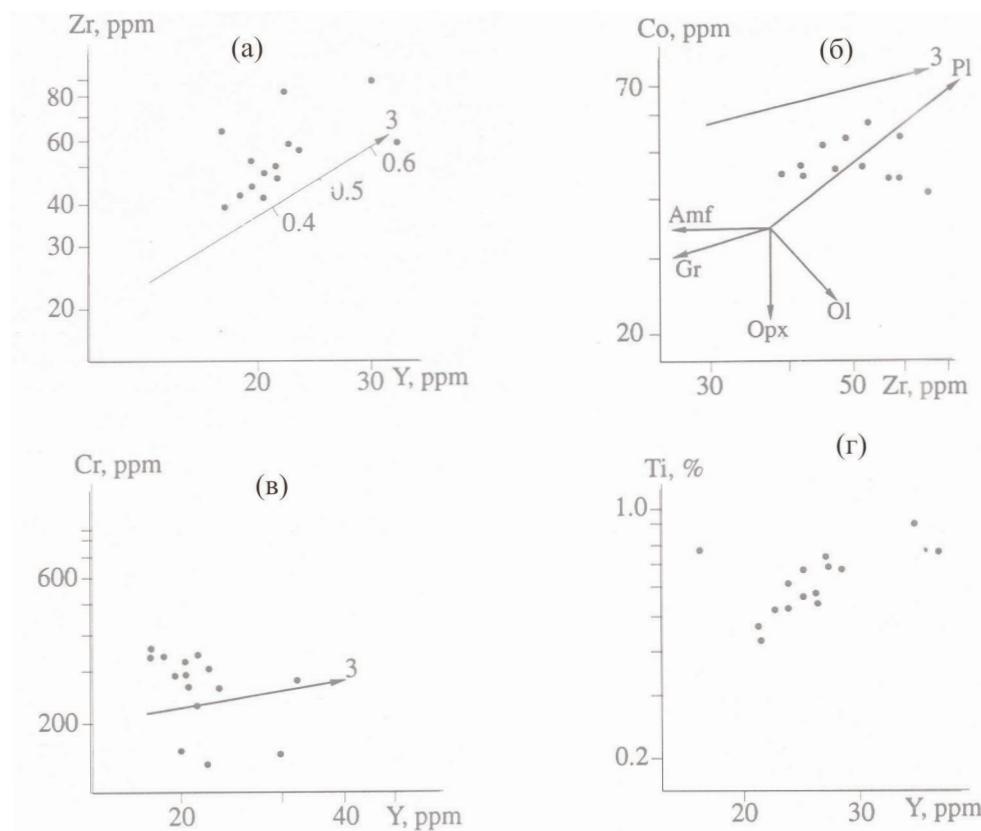


Рис. 37. Диаграммы Zr – Y, Co – Zr, Cr – Y, Ti – Y для андезибазальт-базальтовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса, с рассчитанными трендами изменения содержаний редких элементов в расплавах при фракционной кристаллизации под контролем обозначенных минералов или их совокупности при степени дифференциации 0,4–0,7 (Слабунов, 1993б)

модели фракционной кристаллизации (Зеленокаменные..., 1988; Лобач-Жученко и др., 1989; Матреничев, 2000) показывает, что степень дифференциации первичного расплава для этой вулканической серии оценивается примерно в 50%.

Содержание РЭЭ в метабазальтах в 8–20 раз выше хондритовых, график распределения РЭЭ имеет вид, близкий к «плоскому», но с резко выраженным Eu минимумом и относительно высоким содержанием Sm, Eu и Tb (рис. 38, табл. 7). Топология графика распределения РЭЭ отличается как от типичных базальтов MORB, так и от базальтов островных дуг (рис. 38), хотя с толеитами последних имеется определенное сходство.

На большей части широко используемых дискриминационных диаграмм (рис. 39) фигурационные точки составов рассматриваемых толеитов располагаются в полях островодужных базальтов ($Ti - Sr - Y$, $Zr/Y - Zr$, $Ti - V$), на других ($Cr - Ti$) сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов. На дискриминационной диаграмме $Ti/Cr - Ni$ (Beccaluva et al., 1979) большая часть фигурационных точек составов этих базальтов находится в поле островодужных толеитовых базальтов. Обращает на себя внимание то, что фигурационные точки составов базальтов Командорско-Алеутской островной дуги, используемой здесь в качестве эталона, на диаграммах часто лежат в тех же полях, что и майозерские базальтоиды, хотя есть и отличия (рис. 39).

Метаультрабазиты, картируемые среди пород майозерской СТА, вероятно, являются интрузиями. По петрохимическим особенностям они относятся к породам коматитовой серии (рис. 40; табл. 8) – коматитам и коматитовым базальтам. По сравнению с однотипными породами коматит-базальтовой ассоциации (верхнекумзозерской СТА) они более однородны по

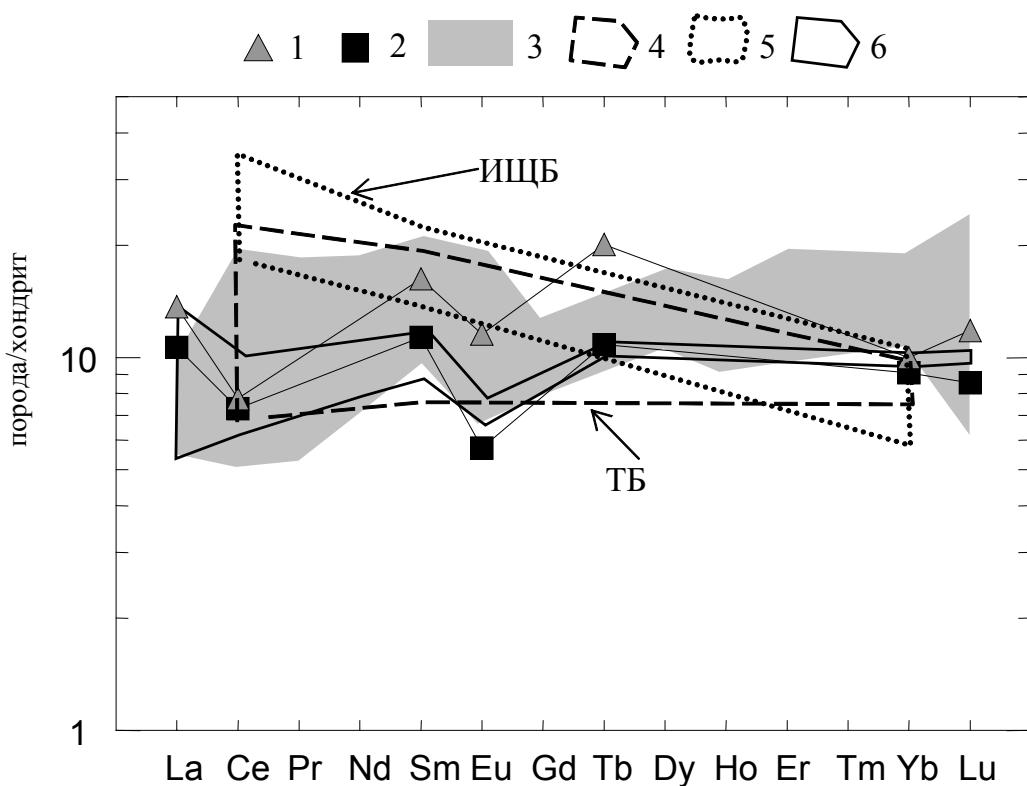


Рис. 38. Нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985) содержания РЗЭ в:
 1–2 – метабазальтах андезибазальт-базальтовой ассоциации (майозерская СТА)
 Керетского зеленокаменного пояса: 1 – пробы Э-883-9; 2 – пробы Э-311-9, 3 – ба-
 зальтах срединно-океанического хребта Северной Атлантики (Рифтовая..., 1990);
 4–5 – базальтах Курильско-Камчатской островной дуги: 4 – толейтовой (ТБ) и
 5 – известково-щелочной (ИЩБ) серий; 6 – метабазальтах коматит-базальтовой
 ассоциации Керетского зеленокаменного пояса

составу (рис. 40, А–В). Петрогохимические характеристики ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 16\text{--}20$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,5\text{--}0,75$, $\text{Zr}/\text{Y} = 3\text{--}6$) (рис. 40, Б, В, Д) позволяют отнести их к Al-недеплетированному типу, хотя отношение Zr/Y в них весьма велико.

Уровень содержания тяжелых РЗЭ в метаультрабазитах в 2 раза превышает хондритовый уровень, а легких – в 8–10 (рис. 40, Е; табл. 8). Спектр распределения РЗЭ характеризуется обогащением легкими РЗЭ, слабофракционированным распределением тяжелых РЗЭ, наличием Eu минимума. По особенностям состава РЗЭ рассматриваемые породы сопоставимы с коматитами типа IV, группы II (Вревский, 2000). Коматиты с подобными характеристиками установлены в Ведлозерско-Сегозерской системе зеленокаменных поясов Карельского края (Вревский, 2000). Коматиты такого состава могли образоваться в мантийном плюме при плавлении примитивного безгранатового мантийного перidotита на глубине 75–120 км и последующем фракционировании, главным образом, оливина. Обогащенность метаультрабазитов легкими РЗЭ и Zr, вероятно, связана с особенностями состава мантийного источника, претерпевшего предварительную контаминацию.

Для решения вопроса о геодинамической обстановке формирования базитов важное значение имеет состав матаосадков, с которыми они ассоциируют (Кожевников, 2000; Eriksson et al., 1997). Среди базальтоидов майозерской СТА картируются, как отмечалось выше (рис. 10, 15, 17), горизонты парагнейсов (Слабунов, 1986, 1993б). Из-за того, что в гнейсах не сохранились реликты первичноосадочных структур и плохо выражены осадочные текстуры (рис. 20),

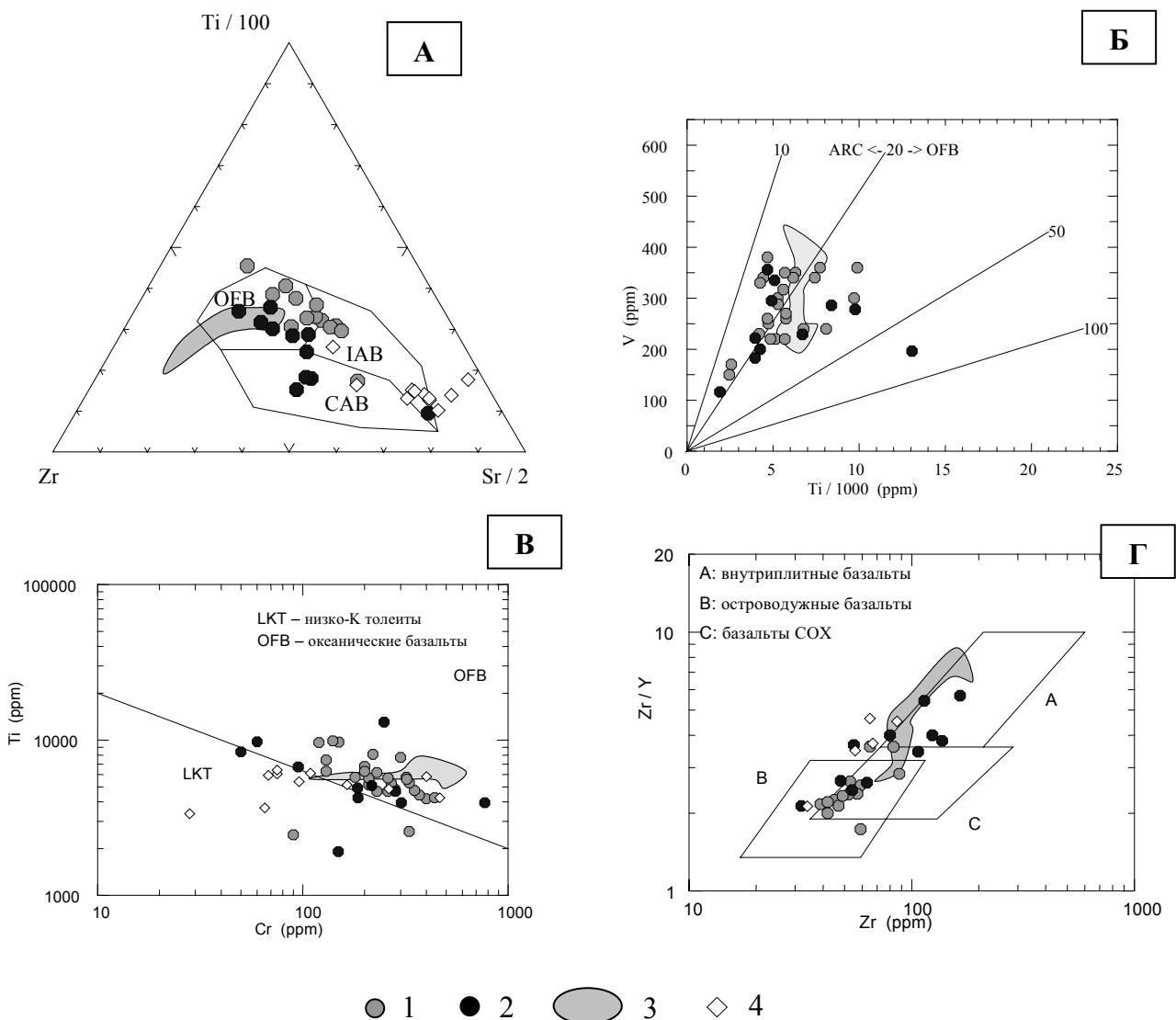


Рис. 39. Диаграммы $Ti - Sr - Zr$ (Pearce, Cann, 1973), V/Ti (Shervais, 1982) и $Ti - Cr$ (Pearce, 1975) и $Zr/Y - Zr$ (Pearce, Norry, 1979) с фигуративными точками составов пород:

1–2 – андезибазальт-базальтовой ассоциации Керетского зеленокаменного пояса (майозерская СТА): 1 – Кереть-озерской структуры; 2 – Поньгомозерской структуры; 3 – базальты срединно-оceanического хребта (COX) (Рифтова..., 1990); 4 – островодужные толеиты Командорско-Алеутской дуги (Цветков, 1990)

типовая генетическая классификация осадочных пород к ним не применима. В данном случае может быть использована петрохимическая классификация (Неелов, 1980; Предовский, 1970; Юдович, Кетрис, 1986; Pettijohn et al., 1973). На диаграмме F – A – K A. А. Предовского (1970) составы данных парагнейсов отвечают грауваккам, туффитам и смешанным продуктам глубокого выветривания основных и ультраосновных пород. По петрохимической классификации А. Н. Неелова (1980) они отвечают граувакковым алевролитам, туффитам основного состава. В соответствии с классификацией Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис (1986) парагнейсы относятся к сиаллитам, к которым принадлежит большинство глинистых пород, граувакки и вулканогенно-осадочные породы. На классификационной диаграмме $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Na_2O/K_2O)$ (Pettijohn et al., 1973) фигуративные точки составов парагнейсов находятся в поле граувакк (рис. 41; табл. 9). Таким образом, по особенностям химического состава

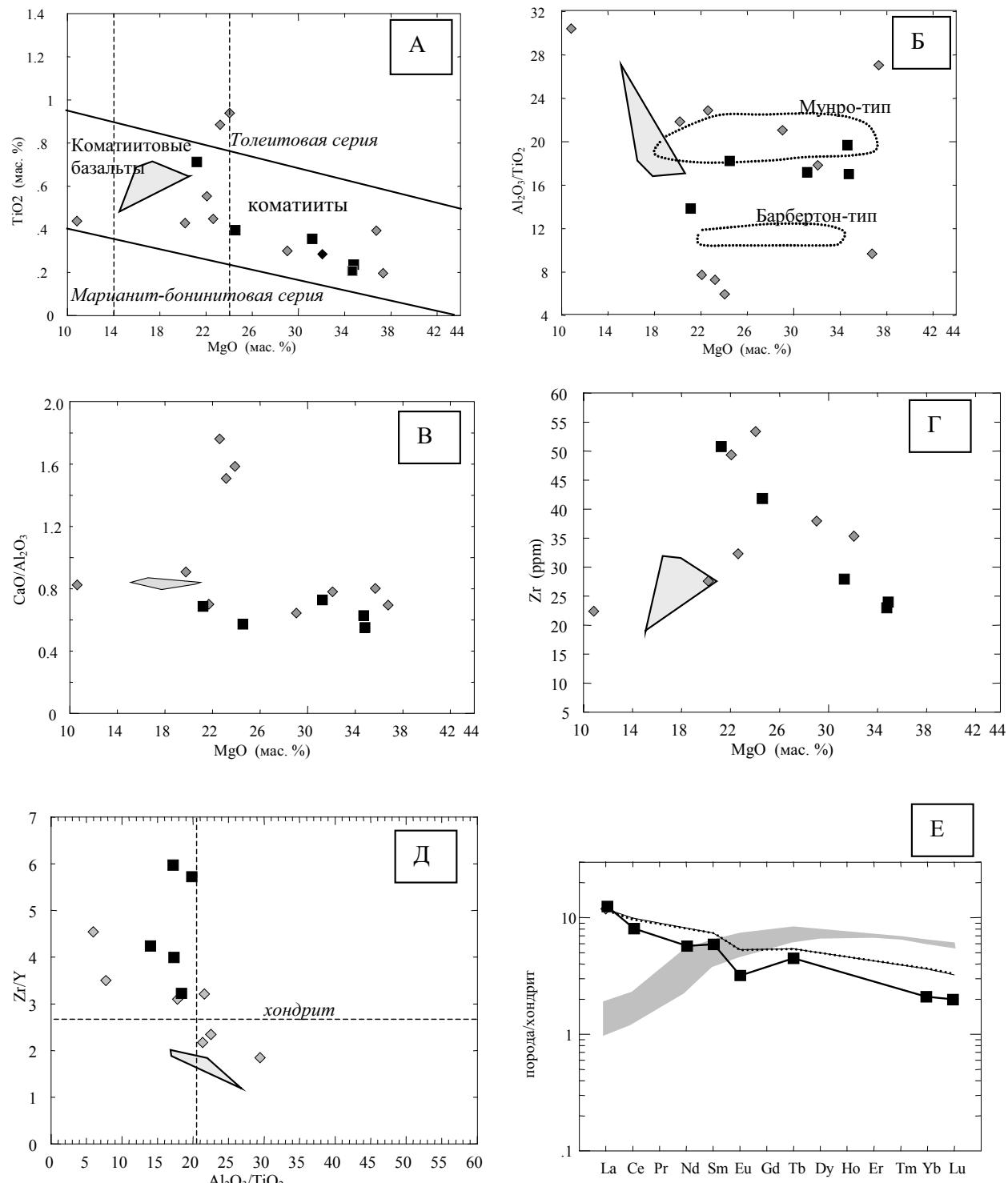


Рис. 40. Фигуративные точки составов майозерских метаультрабазитов Керетского зеленокаменного пояса (квадраты), фанерозойских коматитов о. Гаргона (поля серого цвета) (Kerr et al., 1996) и верхнекумозерских метаультрабазитов (ромбы – на диаграммах, пунктирная линия – на спектре РЗЭ) на диаграммах $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (Коматиты..., 1988) (А), $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (Б), $\text{MgO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (В), $\text{MgO} - \text{Zr}$ (Г), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Zr}/\text{Y}$ (Д) и нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985, прил. 1) содержания в них РЗЭ (Е)

Таблица 8. Химический состав (окислы пересчитаны на сухую навеску) мезоархейских метаультрабазитов майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8
Авт. ном.	871-2*	830-1	806-1	876-1	843-1	1215-2	1228-2	1228-3
SiO ₂	42,75	47,52	45,57	43,26	49,50	52,20	42,25	45,16
TiO ₂	0,23	0,71	0,35	0,20	0,39	0,67	0,46	0,65
Al ₂ O ₃	3,96	10,00	6,09	3,98	7,20	13,52	12,71	14,67
Fe ₂ O ₃	7,34	1,88	4,26	7,59	2,60	1,58	6,64	3,78
FeO	7,85	9,99	7,37	7,21	10,87	8,52	8,43	9,58
MnO	0,22	0,27	0,23	0,23	0,27	0,19	0,10	0,18
MgO	34,85	21,33	31,39	34,83	24,69	10,80	24,73	13,28
CaO	2,18	6,87	4,44	2,50	4,12	9,46	4,39	10,69
Na ₂ O	0,19	1,29	0,24	0,16	0,30	2,51	0,24	1,67
K ₂ O	0,43	0,14	0,05	0,04	0,05	0,45	0,04	0,35
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	0,11	0,01	–
Cr	1610	2964	3900	3100	2421	771	745	317
Ni	900	648	960	800	498	174	1015	353
Co	129	81	150	190	–	45	103	67
Sc	12,1	–	–	–	–	–	–	–
V	58,8	180	150	140	–	222	125	207
Cu	35,4	98	15	40	–	–	–	–
Pb	0,41	–	–	4	6	6	10	9
Rb	20,7	0	1	1	5	6	2	5
Ba	179,0	22	–	–	–	126	108	101
Sr	36,4	20	16	41	19	134	11	39
Ga	4,2	–	–	–	–	–	–	–
Ta	0,02	–	–	–	–	–	–	–
Nb	1,0	0	3	5	3	6	2	4
Hf	0,53	–	–	–	–	–	–	–
Zr	21,50	51	28	23	42	55	24	40
Y	3,63	12	7	4	13	15	13	27
Th	0,48	0	1	3	–	8	6	6
U	0,18	–	–	–	–	–	–	–
La	3,34	–	–	–	–	–	–	–
Ce	6,83	–	–	–	–	–	–	–
Pr	0,79	–	–	–	–	–	–	–
Nd	3,42	–	–	–	–	–	–	–
Sm	0,68	–	–	–	–	–	–	–
Eu	0,24	–	–	–	–	–	–	–
Gd	0,72	–	–	–	–	–	–	–
Tb	0,11	–	–	–	–	–	–	–
Dy	0,65	–	–	–	–	–	–	–
Ho	0,15	–	–	–	–	–	–	–
Er	0,37	–	–	–	–	–	–	–
Tm	0,07	–	–	–	–	–	–	–
Yb	0,43	–	–	–	–	–	–	–
Lu	0,06	–	–	–	–	–	–	–

П р и м е ч а н и е . Содержания окислов выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробе (*) определены методом ICP-MS. В пробах 2–8 содержания элементов определены рентгено-флюоресцентным методом. 1–5 – Керетьозерская структура; 6–8 – Поньгомозерская структура.

парагнейсы майозерской свиты классифицируются как граувакка – осадочные породы псаммито-алевритовой размерности, состоящие из обломков различных пород (среди которых гранитоидов не может быть более 25%) и алеврито-глинистого матрикса (Петтиджон, 1981; Фролов, 1993).

Химический состав граувакк, и майозерских в частности, во многом определяется составом разрушающихся пород. Причем, как следует из известного в химии правила рычага (Кокс и др., 1982), в барицентрической системе координат фигуративная точка состава, образовавшегося из смеси двух компонентов, будет располагаться на линии, соединяющей составы конечных членов этой смеси, а расстояние точки от крайних – пропорционально количеству компонента в смеси. Анализ имеющихся данных показывает, что фигуративные точки составов

Глава 2

Таблица 9. Химический состав мезоархейских метаосадков майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Авт. ном.	910-11	910-1	315-16K	8A-1	910-14	910-2	910-4	910-6	910-8
SiO ₂	63,90	58,86	67,66	69,86	61,16	60,75	58,40	57,78	56,92
TiO ₂	0,64	0,94	0,56	0,48	0,73	0,80	0,74	1,02	0,98
Al ₂ O ₃	17,02	15,67	13,20	15,90	16,32	16,25	17,86	19,12	17,67
Fe ₂ O ₃	2,55	2,95	0,78	0,77	2,72	7,83	3,11	3,63	3,83
FeO	3,74	5,60	5,89	1,87	4,74	4,38	4,66	4,74	4,38
MnO	0,05	0,09	0,08	0,02	0,09	0,05	0,08	0,06	0,12
MgO	2,72	4,72	4,00	1,12	3,91	0,96	4,64	3,93	5,34
CaO	2,17	3,36	2,57	3,40	2,52	1,61	3,36	1,68	1,82
Na ₂ O	2,77	2,76	2,70	4,86	3,03	2,69	3,22	2,00	2,33
K ₂ O	2,26	2,97	1,55	0,98	2,19	3,01	2,31	3,31	3,04
P ₂ O ₅	0,18	0,32	0,23	0,36	0,00	0,21	0,18	0,21	0,22
H ₂ O	0,32	0,47	0,05	0,18	0,31	0,23	0,18	0,33	0,49
ппп	1,43	1,31	0,92	0,42	1,35	1,30	1,19	1,70	2,78
Cr	301	449	370	73	420	470	380	480	480
Ni	61,5	80,2	129,0	11,0	73	100	92	110	98
Co	15,9	21,5	27,1	6,1	21	21	32	25	29
Sc	16,1	18,0	16,4	6,9	–	–	–	–	–
V	151	215	126	69,1	160	150	190	240	220
Cu	68	36	68	29,8	52	75	89	86	88
Pb	23	0	0	0	–	20	16	24	10
Zn	106	132	104	45	–	–	–	–	–
Sn	1,89	2,18	0,48	0,49	–	–	–	–	–
W	0,63	0,28	2,09	3,02	–	–	–	–	–
Mo	3,10	2,73	2,23	1,01	–	–	–	–	–
Rb	77,6	123	47,2	35	–	100	68	107	96
Ba	519	718	380	342	–	–	620	–	780
Sr	200	170	160	531	–	190	279	133	159
Ga	24,5	33	12	12,1	–	–	–	–	–
Ta	0,55	0,98	0,23	0,27	–	–	–	–	–
Nb	5,2	8,0	3,5	4,0	–	12	12	13	14
Hf	4,66	6,76	4,17	3,57	–	–	–	–	–
Zr	127	219	109	104	–	156	123	219	187
Y	11,6	11,3	14,8	5,3	–	19	19	17	10
Th	6,18	7,53	2,76	3,25	–	6	8	7	11
U	1,33	3,06	0,75	0,55	–	–	–	–	–
La	17,10	3,90	17,40	14,90	–	–	–	–	–
Ce	32,40	9,23	35,30	25,10	–	–	–	–	–
Pr	3,52	1,16	4,02	2,98	–	–	–	–	–
Nd	14,20	4,19	15,60	9,97	–	–	–	–	–
Sm	2,57	0,92	2,43	1,35	–	–	–	–	–
Eu	0,75	0,38	0,41	0,98	–	–	–	–	–
Gd	2,20	2,08	1,55	0,69	–	–	–	–	–
Tb	0,41	0,35	0,35	0,18	–	–	–	–	–
Dy	2,37	2,41	2,13	0,69	–	–	–	–	–
Ho	0,37	0,37	0,34	0,07	–	–	–	–	–
Er	1,47	1,33	1,43	0,69	–	–	–	–	–
Tm	0,27	0,26	0,18	0,12	–	–	–	–	–
Yb	1,08	1,42	0,75	0,26	–	–	–	–	–
Lu	0,20	0,17	0,12	0,05	–	–	–	–	–
Be	1,24	1,21	1,20	6,07	–	–	–	–	–

№ пп	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Авт. ном.	910-10	910-12	910-16	910-17	2264-2	1208-1	2359-1	2359-2	2345-1	2345-2
SiO ₂	63,00	59,45	50,88	63,44	63,64	61,20	64,02	76,60	61,08	59,12
TiO ₂	0,67	0,58	0,67	0,89	0,57	0,72	0,64	0,31	0,64	0,70
Al ₂ O ₃	16,30	17,55	18,42	15,20	16,92	18,45	17,44	11,35	18,10	20,31
Fe ₂ O ₃	2,85	3,67	3,01	3,65	2,12	1,90	1,80	1,39	1,69	2,94
FeO	4,09	4,24	6,11	3,74	5,10	5,57	4,96	2,59	6,94	4,55
MnO	0,07	0,05	0,12	0,06	0,08	0,08	0,06	0,04	0,11	0,15
MgO	4,03	3,39	6,24	4,59	3,46	2,30	2,98	1,02	3,20	3,40
CaO	1,96	2,35	10,37	2,03	2,44	1,96	2,14	1,57	2,45	3,22
Na ₂ O	2,30	2,47	1,10	2,50	2,60	3,50	2,04	2,47	1,22	1,82
K ₂ O	2,54	3,19	1,20	2,16	1,76	2,03	1,96	1,12	2,27	1,94

Окончание табл. 9

№ пп	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Авт. ном.	910-10	910-12	910-16	910-17	2264-2	1208-1	2359-1	2359-2	2345-1	2345-2
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,18	0,23	0,09	0,15	0,09	0,07	0,12	0,15
H ₂ O	0,30	0,16	0,16	0,18	0,12	0,11	0,24	0,24	0,36	0,32
ппп	1,64	2,38	1,20	1,03	0,79	1,87	1,16	1,11	1,61	1,31
Cr	3800	—	240	570	—	286	100	50	130	140
Ni	120	—	120	68	—	36	25	8	93	29
Co	27	—	28	21	—	23	14	8	25	8
V	170	—	200	140	—	190	78	36	90	75
Cu	50	—	67	50	—	—	36	19	68	23
Pb	21	16	8	14	—	20	—	—	—	—
Rb	87	97	30	72	59	74	73	32	—	—
Ba	600	—	—	470	—	380	510	320	480	410
Sr	162	168	168	168	221	285	160	130	170	290
Nb	10	12	7	12	4	9	—	—	—	—
Zr	139	246	55	159	89	136	—	—	—	—
Y	19	12	16	16	12	21	—	—	—	—
Th	12	11	6	6	6	6	—	—	—	—

№ пп	20	21	22	23
Авт. ном.	2849-2	2850-1	2849-1	2876-1
SiO ₂	62,26	62,48	72,04	64,50
TiO ₂	0,78	0,66	0,52	0,64
Al ₂ O ₃	19,65	17,89	12,66	16,07
Fe ₂ O ₃	2,70	1,27	1,16	1,56
FeO	4,60	4,95	3,95	4,88
MnO	0,09	0,09	0,07	0,09
MgO	2,91	3,38	1,78	3,43
CaO	1,81	2,02	2,24	2,82
Na ₂ O	2,16	2,79	2,99	2,82
K ₂ O	1,89	2,42	1,62	1,77
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,11
H ₂ O	0,12	0,13	0,08	0,20
ппп	0,89	1,43	0,86	0,76
Cr	130	190	120	270
Ni	67	110	66	110
Co	30	28	31	65
V	170	130	120	110
Cu	55	68	64	86

Примечание. Содержания окислов определены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах 1–4 определены методом ICP-MS, в пробах 6–15 – рентгенофлюoresцентным, в пробах 5, 16–23 – количественным спектральным.

1–13 – Керетъозерская структура; 14–15 – Поньгомозерская структура; 16–19 – Кургиевская структура; 20–23 – Вокшезерская структура.

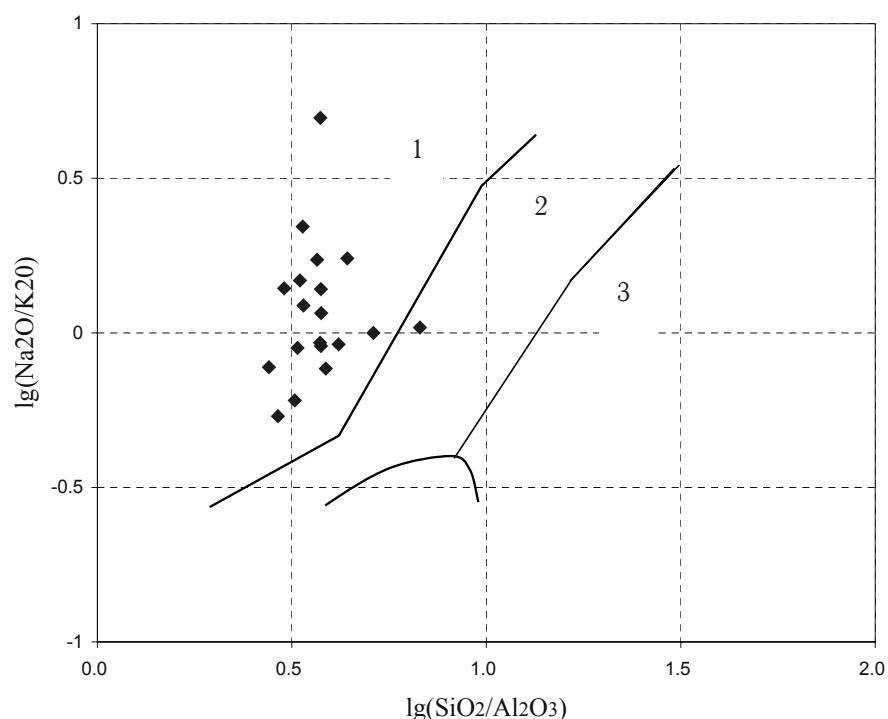


Рис. 41. Классификационная диаграмма $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1973) для метаосадков майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса

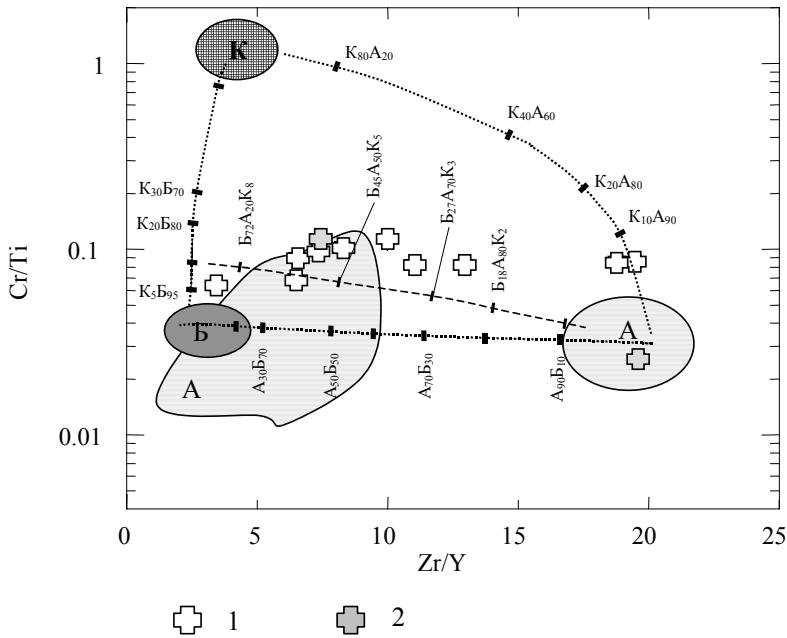
Поля на диаграмме: 1 – граувакки; 2 – лититовые вакки; 3 – аркозы

рассматриваемых парагнейсов на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{\text{сум}}, \text{MgO}, \text{V}$ располагаются на линии, соединяющей средний состав кислых пород и метабазитов района (Слабунов, 1995). На диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}, \text{Zr}$ фигуративные точки составов парагнейсов образуют тренды, не совпадающие с обозначенной линией смешения. Это может объясняться тем, что при седиментогенезе происходит обогащение новообразований $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Zr}$ и обеднение CaO за счет источника вещества в области сноса. Обращает также на себя внимание высокое содержание в метаосадках Cr и Ni , что может свидетельствовать о наличии в области сноса ультраосновных пород. Для оценки примерного модельного состава разрушающихся в области сноса пород используются диаграммы $\text{Cr}/\text{Ti} - \text{Zr}/\text{Y}, \text{Cr}/\text{Ti} - \text{Hf}/\text{Yb}$ (Милькевич, Мыскова, 1998; Мыскова и др., 2000; Camire et al., 1993; La Fleche, Camire, 1996), на которые наносятся рассчитанные линии смешения составов. Крайними компонентами на линиях являются наиболее вероятные породы из области источника сноса.

Проведенные расчеты показывают, что соотношение $\text{Cr}/\text{Ti} - \text{Zr}/\text{Y}$, наблюдаемое в майозерских метаграувакках (рис. 42), может быть результатом смешения материалов, отвечающих по составу базальтам (около 50% в составе смеси), кислым вулканитам (45%) и коматиитам (до 5%). Как видно на диаграмме $\text{Cr}/\text{Ti} - \text{Zr}/\text{Y}$, фигуративные точки состава граувакки располагаются, главным образом, вдоль линии смешения между кислыми метавулканитами и смесью, состоящей на 80–90% из базальта и на 10–20% из коматиита. Таким образом, именно вариации количества кислых вулканитов, аналогичных хаттомозерским, определяют разнообразие состава метаосадков. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в наиболее распространенной группе метаосадков майозерской свиты (рис. 43; табл. 9) характеризуются дифференцированным спектром распределения ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ около 16). Содержание легких РЗЭ в них немного ниже (в 60–70 раз выше хондрического уровня), чем в средне-кислых вулканитах хаттомозерской свиты, и значительно выше, чем в базальтах, а тяжелых – соответствует его уровню в средне-кислых вулканитах. Такие особенности состава РЗЭ в метаграувакках согласуются с моделью их образования, главным образом, за счет средне-кислых вулканитов и базальтов, с небольшой долей коматиитов. Одна из проб метаосадков имеет спектр распределения РЗЭ, близкий к базальтам, что, вероятно, свидетельствует о ведущей роли базальтов в составе их обломков и согласуется с положением ряда фигуративных точек состава граувакк на диаграмме $\text{Cr}/\text{Ti} - \text{Zr}/\text{Y}$ (рис. 42) вблизи поля базальтов. В одной из проб отмечается крайне низкое содержание тяжелых РЗЭ (0,5–0,9 хондрического уровня), относительно высокое (в 50 раз выше хондрического уровня) – легких РЗЭ и ярко выраженная положительная Eu аномалия. Кроме того, в ней высокое содержание Sr (531 г/т). Метаграувакки такого состава могли образоваться при наличии в области сноса вулканитов среднего состава адакитовой серии, которые, однако, весьма редки.

Составы осадков используются для оценки геодинамических условий седиментогенеза, и для этих целей, в частности, широко применяются дискриминационные диаграммы М. Р. Бхатия и К. А. В. Крука (Интерпретация..., 2001; Мыскова и др., 2000; Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986). Положение фигуративных точек составов майозерских метаосадков (граувакк) на дискриминационных диаграммах $\text{Th} - \text{Co} - \text{Zr}, \text{La} - \text{Th} - \text{Sc}, \text{Th} - \text{Sc} - \text{Zr}$ и $\text{Th} - \text{La}$ (рис. 44, А–Г) соответствует, главным образом, полям осадков, формирующихся в обстановках океанических островных дуг, реже континентальных островных дуг. Близкое положение на таких диаграммах занимают составы метаграувакк Чупинского парагнейсового пояса (рис. 44, Д) (Мыскова, 2001; Мыскова и др., 2000).

Таким образом, совокупность данных о составе пород майозерской андезибазальт-базальтовой ассоциации, включающей также коматииты и граувакки, свидетельствует о формировании ее во фронтальной части вулканической дуги, возможно, субсинхронно с островодужными вулканитами дифференцированной андезибазальт-андезит-дацитовой ассоциации.



* Графики описываются уравнениями $Ax + Bxy + Cy + D = 0$ при $x = \text{CCr}/\text{CTi}$, $y = \text{CZr}/\text{CY}$ и следующих значениях коэффициентов соответственно для смеси К-А, К-Б, Б-А (буквенные обозначения те же, что и на рис.):

	A	B	C	D
К-А	341408	4260	28040	-579806
К-Б	-80870	-3114	64520	-153636
Б-А	1042782	16140	-35	-42196

Состав смеси (содержание в ней того или иного химического элемента - Cm) рассчитывался в соответствии с уравнением:
 $Cm = C01 * F + C02 (1-F)$
 где C01, C02 – содержание элемента в первом и втором крайних компонентах смеси, F – доля первого компонента в смеси

Рис. 42. Диаграмма Cr/Ti – Zr/Y для метаосадков майозерской СТА Керетского зеленокаменного пояса (1 – из западной части пояса, 2 – из восточной части пояса) с расчетными графиками* модели смешения коматитов (К), средне-кислых вулканитов (А) и базальтов (Б). Штрихи на графиках обозначают долю компонентов в смеси (K₂₀A₂₀B₆₀ – 20% коматита, 20% средне-кислых вулканитов, 60% базальтов) (Слабунов, 2006)

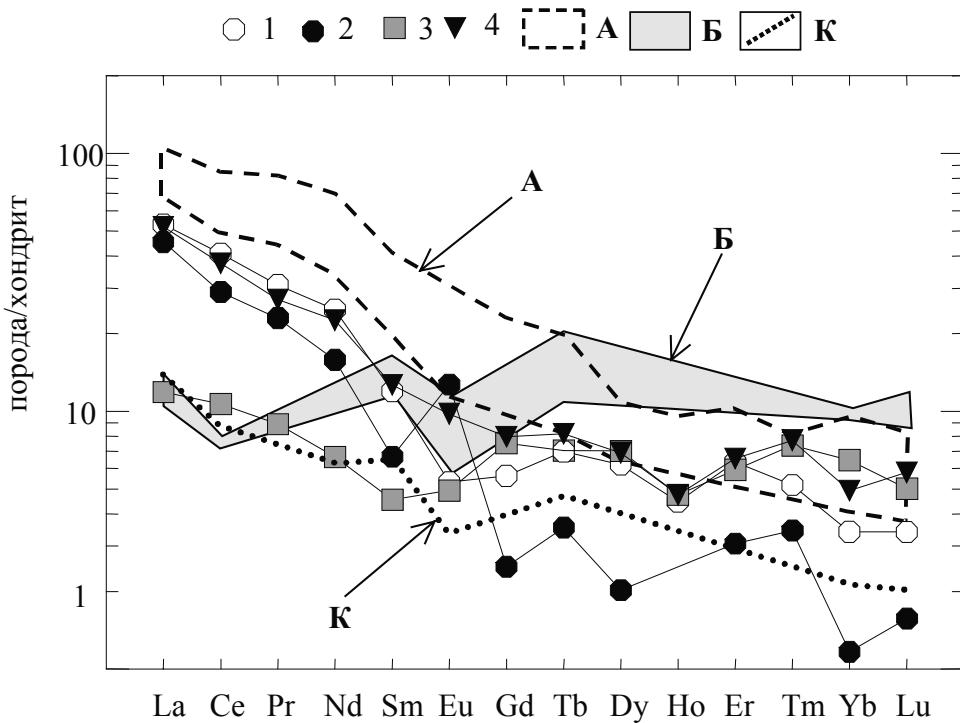


Рис. 43. Нормированное по хондриту (Taylor, McLennan, 1985, см. прил. 1) содержание РЗЭ в породах Керетского зеленокаменного пояса:

1–4 – метаграувакках майозерской СТА: 1 – проба Э-315-16К, 2 – Э-8А-1, 3 – Э-910-1, 4 – Э-910-11; А – средне-кислых метавулканитах хаттомозерской СТА, Б – матабазальтах майозерской СТА, К – метаультрабазитах майозерской СТА

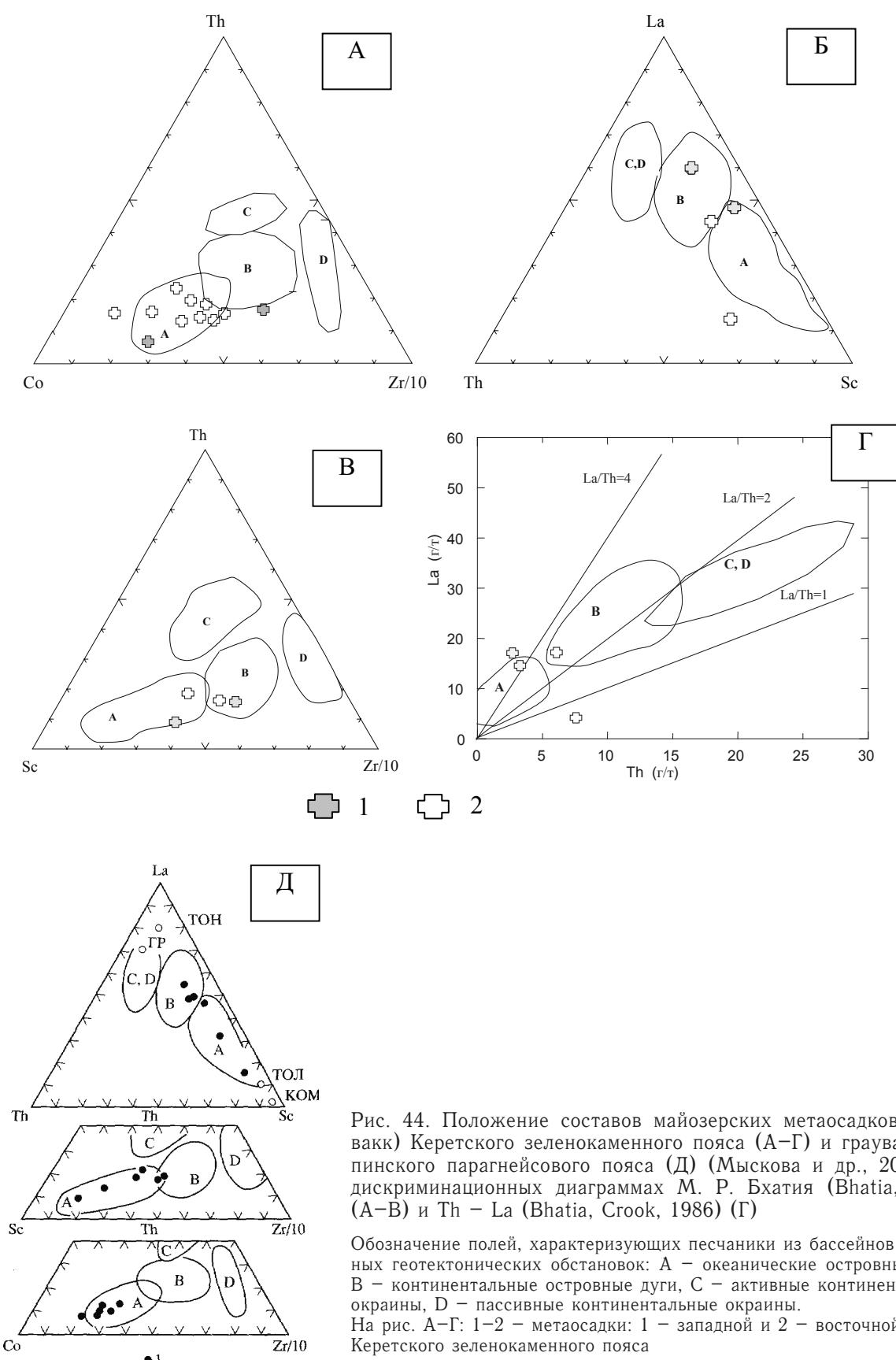


Рис. 44. Положение составов майозерских метаосадков (граувакк) Керетского зеленокаменного пояса (А–Г) и граувакк Чупинского парагнейсового пояса (Д) (Мыскова и др., 2000) на дискриминационных диаграммах М. Р. Бхатия (Bhatia, 1983) (А–В) и Т – La (Bhatia, Crook, 1986) (Г)

Обозначение полей, характеризующих песчаники из бассейнов различных геотектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, Д – пассивные континентальные окраины.

На рис. А–Г: 1–2 – метаосадки: 1 – западной и 2 – восточной частей Керетского зеленокаменного пояса

Хизоваарская структура Керетского зеленокаменного пояса (рис. 9, 45) сложена породами одноименного зеленокаменного комплекса. Структура имеет в плане подковообразную форму, выгнутую на ЮЗ. Такая форма предопределена субмеридиональной и С-СВ ориентировкой осевых поверхностей складок F4, проявленных здесь наиболее интенсивно (Сыстра, Скорнякова, 1986; Хизоваарское..., 1988). В целом Хизоваарская структура, как показали специальные структурные исследования (Кожевников, 1992, 2000; Скорнякова, 1979; Сыстра, Скорнякова, 1986; Хизоваарское..., 1988), имеет сложноскладчатое строение, образовавшееся в ходе четырех-пяти этапов деформаций.

Структура сложена метавулканитами основного, среднего, кислого и ультраосновного состава, разнообразными осадочно-вулканогенными образованиями и осадками (в том числе кварцитами). Эти зеленокаменные образования были подразделены в 1940 г. Н. А. Волотовской (Кратц, 1963) на шесть пачек и выделены как хизоваарская свита. В ранге свиты тикшозерской (пебозерской) серии лопийского комплекса эта толща вошла в региональную стратиграфическую схему (Стратиграфия..., 1984). В начале 80-х годов прошлого века при проведении тематических работ «Стратиграфия нижнего докембрия Карелии» геологами Института геологии КарНЦ РАН М. М. Стенарем, Ю. Й. Сыстрой и В. В. Южановой в породах свиты были установлены реликты миндалекаменной структуры, агломератовой и ритмично-полосчатой текстур (Стратиграфия..., 1984). Современные представления о составе и строении хизоваарского зеленокаменного комплекса базируются на работах коллективов, возглавляемых В. Н. Кожевниковым (Кожевников, 1992, 1995, 2000; Кожевников, Травина, 1993; Кожевников и др., 2005, 2006; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008; Kozhevnikov et al., 1992; Thurston, Kozhevnikov, 2000), А. А. Щипанским (Щипанский и др., 1999; Konilov, Shchipansky, 2001; Shchipansky et al., 1998, 2004), Е. В. Бибиковой и А. В. Самсоновым (Бибикова и др., 2003; Самсонов и др., 2000). С учетом имеющихся данных, которые не всегда однозначны, можно обосновать выделение шести стратотектонических ассоциаций (Кожевников и др., 2005; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008), слагающих хизоваарский зеленокаменный комплекс: гипербазит-бонинит-базитовая (или нижняя мафическая), андезитовая, две осадочно-вулканогенные, грубообломочная (кислых вулканитов) и толеитовая.

Гипербазит-бонинит-базальтовая (или нижняя мафическая) СТА. Породы данной ассоциации слагают северную часть структуры (рис. 45) и залегают в основании стратотектонического разреза хизоваарского комплекса. В ее составе (снизу вверх) выделяются (Кожевников, 1992, 1999, 2000; Щипанский и др., 1999; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008): 1 – гипербазиты (перidotитовые кумуляты); 2 – метабазальты толеитовой серии; 3 – высокомагнезиальные базальты и коматиты с прослоем (мощностью 0,5–1 м) метабонинитов; 4 – высоко-титанистые ферробазальты.

Гипербазиты или кумуляты перidotитового состава представлены в различной степени рассланцованными серпентинитами, (хлорит)-тремолит-серпентиновыми сланцами, tremolититами. Они слагают линзовидные тела мощностью до 50 м и располагаются среди вышележащих метабазальтов (амфиболитов), а также описаны среди тоналитов (вероятно, в виде ксенолитов).

Выше залегают плагиоклазовые и эпидот-плагиоклазовые, иногда с гранатом и хлоритом амфиболиты. Они обычно имеют массивную текстуру, хотя иногда в них встречаются реликты подушечной, что надежно позволяет интерпретировать их как метаморфизованные базальты. По петрохимическим особенностям они относятся к породам толеитовой серии, но постепенно вверх по разрезу переходят в высокомагнезиальные базальты (Кожевников, 1992). Предполагается, что породы формировались в глубоководных условиях. Среди этих пород обнаружены (Щипанский и др., 1999) сильно деформированные маломощные (0,5–1 м) пластиообразные тела массивных амфиболитов, отвечающих по составу бонинитам. Визуально они трудноотличимы от ассоциирующих с ними высокомагнезиальных метабазальтов и метатолеитов. В обнажениях они отличаются от них большей массивностью. Микроскопически они

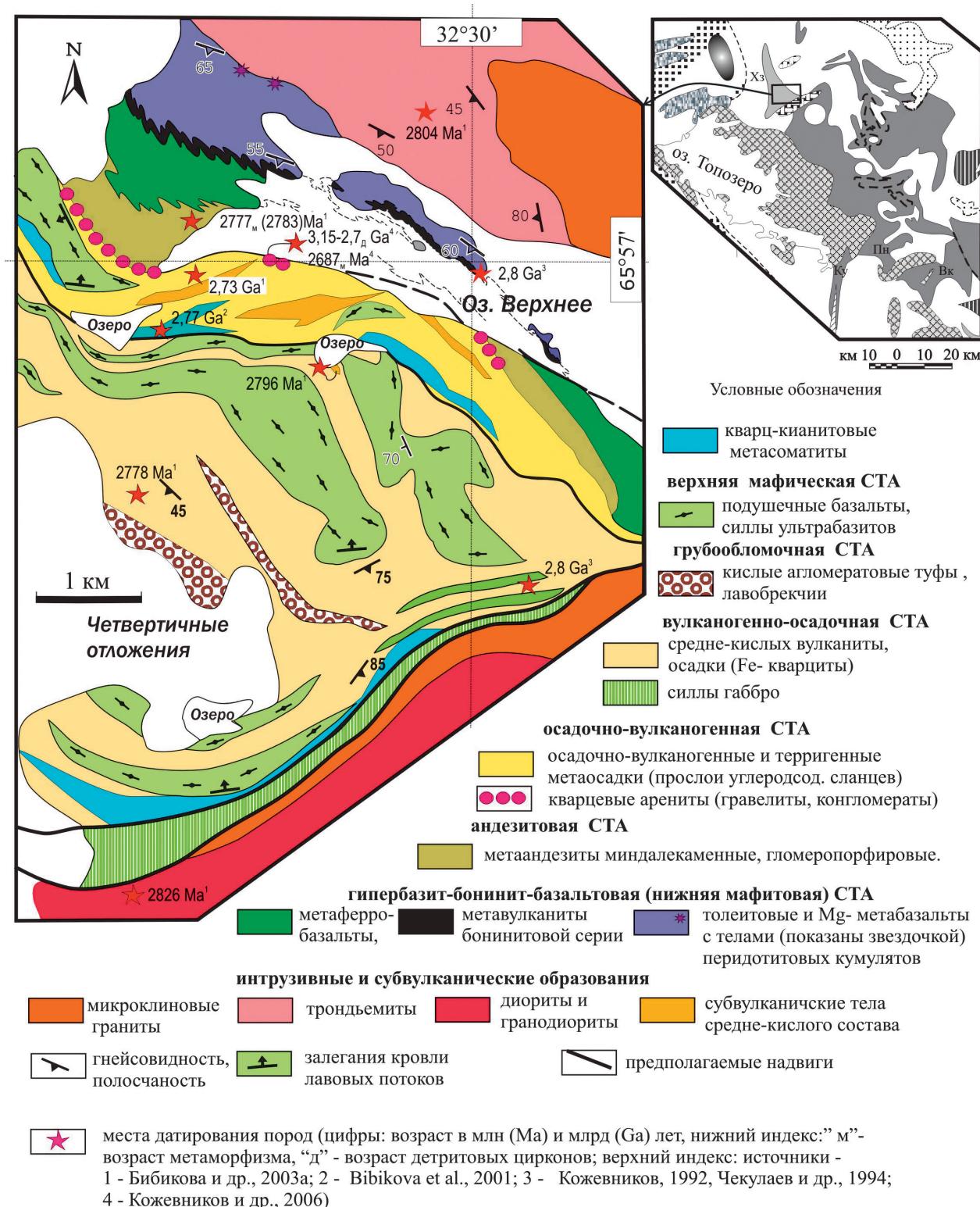


Рис. 45. Схема геологического строения Хизоваарской структуры (по: Кожевников, 1992, 2000; Shchipansky et al., 2004, с дополнениями на основании материалов из работ: Бибикова и др., 2003а; Скорнякова, 1979; Хизоваарское..., 1988; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008)

представляют собой кварц-плагиоклаз-рогообманковые кристаллосланцы (амфиболиты), иногда с эпидотом и хлоритом, а также с акцессорной шпинелью. Минералогический состав резко меняется только в наиболее высококремнистых (дацитовых) разностях, которые обнаружены в единичном случае в виде сильно расплющенного будинированного дайкового (?) тела, характеризующегося развитием кианит-ставролит-гранат-амфибол-кварц-плагиоклазовой ассоциации (Konilov, Shchipansky, 2001).

Кроме того, среди толщи толеитовых базальтов выделяются тела амфиболитов, хлорит-амфиболовых сланцев, которые по петрохимическим особенностям отвечают коматитовым базальтам и коматитам (Вревский, 2000; Кожевников, 1992, 2000; Кожевников и др., 1988; Матреничев, 2000). Видимая мощность толщи 100–550 м.

Выше по стратотектоническому разрезу залегают серовато-черные среднезернистые амфиболиты, в которых местами отмечаются также гранат, куммингтонит, хлорит, эпидот, карбонат. В отдельных обнажениях в результате палеовулканологических реконструкций установлены лавовые потоки. Это в совокупности с петрохимическими особенностями амфиболитов позволяет интерпретировать их как ферробазальты. Видимая мощность этой толщи 50–600 м.

Время формирования нижней СТА определяется следующими датировками. Толща основных пород прорвана маломощными (до 5 м) субвулканическими телами риодацитов, а также трондьемитами массива вдоль северного обрамления структуры. U-Pb по цирконам возраст субвулканических риодацитов оценивается в 2799 ± 67 , 2803 ± 35 млн лет (Кожевников, 1992; Чекулаев и др., 1994), а трондьемитов – в 2804 ± 27 млн лет (Бибикова и др., 2003а). Этими датировками определяется верхняя возрастная граница ассоциации.

Андезитовая СТА представлена толщеей (биотит-эпидот)-амфиболовых сланцев. Породы рассланцованны, роговая обманка обычно ориентирована по ранней линейности, совпадающей с линией падения пород. Одна из важных особенностей этих пород заключается в том, что местами в них сохраняются миндалекаменные текстуры, которые указывают на вулканогенную (лавовую) природу протолита пород. Миндалины выполнены кварцем, кварц-полевошпатовым или кварц-хлорит-карбонатным агрегатом. Они вытянуты по основной линейности, величина деформаций по ним оценивается в 250–400% (Кожевников, 1992, 2000). По петрохимическим особенностям сланцы отвечают, главным образом, андезибазальтам – андезитам известково-щелочной и толеитовой серий и характеризуются крайне высоким содержанием Na_2O (Кожевников, 1992). Кроме миндалекаменных, выделяются массивные, гломеропорфировые и грубо-пирокластические андезиты. Мощность толщи сильно варьирует от 100 до 700 м.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования единичных зерен цирконов из андезитов этой ассоциации позволили определить, что возраст части из них – 2777 ± 5 (до 2783 ± 36) млн лет (Бибикова и др., 2003а). Этот возраст интерпретируется авторами как время наиболее раннего метаморфизма, синхронного, вероятно, с формированием магматических и гидротермальных образований второй, более поздней стратотектонической ассоциации. Вторая цифра, вероятно, не имеет геологического смысла, но свидетельствует о более древнем, чем метаморфизм, времени формирования вулканита.

Осадочно-вулканогенная СТА залегает выше в стратотектоническом разрезе и слагает ядерную часть асимметричной синформы (Кожевников, 2000). В основании разреза ассоциации задокументировано стратиграфическое несогласие с корой выветривания на подстилающих метаандезитах (Кожевников, 2000; Thurston, Kozhevnikov, 2000). На метаандезитах залегает маломощный (до 10–30 м) прослеживающийся на несколько километров горизонт терригенных кварцитов (рис. 45). Кварциты на 90–95% состоят из интенсивно перекристаллизованных зерен кварца, кроме того, в их состав входят слюды, плагиоклаз, амфибол, гранат, кианит, ставролит, хлорит, циркон, сфен, рудные минералы. Первичноосадочная природа кварцитов надежно доказана (Кожевников, 2000; Thurston, Kozhevnikov, 2000) благодаря находкам бугристой косой слоистости, знаков ряби, грубообломочных текстур. Среди их выделяются кварцевые арениты и гравелиты.

В восточной части структуры среди кварцитов закартирована дайка андезитов. Совокупность данных о составе и текстуре кварцитов позволяет предполагать (Кожевников, 2000), что они сформировались в морском бассейне на глубинах до 90 м, а также в субаэральных условиях за счет разрушения вулканитов среднего, кислого и ультраосновного состава в обстановке развитой островной дуги.

В кварцитах наблюдается несколько популяций цирконов, с возрастом (ионный зонд, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$): 3152 ± 5 ; 2832–2811, 2747–2705 и 2687–2651 млн лет (Кожевников и др., 2006). Все зерна имеют детритовую природу, что определяет время формирования этих осадочных пород как не древнее 2,65 млн лет.

Главная часть ассоциации представлена тонкополосчатыми (кианит, гранат)-биотит-мусковитовыми сланцами, которые залегают в стратотектоническом разрезе выше кварцитов. Из-за интенсивных деформаций первичные (дометаморфические) текстуры сохранились в них плохо, что не дает возможности однозначно решить вопрос о протолите этих пород. В. Н. Кожевников (1992, 2000) считает, что сланцы образовались по осадочным и туфогенно-осадочным породам и фациально связанным с ними вулканитам, представленным туфами, лавами, туфобрекциями кислого состава. Часть толщи рассматривается как ритмично-градационные риолитовые туфотурбидиты. Другие исследователи (Бибикова и др., 2003а) считают, что протолитом этих сланцев являются терригенно-осадочные породы, обломочная часть которых представлена небольшими фрагментами микрозернистых кианитовых кварцитов, находящихся в мусковит-плагиоклаз-кварцевом матриксе. С усилением деформаций эти обломки приобретают единую ориентировку и формируют полосчатую текстуру, придавая ей грубополосчатый облик.

U-Pb возраст цирконов из рассматриваемых сланцев составляет 2728 ± 82 млн лет, если не принимать во внимание наиболее неоднородную по структуре фракцию (Бибикова и др., 2003а). Зерна циркона из этих сланцев крайне неоднородны по морфологии кристаллов, по их оптическим и геохимическим характеристикам.

Считается, что в области сноса данных осадков разрушались породы разного возраста и состава, однако преобладали, безусловно, кислые вулканиты. Определенную роль в области сноса играли более древние, чем выведенные на современную дневную поверхность, породы. Таким образом, результаты исследования цирконов из сланцев не противоречат предположению о терригенно-осадочном происхождении их протолита, а также тому, что ведущую роль при их образовании играли кислые вулканиты, формирующиеся в это же время.

Среди сланцев установлены маломощные прослои углеродсодержащих разностей, железисто-кремнистых, алюмо-кремнистых пород. В южном контакте толщи развиты однородные метасоматические кварц-кианитовые породы, связанные постепенным переходом со сланцами. С кварц-кианитовыми породами связано месторождение кианита (Борисов, Волотовская, 1941; Хизоваарское..., 1988), а их формирование ряд исследователей связывает с гидротермальными процессами, сопровождавшими кислый вулканализм (Кожевников, 2000; Ihlen et al., 1993; Ihlen, Marker, 1998). U-Pb датирование цирконов из кварц-кианитовых пород указывает на то, что их образование происходило около 2,77 млрд лет назад (Bibikova et al., 2001а). Вместе с тем существует точка зрения о свекофенном возрасте данных метасоматитов (Хизоваарское..., 1988 и др.).

Среди осадочно-вулканогенных пород данной СТА картируются многочисленные субвулканические тела андезитов, дацитов, риолитов и дайки кварцевых порфиров. С последними связываются автогидротермальные процессы, приводящие к увеличению содержания рудных элементов.

Вулканогенно-осадочная СТА слагает центральную и южную части структуры и представлена, главным образом, амфибол-биотитовыми сланцами, которые интерпретируются как терригенные осадки (Кожевников, 2000) или как известково-щелочные метаандезиты и метадациты (Бибикова и др., 2003а). Среди них выделяются горизонты туфов и лав средне-кислого

го состава, прослои углеродсодержащих, хемогенных осадков и железистых кварцитов. Кроме того, в толще отмечаются силлы габброидов и широко распространены субвулканические тела риодаситов-риолитов. Мощность толщи до 500 м.

По магматической генерации циркона из дацита толщи получен конкордантный U-Pb возраст, равный 2778 ± 21 млн лет, который отвечает времени дацитового вулканизма (Бибикова и др., 2003а).

СТА грубообломочных вулканитов сложена агломератовыми туфами, олигомиктовыми конгломератами, вулканоконгломератами с туфогенным цементом, лавобрекчиями, состав которых варьирует от андезитового до риодаситового (Кожевников, 1992, 2000; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008). Данная СТА, как считается, маркирует структуру типа pull-apart (Кожевников, 2003). Возраст (ионный зонд, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) цирконов обломочной природы из конгломератов толщи варьирует в пределах 2838–2747 млн лет (Kozhevnikov, Shchipansky, 2008). Другие авторы (Бибикова и др., 2003а; Рыбаков, Мельянцев, 1986; Щипанский и др., 1999) считают данную СТА частью вулканогенно-осадочной толщи.

Верхняя мафическая СТА занимает наиболее высокое положение в стратотектоническом разрезе. Это толща метабазальтов с хорошо сохранившейся текстурой шаровых лав, среди которых спорадически отмечены пластовые тела ультраосновного состава. Метабазальты залегают на нижележащих породах с угловым несогласием (Кожевников, 2000), которое, вероятно, имеет тектоническую природу. Мощность толщи достигает 300 м.

Петрогохимические особенности вулканитов и условия их образования. Проблемы формирования вулканитов хизоваарского комплекса и их индикаторная роль для палеогеодинамических реконструкций рассматриваются в ряде специальных работ (Бибикова и др., 2003а; Кожевников, 1992, 2000; Самсонов и др., 2000; Щипанский и др., 1999). Базальты в основании гипербазит-бонинит-базальтовой ассоциации относятся к толеитовой серии. Их геохимические особенности (отрицательная Nb-аномалия, плоский спектр распределения РЗЭ) позволяют относить их к островодужным толеитам типа Тонга-Кермадек (Кожевников, 2000). Весьма естественно в этом ряду нахождение вулканитов бонинитовой серии. Согласно классификации (Crawford et al., 1989), бониниты – это эфузивы с $\text{SiO}_2 > 53$ мас. %, $\text{Mg}^{\#} > 60$, т. е. высокомагнезиальные андезиты, характеризующиеся высокими содержаниями Ni и Cr и в то же время низкими содержаниями несовместимых элементов. Эти породы рассматриваются в качестве важнейших индикаторов вулканизма, связанного с юными или внутриокеаническими зонами субдукции. Они являются также характерными членами супрасубдукционных (надсубдукционных) офиолитовых комплексов многих складчатых областей фанерозоя (Pearce et al., 1984). Находки бонинитов в докембрии единичны. По химическому составу небольшая часть амфиболитов рассматриваемой ассоциации относится к породам бонинитовой серии (рис. 46). Они принадлежат к высококальциевым бонинитам группы «с» (по: Cameron et al., 1983), о чем свидетельствует характер распределения в них РЗЭ (рис. 47), низкое содержание Zr, высокое – Sc (Щипанский и др., 1999). Подобными характеристиками обладают бониниты скв. 458 из Марианского трога (Hickey, Frey, 1982), восточная группа бонинитов северного окончания желоба Тонга (Петрология..., 1987), некоторые примитивные лавы офиолитов Троодоса, Кипр (Cameron, 1985), а также бониниты офиолитов Кох, Новая Кaledония (Meffre et al., 1996).

Высототитанистые ферробазальты, входящие в состав ассоциации, обладают рядом геохимических аномалий (Кожевников, 2000). Фигуративные точки их составов на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ располагаются на границе нормально- и субщелочных пород, на диаграмме AFM – в поле толеитовой серии, на катионной диаграмме Енсона (Jensen, 1976) – в поле высокожелезистых толеитов, на ряде дискриминационных диаграмм ($\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Y}$, $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{P}_2\text{O}_5$, $\text{Ti} - \text{Zr}$, $\text{V} - \text{Ti}$) – в полях океанических базальтов. Вместе с тем они характеризуются очень низкими содержаниями Ni, Cr, La, тяжелых РЗЭ, а также положительными

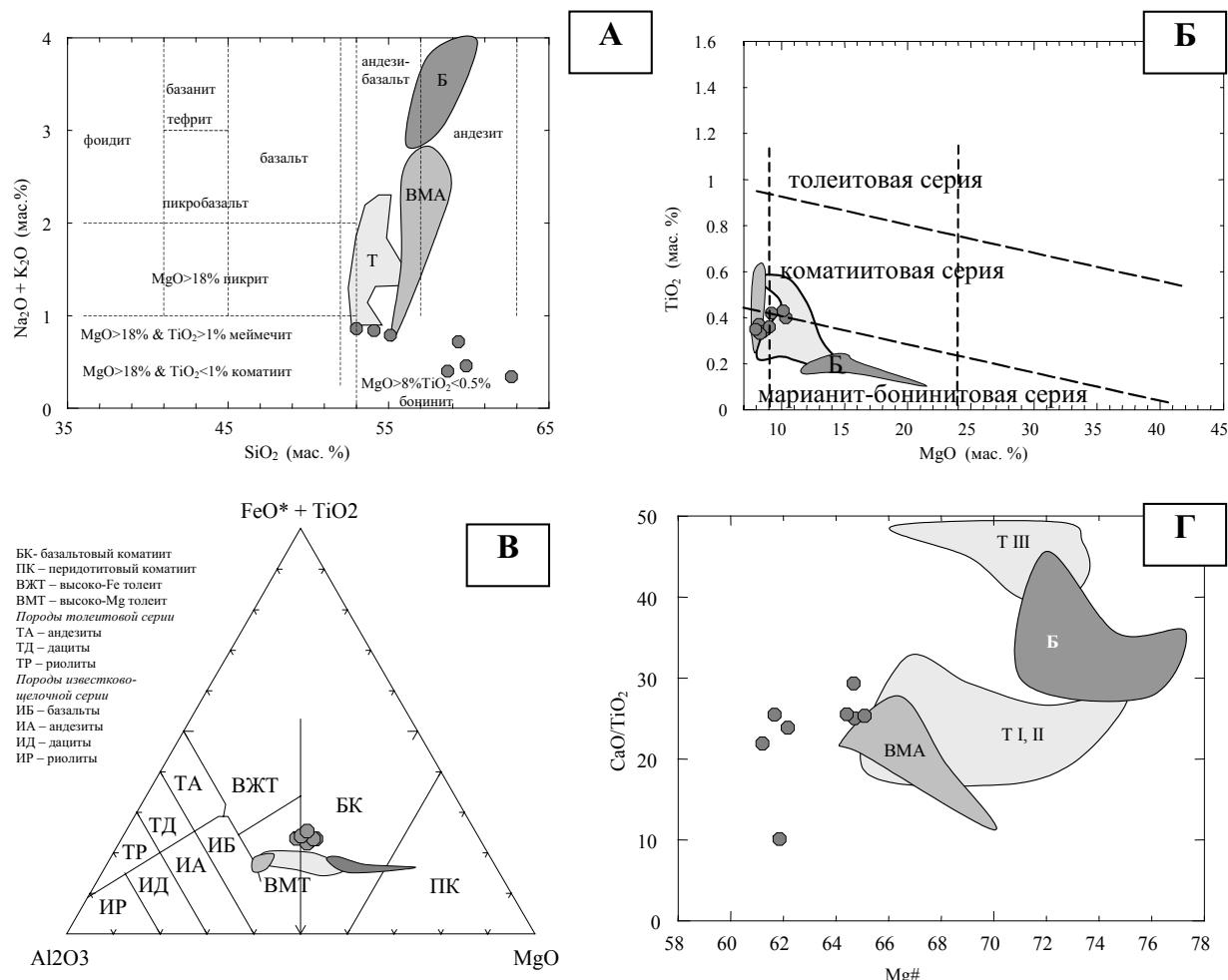


Рис. 46. Диаграммы (А) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989), (Б) $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (Коматиты..., 1988), (В) катионная Енсона (Jensen, 1976) и (Г) $\text{Mg}^{\#}$ (= мол. $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{сум}})$) – CaO/TiO_2 (Sylvester et al., 1998) для бонинитов (*серые кружки*) Хизоваарской структуры Керетского зеленокаменного пояса (Щипанский и др., 1999), средних составов пород бонинитовой серии (бонинитов (Б) – *темно-серое поле*, высокомагнезиальных андезитов (ВМА) – *серое поле*) Марианской, Идзу-Бонининской, Тонга островных дуг (Петрология..., 1987), бонинитов офиолитового комплекса Троодос (Т) – *светло-серое поле* (петрохимические группы I, II и III) (Cameron, 1985)

аномалиями Eu, Th, что трудно объяснить процессами, свойственными океаническим базальтам. Подобные аномалии объясняются контаминацией магм в зонах субдукции осадочным веществом (Кожевников, 2000).

Андезиты комплекса, среди которых выделено три геохимических типа, по петрохимическим особенностям близки к толеитовым андезитам фанерозойских и современных инициальных внутриокеанических островных дуг (Бибикова и др., 2003а). Такая аналогия усиливается тем, что они находятся в ассоциации с низкотитанистыми толеитами, вулканитами бонинитовой серии и Fe-Ti базальтами, что характерно для некоторых фанерозойских островодужных комплексов (Meijer et al., 1982). Однако по сравнению с фанерозойскими аналогами толеитовые андезиты Хизоваарской структуры имеют более фракционированные спектры РЗЭ (обеднены ТРЗЭ), характеризуются более низкими содержаниями Sc и Y, что позволяет предположить, что при формировании этих расплавов одной из контролирующих кристаллизацию фаз был гранат. Геохимическое моделирование (Бибикова и др., 2003а) показало, что образование андезитов типа 1 и 3 могло быть связано с фракционированием соответственно толеитовых и

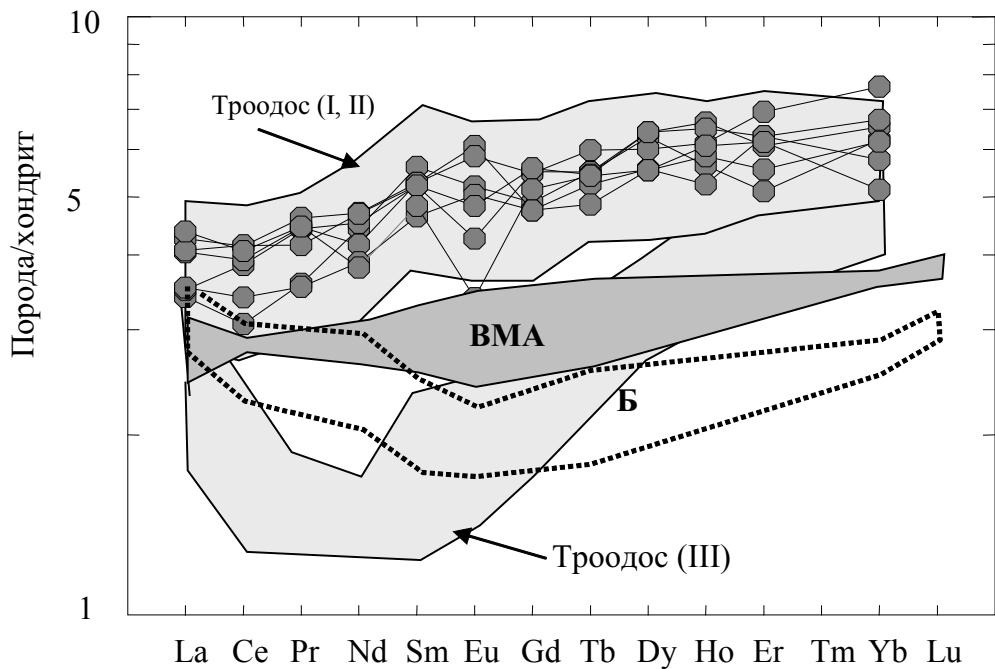


Рис. 47. Нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985, см. прил. 1) содержания РЗЭ в бонинитах (кружки) Хизоваарской структуры (Щипанский и др., 1999), породах бонинитовой серии (средний составов бонинитов (Б) – белое поле, высокомагнезиальных андезитов (ВМА) – серое поле) Марянской, Иду-Бонининской, Тонга островных дуг (Петрология..., 1987), бонинитах оphiолитового комплекса Троодос (Т) – светло-серое поле (петрогохимические группы I, II и III) (Cameron, 1985)

Fe-Ti базальтов в присутствии 10% граната в кумулусной ассоциации, что предполагает достаточно глубинные (не менее 15 кбар) условия дифференциации (Stem et al., 1975). Образование расплавов, материнских для андезитов типа 2, невозможно объяснить процессами кристаллизационной дифференциации каких-либо базальтов Хизоваарской структуры или андезитов и предполагает, что их формирование, так же как ферробазальтов, связано с контаминацией магматических расплавов осадочными породами, затянутыми в зону субдукции.

Средне-кислые вулканиты вулканогенно-осадочной СТА, образовавшиеся 2778 млн лет назад, отвечают высокоглиноземистым андезитам и дацитам известково-щелочной серии (Бибикова и др., 2003а). Вулканиты характеризуются фракционированным спектром РЗЭ, отрицательными аномалиями Nb. Вместе с тем среди них установлены породы, отвечающие по составу Nb-Ti андезитам, формирование которых обычно связывают с частичным плавлением ультраосновных пород мантийного клина, переработанных флюидами и адакитовыми расплавами, отделившимися от субдуцируемой плиты (Drummond, Defant, 1990; Drummond et al., 1996; Proulx et al., 2000; Sajona et al., 2000). Тесная пространственная и времененная связь вулканитов известково-щелочной и адакитовой серий объясняется (Бибикова и др., 2003а) изменением мощности (утолщением) субдуцирующей океанической плиты, что увеличивает долю адакитовой компоненты.

Субвулканические дациты, риодакиты и риолиты, тела которых залегают среди пород осадочно-вулканогенной ассоциации и средне-кислых вулканитов в северной и южной частях структуры, по особенностям состава сопоставимы с фанерозойскими адакитами (Бибикова и др., 2003а). Образование этих пород связывается с частичным плавлением гранатовых амфиболитов (метаморфизованных базальтов) субдуцирующей океанической плиты (Drummond, Defant, 1990; Martin, 1999; Rapp et al., 1991; Rapp, Watson, 1995). Кислые разности могут быть

дифференциатами адакитов. В отличие от большинства фанерозойских адакитов, связанных с субдукцией маломощных горячих плит, хизоваарские адакиты имеют более низкую магнезиальность и менее обогащены элементами группы железа, что указывает на незначительную степень взаимодействия отделявшихся от плиты расплавов с перекрывающим мантийным клином (Бибикова и др., 2003а; Martin, 1999). Это предполагает небольшую мощность мантийного клина, возможно, за счет более пологой субдукции, что могло быть связано с большей мощностью архейской океанической коры вследствие повышенных термальных режимов в архейской мантии (Sleep, Windley, 1982).

Метабазальты верхней мафической СТА хизоваарского комплекса геохимически резко отличаются от мафических вулканитов гипербазит-бонинит-базальтовой СТА и представлены магнезиальными ($MgO = 7\text{--}12\%$) базальтами и андезибазальтами ($SiO_2 = 49\text{--}54\%$), в разной степени обогащенными легкими РЗЭ ($(La/Yb)_N = 0,9\text{--}4$) (Кожевников, 1992; Самсонов и др., 2000).

Образования хизоваарского зеленокаменного комплекса Керетского зеленокаменного комплекса маркируют, главным образом, вторую (около 2,8–2,78 млрд лет) субдукционно-аккреционную стадию развития Беломорского неоархейского орогена, но в составе коллажа выделяются тектонические пластины, сложенные породами, отражающими более поздние события.

2.1.1.2. Тикшозерский зеленокаменный пояс

Тикшозерский зеленокаменный пояс входит в состав Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов и, в свою очередь, состоит из отдельных структур: Каликорвинской, Кичанской, Мошинской, Ириногорской, Челозерской (рис. 48). Они сложены образованиями хизоваарского (2,8–2,78 млрд лет) и челозерского (около 2,76 млрд лет) зеленокаменных комплексов (Слабунов и др., 2007а).

Ириногорская структура расположена в южной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (рис. 48). Материалы геофизических исследований территории между Хизоваарской и Ириногорской структурами дают основание предполагать, что здесь также развиты архейские зеленокаменные образования (Миллер, Милькевич, 1995). Многие части структуры хорошо обнажены, и распространенные здесь толщи, сложенные разнообразными сланцами, гнейсами и амфиболитами, послужили основанием для выделения ириногорской свиты тикшозерской серии (Гилярова, 1969; Демидов, Кратц, 1974; Кратц, 1963; Кратц, Демидов, 1963) верхнего архея (лопия) (Геология..., 1987; Стратиграфия..., 1984). Современные представления о строении территории, составе и природе слагающих ее пород базируются на исследованиях коллективов, возглавляемых В. Н. Кожевниковым (Кожевников, 1992, 1999, 2000; Кожевников, Белоусов, 1987, 1987; Кожевников и др., 1988; Терстон и др., 2001), А. А. Щипанским (Бабарина и др., 2002; Щипанский и др., 1999; Щипанский, 2006; Schipanskiy et al., 2004). В составе зеленокаменного комплекса, слагающего Ириногорскую структуру, выделяется шесть стратотектонических ассоциаций: средне-кислых вулканитов, супрасубдукционных офиолитов, базальтовая, метаграувакковая, грубообломочная, осадочно-вулканогенная.

СТА средне-кислых метавулканитов. Породы этой ассоциации слагают большую часть структуры. Они представляют собой биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы с реликтами полосчатой текстуры. Особенности химического состава пород и их текстуры позволяют интерпретировать сланцы и гнейсы как метаморфизованные туфы, туффиты андезитов, дацитов, риолитов (с преобладанием дацитов) известково-щелочной серии. Среди туфов отмечаются прослои углеродсодержащих и глиноземистых сланцев. Кроме того, в толще картируются прослои (?) однородных массивных метадацитов, которые могут быть либо лавовыми, либо субвулканическими фациями данной вулканической ассоциации. По особенностям состава толща сопоставима с островодужными метавулканитами

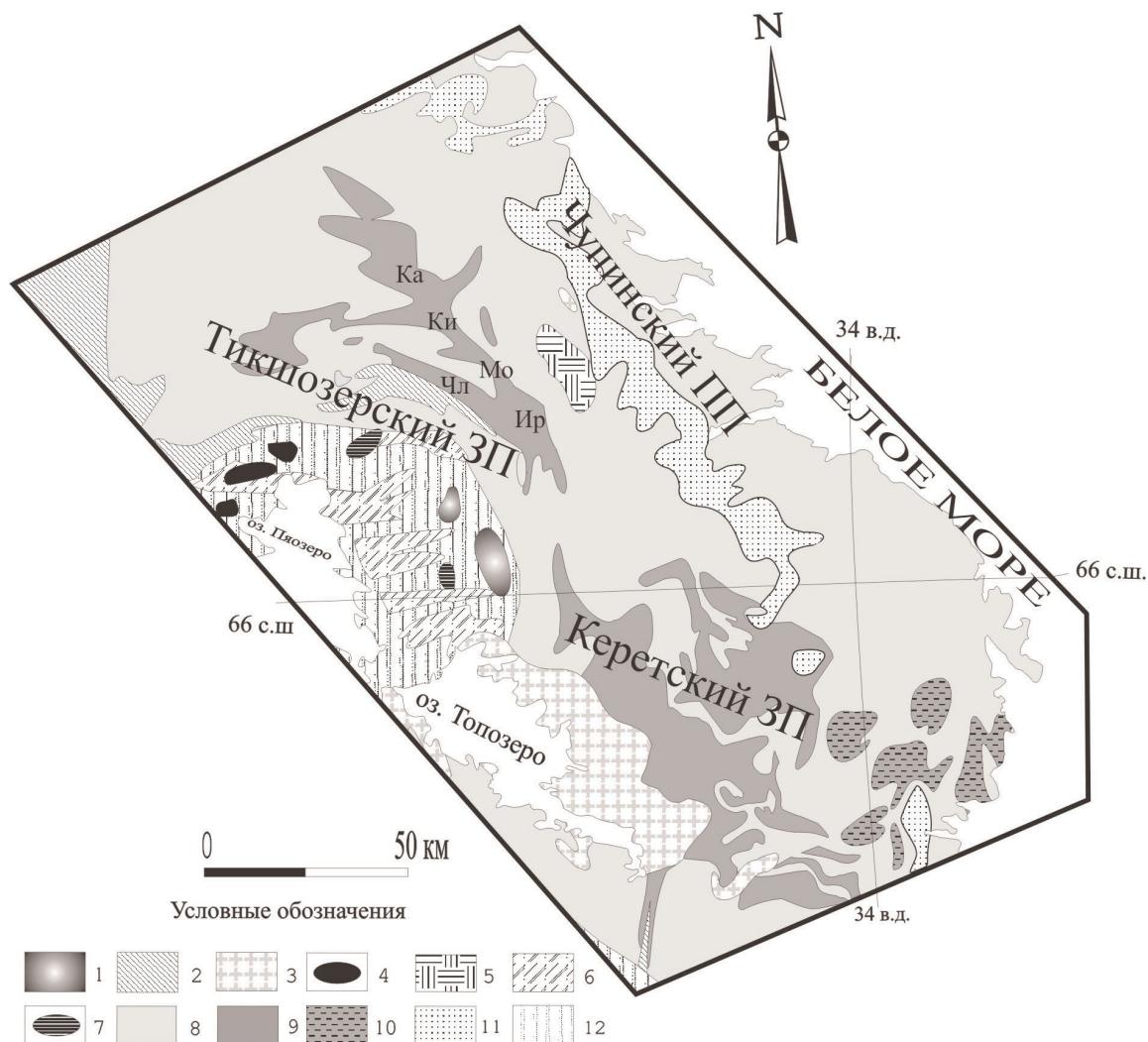


Рис. 48. Схема расположения Ириногорской (Ир), Каликорвинской (Ка), Кичанской (Ки), Мошинской (Мо) и Челозерской (Че) структур Тикшозерского зеленокаменного пояса (ЗП), образующего вместе с Керетским ЗП Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов (составлена с использованием: Миллер, Милькевич, 1993; Миллер и др., 2000):

1 – Ельтизерский щелочный комплекс (1,745–1,827 млрд лет); 2 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) осадочные и вулканогенные образования; 3 – интрузивные чарнокиты и метачарнокиты топозерского типа (-2,45 млрд лет); 4 – расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии Олангской группы (2,44–2,36 млрд лет); 5 – субщелочные габброиды кундозерского типа; 6 – интрузивные чарнокиты пажминского типа (2,66 млрд лет); 7 – мезо- и неоархейские образования (тоналито-гнейсы, гнейсы, амфиболиты) Беломорского подвижного пояса (нерасчлененные); 8 – санукитоиды Северо-Карельского массива (2,72 млрд лет); 9–10 – мезо- и неоархейские образования Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов: 9 – образования хизоваарского и керетьозерского комплексов Тикшозерского и Керетского ЗП, 10 – амфиболиты (метабазальты) с прослойями парагнейсов; 11 – парагнейсы с редкими прослойями амфиболитов, Чупинский парагнейсовый пояс (ПП); 12 – архейские образования Карельского неоархейского кратона (нерасчлененные)

андезит-дацит-риолитового состава. U-Pb по цирконам изотопный возраст массивных метадиабазов – 2782 ± 9 млн лет (Бибикова и др., 2003а), что позволяет надежно коррелировать рассматриваемую ассоциацию с однотипной ассоциацией Хизоваарской структуры и считать ее составной частью хизоваарского зеленокаменного комплекса.

СТА супрасубдукционных олиолитов. Детальное картирование (1 : 5 000 – 1 : 25 000) Ириногорской структуры в районе г. Ирингора (Щипанский и др., 2001) (рис. 49) подтвердило сделанные ранее выводы (Кожевников, 1992) о принадлежности этой толщи хизоваарскому

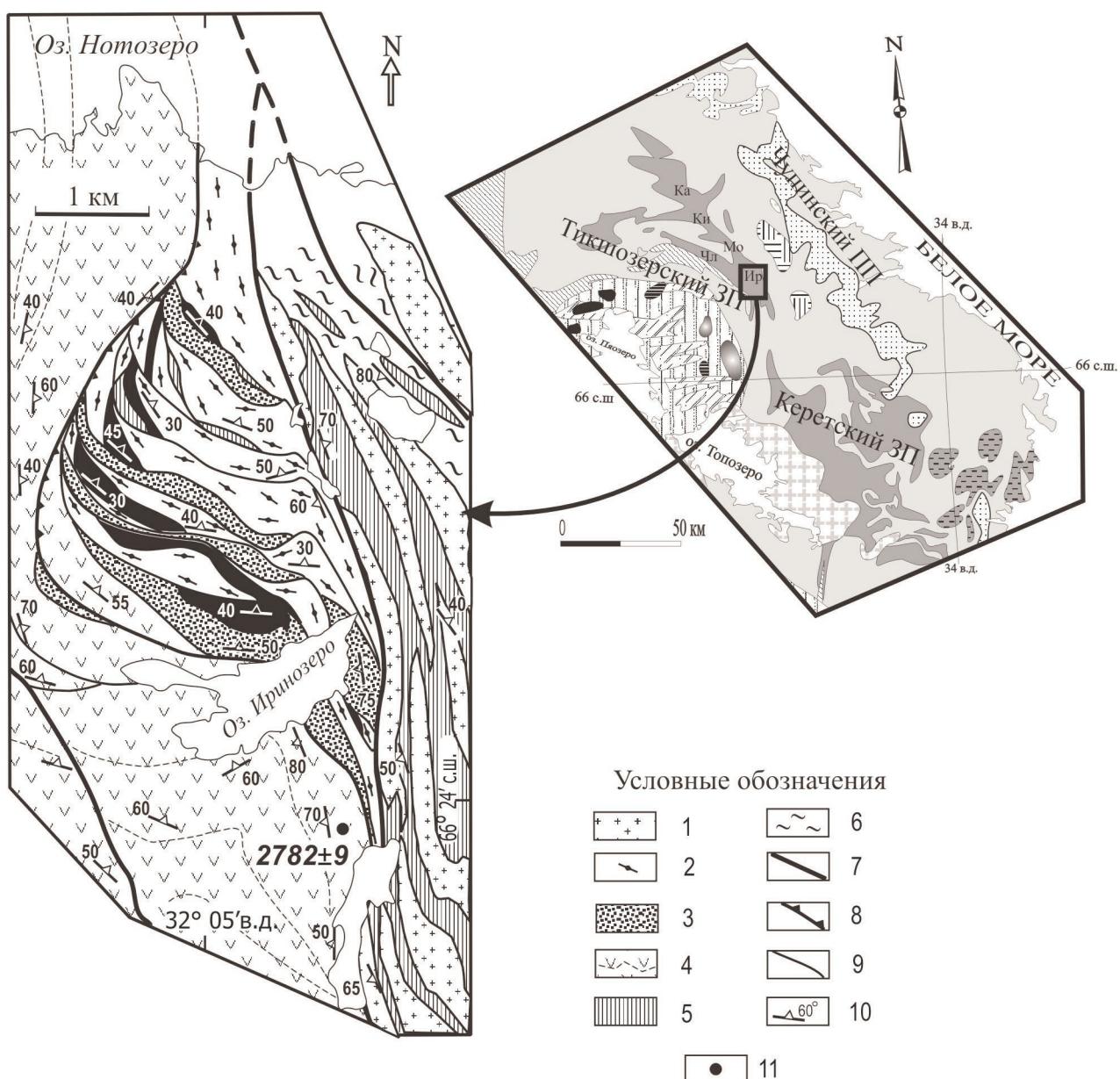


Рис. 49. Схема геологического строения Ириногорской структуры Тихозерского зеленокаменного пояса в районе оз. Иринозеро (Shchipansky et al., 2004):

1 – микроклиновые граниты, 2 – метабазальты верхней стратотектонической ассоциации (СТА), 3 – меланж; 4 – метавулканиты средне-кислого состава; 5 – метабазальты нижней СТА; 6 – парагнейсы (метаграувакки, аналоги каликорвинской СТА); 7 – главные разломы, 8–9 – надвиги: 8 – поздние; 9 – ранние; 10 – элементы залегания гнейсовидности; 11 – место отбора геохронологической пробы и значение возраста в млн лет (по: Бибикова и др., 2003а)

На врезке: расположение Ириногорской (Ир) структуры в составе Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (СКСЗП). Усл. обозн. см. на рис. 48

комплексу. Здесь, так же как в Хизоваарской структуре, были установлены образования бонинитовой серии. Однако в отличие от последней в Ириногорской структуре удается наблюдать (Щипанский и др., 2001) реликты офиолитовой псевдостратиграфии, включая фрагменты габбрового комплекса, комплекс параллельных даек (с фрагментами полудаек и переходов дайкового комплекса в металавы) и лавового комплекса (подушечные и массивные лавы, гиалокластика).

Наиболее сохранившийся фрагмент офиолитовой последовательности наблюдается в скальных обнажениях северного берега оз. Иринозero, где в основании офиолитового надвига также устанавливается тектонический меланж, залегающий, в свою очередь, на породах стратотектонической ассоциации средне-кислых вулканитов (островодужных метавулканитах андезит-дацит-риолитового состава). Меланж сложен как местными (т. е. породами бонинитовой серии), так и экзотическими (железисто-титанистыми метабазальтами) микро-, мезо- и макроблоками, заключенными в вулканогенно-осадочный матрикс, представленный гетерогенными по минеральному составу гранат- и иногда кианитсодержащими биотит-амфибол-кварц-плахиоклазовыми сланцами с линзами субарковых метапесчаников и углеродистых сланцев. В закартированных нами к северу выходах меланжа в вулканогенно-осадочном матриксе появляется менее зрелый материал, представленный рыжими грубослоистыми сланцами, по внешнему виду и минеральному составу не отличимыми от пород метаграувакковой стратотектонической ассоциации (каликорвинского типа). Таким образом, представляется, что офиолитовая пластина была надвинута на аккрециионные островодужные (возраст – около 2782 млн лет) и троговые комплексы. Кроме того, офиолитовый комплекс перекрывается базальтовой стратотектонической ассоциацией. В современной структуре Ириногорская офиолитовая пластина (рис. 49) разбита на ряд дугообразных чешуй, в которых породы бонинитовой серии совместно с последней постепенно погружаются на СВ. Такая картина, вероятно, связана с последующими деформационно-метаморфическими событиями, последовательность и возраст которых еще предстоит оценить.

Весьма примечательно, что этот неоархейский офиолитовый разрез принадлежит единой низко-Ti петрогенетической серии, которая по своим петро- и геохимическим характеристикам практически не отличается от групп I и II (Cameron, 1985) верхних пиллоу-лав Троодоса (рис. 50). При этом собственно бонинитовые составы обнаруживаются как в лавовой, так и в дайковой фации.

Таким образом, данная ассоциация Ириногорской структуры по всем своим показателям: наличию псевдостратиграфического разреза от габбро до лав и перекрывающих их вулканомиктовых осадков, тождественности геохимических параметров бонинитовым сериям фанерозойских офиолитов, сохранности первичных текстур, указывающих на условия спрединга, – может отождествляться с разрезом супрасубдукционных офиолитов.

Базальтовая СТА. Породы этой ассоциации формируют толщу, которая залегает в ядре синклиниорной структуры в районе г. Винча (Кожевников, 2000), и слагает отдельные тектонические пластины в районе г. Ирингора (Щипанский и др., 2001) и р-не г. Ивангора. Толща сложена главным образом амфиболитами, которые по большинству признаков отвечают базальтам: по составу соответствуют толеитовым базальтам, в них местами сохраняются реликты подушечных текстур. Среди базальтов устанавливаются тела (силлы) ультраосновного (коматитового) состава. По большинству признаков эта ассоциация аналогична верхней мafической СТА в Хизоваарской структуре.

Метаграувакковая СТА. Породы этой ассоциации представлены (кианит-гранат)-биотитовыми гнейсами, часто мигматизированными. По петрогохимическим особенностям они интерпретируются как граувакки. Среди них обычны прослои амфиболитов (силлов базитов). Они слагают восточную часть структуры и хорошо обнажены в районе г. Ивангора.

Осадочно-вулканогенная СТА. Данная ассоциация установлена в районе г. Винча, она представлена метаморфизованными осадочными, частью туфогенно-осадочными породами средне-кислого состава, крайне своеобразными хемогенно-гидротермальными алюмо-железо-кремнистыми породами (ставролитовые кварциты), агломератовыми кислыми, туфами и туфоконгломератами. Эта ассоциация коррелируется с осадочно-вулканогенной СТА Хизоваарской структуры (Кожевников, 1992, 2000).

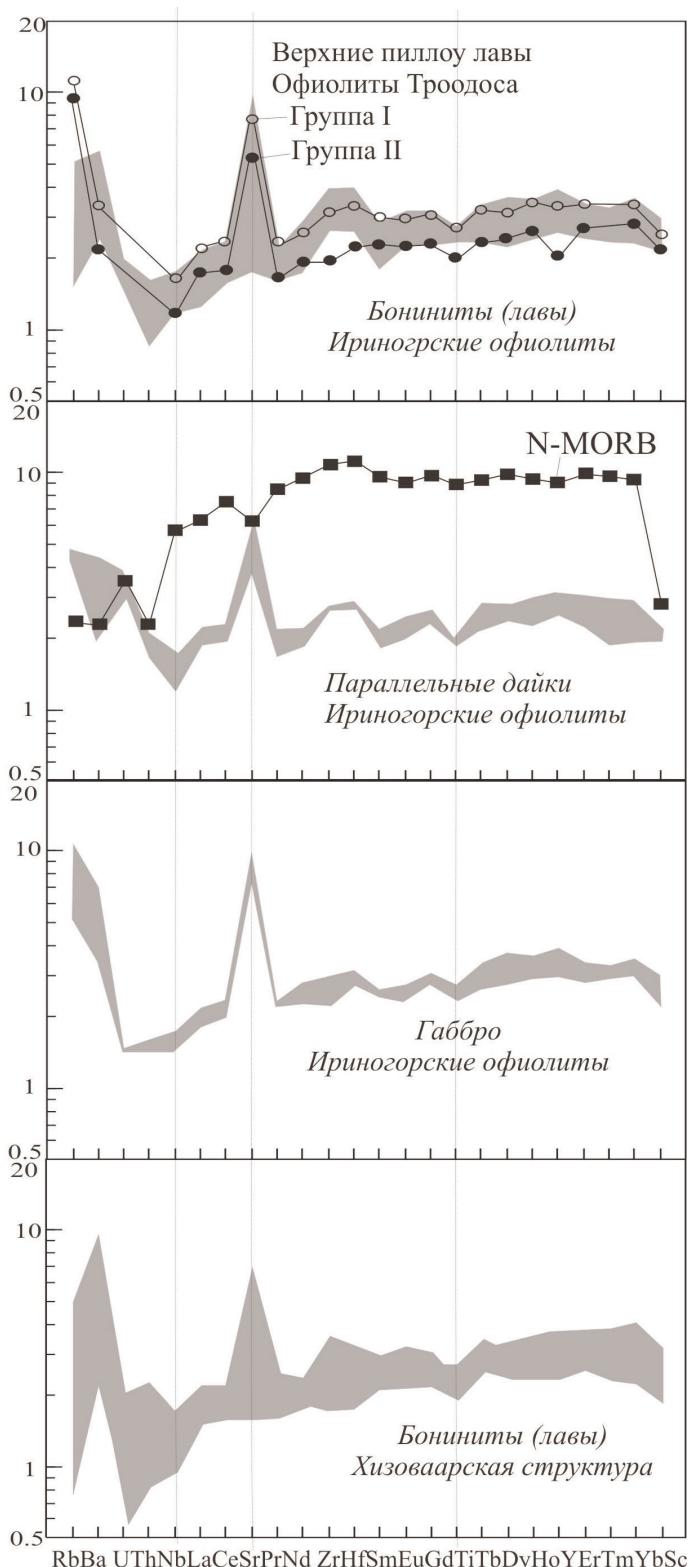


Рис. 50. Нормированные по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в породах бонинитовой серии неоархейского Ириногорского супрасубдукционного оphiолитового комплекса (Shchipansky et al., 2004)

Грубообломочная СТА представлена полимиктовыми конгломератами, чередующимися с метаалевро-пелитами, и установлена (Кожевников, 1992, 2000) в районе г. Винча. Обломочная составляющая пород состоит из кислых вулкаников, кварцитов, гранитоидов, магнетитовых кварцитов (неполосчатых). Цемент конгломератов – метаалевро-песчаники. Толща залегает в виде мощного линзовидного тела в ядерной части наложенной синклиналии, между осадочно-вулканогенной и базальтовой ассоциациями. Она прорывается дайками андезитов, телами ультраосновного (коматитового) состава. Данную ассоциацию сопоставляют с комплексами тимискамингского типа (Терстон и др., 2001), однако локальность ее развития не позволяет обосновать это сходство убедительно.

Для Ириногорской структуры характерна генеральная северо-западная ориентировка тектонических элементов, в восточной части они осложнены палеопротерозойской системой субмеридиональных правых сдвигово-взбросов (Бабарина, 1998; Бабарина и др., 2002). Здесь элементы архейской структуры испытали вращение по часовой стрелке в среднем на 40° (в плане). К северу от структуры отмечена иная (преимущественно воссток – северо-восточная) ориентировка плоскостных и линейных структурных элементов. Выделяется (Бабарина и др., 2002) две главные стадии формирования архейской структуры территории: 1) покровные и надвиговые деформации, сопровождавшиеся образованием лежачих асимметричных складок, синхронных с преобразованиями пород в амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений, и внедрением синтектонических гранитоидов, границы покровов маркируются зонами рассланцевания, бластомилонитизации, метасоматическими изменениями пород; 2) деформации покровных комплексов с развитием систем взбросов и сдвигово-взбросов и сопряженных с ними складок.

Кичанская структура Тикшозерского зеленокаменного пояса располагается в северной его части (рис. 48), имеет северо-западную ориентировку и сложена породами хизоваарского комплекса, в составе которого здесь выделяются две стратотектонические ассоциации: коматиит-толеитовая, средне-кислых вулканитов (рис. 51).

Коматиит-толеитовая СТА сложена главным образом амфиболитами (плагиоклазовыми, гранатовыми), имеющими полосчатую, реже однородную текстуру, в них не установлены какие-либо реликты дометаморфических текстур. По особенностям состава их можно интерпретировать как вулканиты (лавы, туфы) основного состава.

Среди амфиболитов этой пачки картируются тела метаультрабазитов. Они представлены ортопироксен-актинолитовыми сланцами с хорошо выраженной линейностью и плойчатостью. Тела названных сланцев часто окружены 5–15-метровой зоной «зеленых» меланократовых амфиболитов. Среди метаультрабазитов по текстурно-структурным и морфологическим особенностям выделяется две группы: однородные, массивные, относительно крупные тела и сланцеватые, относительно небольшие. Первые известны в северной части изученного района (рис. 51). Это относительно крупные (размер одного 100 × 300 м, другого – 20 × 200 м) тела. Форма одного из них в плане каплевидная, а другого – дайкообразная. Отмечается субсекущий контакт последнего с полосчатостью вмещающих амфиболитов. В зоне эндоконтакта этого тела породы более однородные и мелкозернистые, чем в центральной его части. Метаультрабазиты, слагающие каплевидное тело, характеризуются сфероидной текстурой. Можно полагать, что эта группа тел имеет интрузивную природу.

Другая группа – это мелкие линзовидные тела мощностью 1,5–3 м среди амфиболитов.

По особенностям состава (см. ниже) метаультрабазиты можно интерпретировать как коматиты (мелкие тела второй группы), а массивные разности – как их интрузивные комагматы.

СТА средне-кислых вулканитов. В стратотектоническом разрезе выше метакоматиит-базальтовой СТА залегают амфибол-биотитовые сланцы, среди которых выделяются разновидности с хорошо сохранившейся текстурой агломератовых туфов, а также тонкополосчатые разновидности. В ядрах нескольких субширотных структур (рис. 51) залегают грубополосчатые лейкократовые (гранат-кианит)-биотит-мусковитовые сланцы (иногда с турмалином). Они формируют пачку мощностью до 300 м, а также отмечаются в виде небольших прослоев среди биотит-амфиболовых сланцев. Текстурные особенности и вещественный состав пород (рис. 52) позволяют определить первичную природу амфибол-биотитовых сланцев как туфогенную, главным образом, андезитового состава, а мусковитовых сланцев – как риолитовых лав.

Оценки ($Pb-Pb$ метод) возраста цирконов из пород этой ассоциации – 2690–2510 млн лет – весьма сложны для интерпретации (Другова и др., 1995). Толща средне-кислых вулканитов Кичанской структуры сечется микроклиновыми гранитами (Сыстра, 1990) с возрастом 2674 ± 4 млн лет (определен $U-Pb$ методом по цирконам; Другова и др., 1995), что и определяет верхнюю границу ее возраста.

Зеленокаменный комплекс, по крайней мере, дважды участвовал в деформациях: в результате раннего этапа сформировались изоклинальные складки с субширотной или северо-восточной ориентировкой ОП, которые позднее были деформированы, и образовались структуры с северо-западной ориентировкой ОП и сингенетичная с ней линейность.

Петрогоеохимические особенности метавулканитов. Среди вулканитов Кичанской структуры выделяется две породные ассоциации: коматиит-толеитовая и средне-кислых вулканитов. На классификационной диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (рис. 52, А) фигуративные точки составов основных и средне-кислых вулканитов расположены в полях от базальтов до риолитов, главным образом, нормального ряда, единичные андезибазальты имеют повышенную щелочность. Базальты принадлежат породам толеитовой серии (рис. 52, Б, В; табл. 10, 11) натриевому типу щелочности (K_2O/Na_2O варьирует от 0,04 до 0,38, в среднем около 0,2), а средне-кислые – к известково-щелочной серии (рис. 52, Б, В; табл. 12), натриевому и калиево-

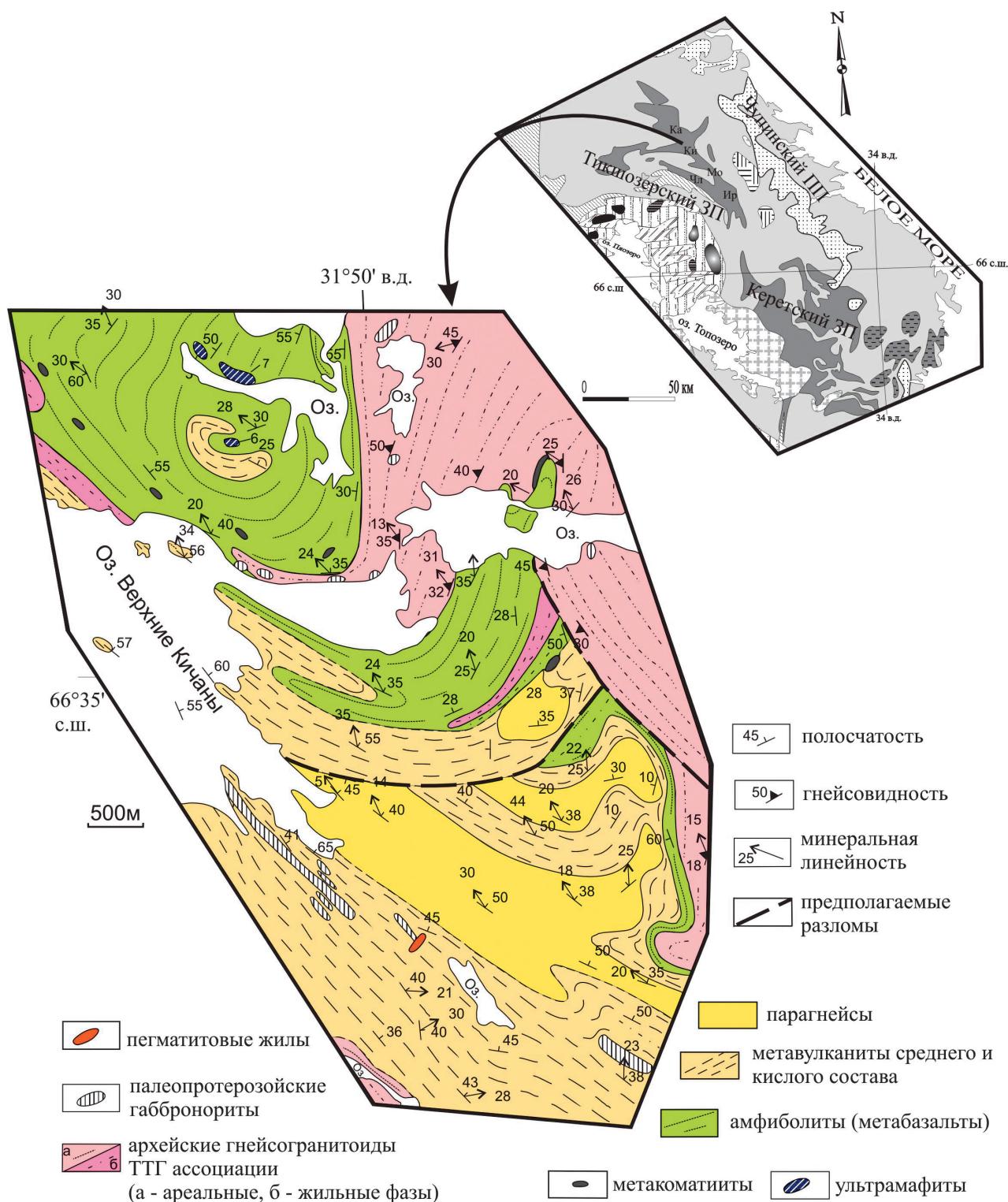


Рис. 51. Схема геологического строения Кичанской структуры Тихшозерского зеленокаменного пояса в районе оз. Верх. Кичаны (Слабунов, Максимычева, 1988; Слабунов, Степанов, 1989)

На врезке: расположение Кичанской (Ки) структуры в составе Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (СКСЗП). Усл. обозн. см. на рис. 48

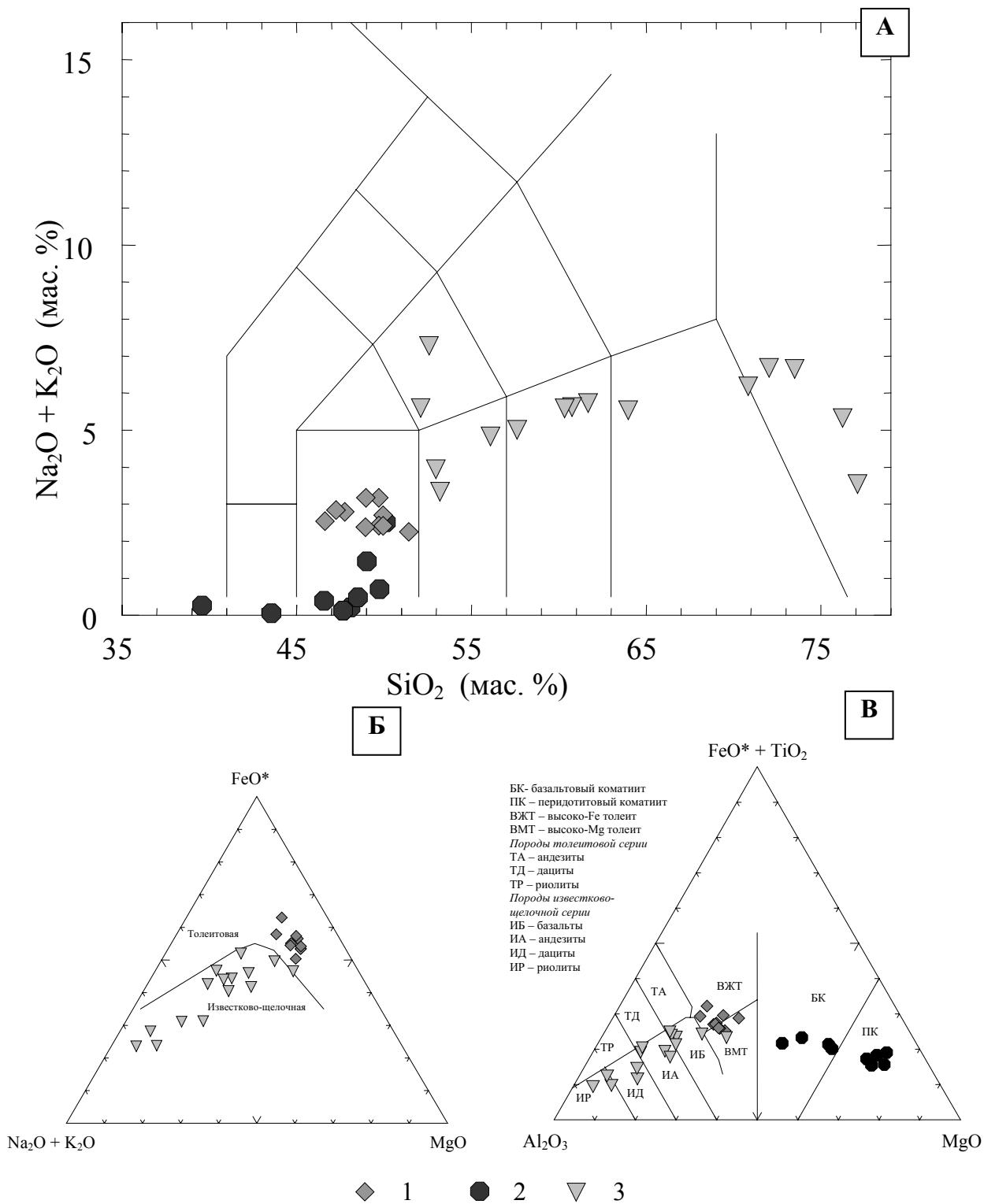


Рис. 52. Фигуративные точки составов метавулканитов Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса на классификационных диаграммах (А) SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989), (Б) AFM (Irvine, Baragar, 1971), (Б') катионной диаграмме $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ – Al_2O_3 – MgO (Jensen, 1976):

1 – метабазальты, 2 – метакоматиты (пересчитаны на сухую навеску), 3 – метавулканиты средне-кислого состава

натриевому типу щелочности (K_2O/Na_2O варьирует от 0,25 до 1,53, в среднем около 0,5). Ультраосновные породы по соотношению $MgO - Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2$ (Jensen, 1976) классифицируются как перидотитовые и базальтовые коматииты (рис. 52, В; табл. 13).

Метабазальты коматиит-толеитовой ассоциации, как показано выше, относятся к толеитам натрового ряда (рис. 52). На бинарных диаграммах MgO – окислы (рис. 53) фигуративные точки составов этих метабазальтов образуют слабодифференцированные тренды, хотя феннеровская тенденция увеличения содержания суммы FeO, SiO_2, TiO_2 и уменьшения – Al_2O_3 при уменьшении в них содержания MgO отмечается. Такое изменение их состава может объясняться фракционированием умеренно-магнезиальных расплавов под контролем Ol, Pl и Cpx (рис. 53), т. е. при относительно низких давлениях и низкой фугитивности O_2 (Кадик и др., 1990). Тренды изменения состава толеитов в координатах $Y - Zr, Y - Cr$ согласуются с этим предположением (рис. 53, Д, Е).

Содержание РЗЭ в метабазальтах в 8–15 раз выше хондритовых, график распределения РЗЭ близок к плоскому ($(La/Yb)_N = 0,9–1$), вместе с тем отмечается слабое обеднение легкими РЗЭ ($(La/Sm)_N = 0,7–0,8$) (рис. 54, табл. 11). Базальты такого состава могли сформироваться из расплавов, близких к коматитовым базальтам, путем отделения Ol, Cpx и Pl (т. е. при низких давлениях), что согласуется с вышесказанным.

Таким образом, формирование толеитов ранней стадии проходило, вероятно, в малоглубинных камерах (на глубине до 15 км) в ходе фракционной кристаллизации первичных выплавок (имевших, вероятно, состав, близкий к коматитовым базальтам).

По особенностям состава базальты близки толеитам TH-1 Конди (1981) и толеитам архейских зеленокаменных поясов. По характеру распределения РЗЭ они сходны с современными нормальными (N-MORB) океаническими базальтами (рис. 54). При сопоставлении данных толеитов с N-MORB по более широкому кругу элементов также устанавливается их аналогия,

Таблица 10. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) амфиболитов (метабазальтов) Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Авт. ном.	738-10	738-2	738-3	738-6	738-13	738-14	707-5	707-18	S-3060	S-3062
SiO_2	51,42	49,70	48,96	49,96	49,70	49,96	47,76	47,26	48,94	46,62
TiO_2	0,93	1,48	0,77	0,84	1,17	0,99	0,93	1,17	0,94	0,90
Al_2O_3	14,87	15,30	14,78	14,66	14,28	15,09	14,35	13,66	15,40	14,38
FeO	2,34	2,39	2,17	2,45	2,71	2,20	1,61	1,70	1,60	7,80
FeO	9,48	9,34	8,98	8,86	10,20	9,05	9,48	11,26	9,88	6,30
MnO	0,16	0,19	0,18	0,16	0,09	0,16	0,20	0,24	0,19	0,12
MgO	6,66	5,20	7,60	6,30	6,96	7,18	6,34	8,35	7,20	5,30
CaO	9,94	10,52	10,94	12,16	9,64	10,66	11,52	10,38	11,08	11,22
Na_2O	1,88	2,53	2,75	1,97	2,34	2,16	2,36	2,12	2,16	2,16
K_2O	0,37	0,65	0,43	0,74	0,09	0,26	0,44	0,72	0,22	0,38
P_2O_5	0,07	0,14	0,06	0,00	0,09	0,09	0,10	0,45	0,11	0,14
H_2O	0,04	0,08	0,04	0,16	0,15	0,09	0,23	0,18	0,13	0,32
ппп	1,52	2,41	1,95	1,45	1,71	1,70	4,22	2,24	1,77	3,78
Cr	270	310	320	380	150	210	270	230	356	328
Ni	150	140	160	170	100	140	110	130	173	165
Co	58	72	68	85	53	54	39	63	–	–
V	280	460	310	380	250	230	300	320	313	367
Cu	140	100	110	92	130	120	58	76	–	–
Pb	16	11	8	–	7	7	12	–	–	–
Rb	10	25	16	21	2	12	13	43	–	–
Ba	108	132	105	100	100	100	170	100	–	360
Sr	88	131	124	150	96	100	203	130	–	–

П р и м е ч а н и е . Содержания петрогенных окислов выполнены методом титрования, элементов – рентгено-флюоресцентным методом в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Анализы 9–10 – по: Сыстра, 1990.

Таблица 11. Содержания малых элементов (г/т) в амфиболитах (метабазальтах) Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса

№ пп	1	2	3	4	5	6
Авт. ном.	738-10	738-1	738-6	707-1	707-5	707-6
Cr	208	242	215	139	247	160
Ni	158	160	132	104	95	116
Co	49	53	51	40	40	54
Sc	44,0	50,6	55,5	38,1	40,2	44,8
V	267	275	293	277	295	306
Cu	120,0	68,4	66,1	234,0	46,9	55,2
Pb	1,0	6,8	8,4	3,9	2,7	0,7
Rb	12,8	44,1	18,4	23,8	12,2	5,8
Ba	81,8	102,0	53,4	35,6	145,0	32,6
Sr	90,6	96,2	128,0	232,0	216,0	124,0
Ga	16,5	16,2	17,0	18,0	18,6	19,7
Ta	0,11	0,20	—	—	—	—
Nb	2,2	1,9	2,2	1,8	2,4	2,3
Hf	1,52	1,09	1,48	1,71	1,72	1,32
Zr	47,6	39,2	46,2	53,7	57,3	48,0
Ti	5940	5390	5980	5800	6550	6820
Y	23,6	21,2	25,4	19,2	20,9	22,2
Th	0,22	0,21	0,24	0,29	0,34	0,23
U	0,08	0,05	0,10	0,06	0,22	0,04
La	3,46	2,60	3,34	3,53	2,60	3,21
Ce	8,90	7,26	8,32	8,99	7,95	8,30
Pr	1,41	1,14	1,34	1,38	1,34	1,37
Nd	7,30	6,13	7,03	7,47	7,28	7,92
Sm	2,60	2,22	2,42	2,35	2,24	2,69
Eu	0,84	0,78	0,88	0,88	0,81	0,94
Gd	3,78	3,32	3,87	3,36	3,43	3,78
Tb	0,60	0,61	0,68	0,54	0,58	0,63
Dy	3,88	3,52	4,62	3,61	3,73	3,97
Ho	0,84	0,79	0,93	0,70	0,75	0,80
Er	2,34	2,21	2,68	2,11	2,32	2,18
Tm	0,35	0,34	0,38	0,28	0,28	0,34
Yb	2,44	2,14	2,65	1,76	1,91	2,15
Lu	0,38	0,32	0,38	0,24	0,31	0,32

Примечание. Содержания элементов определены методом ICP-MS.

что хорошо видно на спайдер-диаграмме (рис. 55). К таким же выводам относительно природы толеитов Кичанской структуры пришли другие исследователи (Савельева, Другова, 1995).

По петрохимическим особенностям метаультрабазиты этой ассоциации отвечают коматиитам и коматиитовым базальтам (рис. 52, 56, А). По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (большая часть от 18 до 25, единичные менее 15), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,7-1,6$; $\text{Zr/Y} = 2-2,8$ (рис. 56, Б, В, Г) они соответствуют Al-недеплетированному типу (Мунро-тип).

Уровень содержания тяжелых РЗЭ в коматиитах ассоциации в 4–6 раз превышает хондритовый уровень, а легких – в 3–4 (рис. 54). Спектр распределения РЗЭ дифференцированный ($(\text{La/Yb})_N = 0,7-0,8$: породы обеднены легкими РЗЭ $(\text{La/Sm})_N = 0,7-0,8$), при недифференцированном распределении тяжелых РЗЭ, в ряде проб сильно выражен Еу минимум. По особенностям состава РЗЭ рассматриваемые породы относятся к коматиитам типа II, группы III (Вревский, 2000). Коматииты такого состава могли образоваться в мантийном плюме при плавлении деплетированного безгранатового мантийного перidotита при давлении 25–40 кбар (на глубине 75–120 км) и последующем фракционировании, в основном, оливина.

Ассоциация средне-кислых вулканитов. На классификационных петрохимических диаграммах фигуративные точки составов пород этой ассоциации находятся, главным образом, в поле известково-щелочных андезибазальтов, андезитов и риолитов калиево-натрового и натриевого рядов (рис. 52). Преобладают андезибазальты и андезиты.

Таблица 12. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) среднекислых метавулканитов Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Авт. ном.	714-5	738- 18	714-6	714-10	714-3	714-7	714-9	714-1	S-3425	S-3429	S-3407-2
SiO ₂	53,20	56,10	61,68	–	60,76	52,10	60,34	57,62	52,58	52,98	63,98
TiO ₂	0,52	0,48	0,73	–	0,60	0,59	0,66	0,61	1,08	0,78	0,48
Al ₂ O ₃	13,30	17,50	14,15	–	15,31	18,51	17,94	16,40	16,92	15,39	15,65
Fe ₂ O ₃	2,70	2,04	0,88	–	0,94	2,80	1,41	1,95	2,24	2,75	2,58
FeO	6,60	4,74	6,59	–	5,27	6,32	5,74	7,47	6,71	7,06	3,35
MnO	0,15	0,08	0,10	–	0,08	0,10	0,09	0,15	0,14	0,13	0,09
MgO	7,04	4,36	3,54	–	3,38	4,76	2,40	3,52	3,83	5,73	2,10
CaO	9,51	8,06	3,64	–	5,91	6,92	4,50	5,19	5,88	8,12	4,26
Na ₂ O	2,68	3,50	3,50	–	3,75	3,69	3,72	1,98	4,04	1,82	3,83
K ₂ O	0,66	1,33	2,23	–	1,87	1,91	1,87	3,03	3,24	2,12	1,70
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,31	–	0,42	0,24	0,23	0,35	–	–	–
H ₂ O	0,10	0,06	0,28	–	0,20	0,20	0,13	0,26	0,08	0,20	0,06
ппп	3,04	1,12	1,65	–	1,01	1,75	1,08	1,22	2,96	2,59	1,55
Cr	189	129	300	31	180	–	–	–	–	–	–
Ni	64	13	67	19	54	–	–	–	–	–	–
Co	29,5	31	38	24,2	29	–	–	–	–	–	–
Sc	27,1	–	–	27,6	–	–	–	–	–	–	–
V	172	184	140	211	160	–	–	–	–	–	–
Cu	7,4	–	70	3,9	15	–	–	–	–	–	–
Pb	20,6	6	–	5,9	–	–	–	–	–	–	–
Rb	3,5	28	74	29,1	62	–	–	–	196	79	68
Cs	–	10,00	13,00	–	6,00	–	–	–	5,00	5,00	4,00
Ba	130	490	890	450	1000	–	–	–	–	–	–
Sr	446	627	510	595	690	–	–	–	–	–	–
Ga	18,7	–	–	20,2	–	–	–	–	–	–	–
Li	–	16,00	24,00	–	26,00	–	–	–	17,00	26,00	16,00
Ta	0,27	–	–	0,20	–	–	–	–	–	–	–
Nb	4,6	4,0	–	3,3	–	–	–	–	–	–	–
Hf	3,73	–	–	2,20	–	–	–	–	–	–	–
Zr	133,0	121	–	81,7	–	–	–	–	–	–	–
Ti	4160	2878	4376	5590	3597	3537	3957	3657	6475	4676	2878
Y	19,0	31	–	19,2	–	–	–	–	–	–	–
Th	5,49	6,00	–	2,07	–	–	–	–	–	–	–
U	0,93	–	–	0,60	–	–	–	–	–	–	–
La	32,90	24,00	33,00	16,90	–	–	–	–	–	–	–
Ce	71,30	46,00	66,00	38,20	–	–	–	–	–	–	–
Pr	8,60	–	–	5,13	–	–	–	–	–	–	–
Nd	35,70	23,00	36,00	24,10	–	–	–	–	–	–	–
Sm	6,41	4,30	5,90	5,33	–	–	–	–	–	–	–
Eu	1,43	1,20	1,30	1,48	–	–	–	–	–	–	–
Gd	5,09	–	–	5,02	–	–	–	–	–	–	–
Tb	0,72	0,65	0,64	0,65	–	–	–	–	–	–	–
Dy	3,53	–	–	3,32	–	–	–	–	–	–	–
Ho	0,65	–	–	0,70	–	–	–	–	–	–	–
Er	1,85	–	–	1,95	–	–	–	–	–	–	–
Tm	0,23	–	–	0,28	–	–	–	–	–	–	–
Yb	1,63	1,40	1,60	1,88	–	–	–	–	–	–	–
Lu	0,24	0,20	0,22	0,27	–	–	–	–	–	–	–

П р и м е ч а н и е . Содержания окислов, а также Li, Rb, Cs (кроме проб 1, 4), выполнены методом титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах 1, 4 определены методом ICP-MS, в пробах 2 и 3 (кроме РЗЭ) – рентгено-флюoresцентным, РЗЭ – нейтронно-активационным. 9–11 – по: Сыстра, 1990.

Спектр распределения РЗЭ (рис. 57) в породах рассматриваемой ассоциации дифференцированный ((La/Yb)_N около 11–17): содержания легких РЗЭ превышают хондритовый уровень в 70–100 раз, средних – в 20–40 раз, а тяжелых – в 6–7 раз. Еи отрицательная аномалия выражена крайне слабо. Средние вулканиты Кичанской структуры сопоставимы по особенностям состава РЗЭ с вулканитами развитых островных дуг, таких, например, как Командорско-Алеутская. Близкие спектры РЗЭ характерны для вулканитов адакитовых серий, формирование которых, как уже отмечалось, связывается с частичным плавлением гранатовых

Таблица 13. Химический состав (окислы пересчитаны на сухую навеску) неоархейских метаултрабазитов Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т)

№ пп Авт. ном.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	720-1	729-1	724-2	733-2	707-9*	727-2*	707-8*	726-4*	722-1*
SiO ₂	48,07	46,56	48,50	47,65	49,74	43,57	50,11	39,59	49,01
TiO ₂	0,39	0,26	0,40	0,31	0,37	0,25	0,49	0,65	0,61
Al ₂ O ₃	5,67	6,60	9,22	7,38	8,67	6,33	12,55	4,57	10,87
Fe ₂ O ₃	1,03	0,99	2,11	3,67	2,29	6,82	2,46	2,27	1,95
FeO	11,47	9,97	9,91	7,83	9,60	6,46	8,96	11,60	10,70
MnO	0,20	0,28	0,28	0,32	0,20	0,33	0,17	0,30	0,24
MgO	27,52	24,61	19,74	29,11	17,89	33,72	13,61	30,28	15,46
CaO	5,44	10,35	9,36	3,60	10,53	2,46	9,12	10,47	9,69
Na ₂ O	0,17	0,37	0,42	0,11	0,61	0,04	2,38	0,26	1,36
K ₂ O	0,04	0,02	0,06	0,02	0,10	0,02	0,14	0,01	0,10
P ₂ O ₅	–	–	–	–	0,26	–	0,02	–	–
Cr	2170	1650 (2595*)	1800 (2458*)	2950	2194	4270	1100	2443	1621
Ni	1050	780	703	1140	648	1480	330	1538	440
Co	114	87	80	93,9	93	141	70	102	64
Sc	28,8	25,0	39,4	20,7	–	–	–	–	–
V	123	106	170	96,2	160	230	200	119	185
Cu	24,0	23,8	12,4	55,8	35	–	–	–	–
Pb	0,00	0,13	0,66	0,14	–	6	–	9	21
Rb	0,7	0,9	1,8	1,2	4	5	2	5	8
Cs	–	–	–	–	6,6	12,0	6,6	15,0	16,0
Ba	3,7	12,3	12,6	4,0	–	–	<8	87	–
Sr	10,1	76,9	147,0	6,2	–	6	–	117	48
Ga	5,6	5,5	9,0	7,5	–	–	–	–	–
Li	–	–	–	–	17,0	3,4	70,0	14,0	29,0
Ta	0,13	0,01	–	0,09	–	–	–	–	–
Nb	0,6	0,3	0,6	0,9	–	–	–	3	6
Hf	0,51	0,33	0,48	0,68	–	–	–	–	–
Zr	18	10	17	23	–	11	–	32	48
Y	6,2	7,1	9,8	10,1	–	6	–	12	15
Th	0,01	0,03	0,06	0,23	–	–	–	–	–
U	–	–	0,02	0,05	–	–	–	–	–
La	0,92	0,89	0,94	1,15	1,10	–	–	–	–
Ce	1,54	1,91	1,81	3,15	2,39	–	–	–	–
Pr	0,25	0,32	0,28	0,54	–	–	–	–	–
Nd	1,36	1,66	1,67	2,61	2,49	–	–	–	–
Sm	0,51	0,66	0,59	0,92	0,89	–	–	–	–
Eu	0,15	0,29	0,18	0,13	0,42	–	–	–	–
Gd	1,03	0,98	1,28	1,29	–	–	–	–	–
Tb	0,15	0,16	0,20	0,23	0,24	–	–	–	–
Dy	0,80	1,18	1,49	1,57	–	–	–	–	–
Ho	0,22	0,24	0,36	0,38	–	–	–	–	–
Er	0,63	0,73	1,03	1,06	–	–	–	–	–
Tm	0,09	0,11	0,15	0,15	–	–	–	–	–
Yb	0,67	0,69	0,94	1,07	0,92	–	–	–	–
Lu	0,09	0,10	0,15	0,16	0,13	–	–	–	–

Примечание. Содержания окислов выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов определены методом ICP-MS (лаборатория Геологической службы Финляндии), кроме обозначенных *. Отмеченные звездочкой содержания элементов (а также Cr, указанные в скобках в пробах 2, 3) определены рентгено-флюоресцентным методом. В пробе 5 содержание РЭ определено нейтронно-активационным методом.

амфиболитов или эклогитов (т. е. гранатсодержащего источника). Кроме обедненности тяжелыми РЭ ($\text{Yb} < 1,9 \text{ г/т}$), адакиты обладают следующими петрогохимическими характеристиками: $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Y} < 18 \text{ г/т}$, $\text{Sr} > 400 \text{ г/т}$ и $\text{Sr/Y} > 40$ (Defant, Dummmond, 1990; 1993). Сопоставление составов рассматриваемых андезитоидов с аналогами различных геодинамических обстановок по широкому спектру малых элементов указывает на их большее сходство с островодужными вулканитами известково-щелочной, а не адакитовой

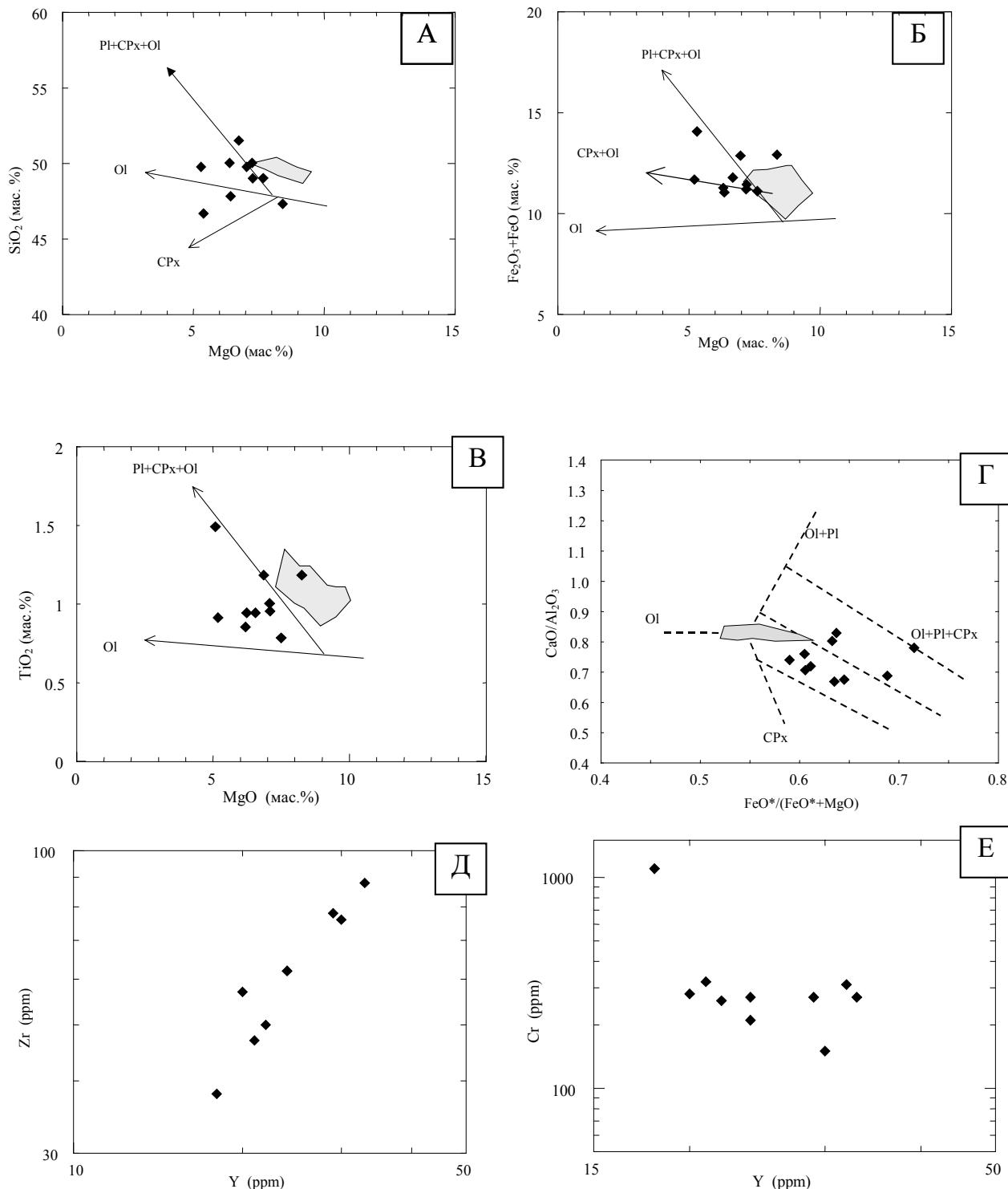
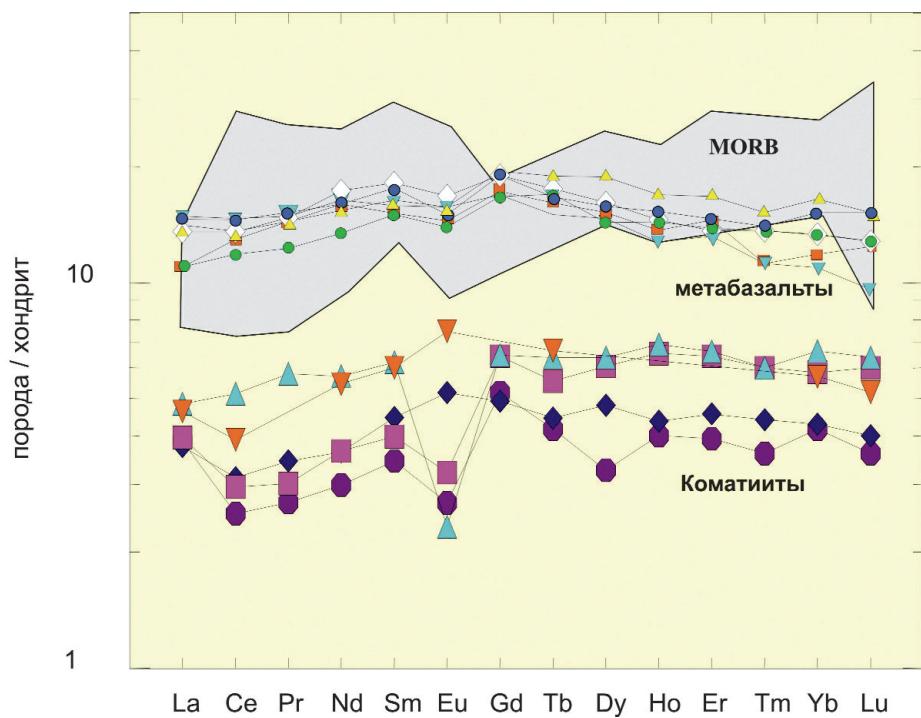


Рис. 53. Вариационные диаграммы MgO – окисел (А–Б), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Г), Y – Zr (Д) и Y – Cr (Е) для метабазальтов (*ромбики*) коматит-толеитовой стратотектонической ассоциации Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса, базальтов срединно-океанического хребта (*серое поле*) (Рифтова..., 1990). Стрелки на диаграммах А–Б – тренды изменения состава при фракционировании фаз, обозначенных около стрелки, пунктирные линии на рис. Г – принципиальная схема кристаллизации толеит-базальтовых магм (Нестеренко, Арискин, 1993)



54. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в метабазальтах и метакоматитах коматит-толеитовой ассоциации Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса, базальтах срединно-океанического хребта (MORB) Северной Атлантики (Рифто-вaya..., 1990)

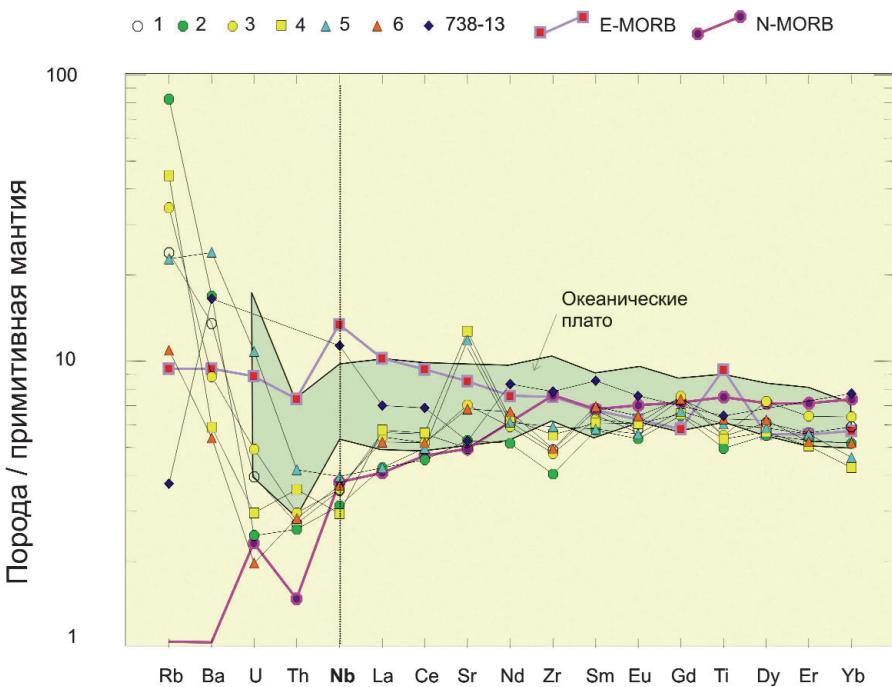


Рис. 55. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в метабазальтах коматит-толеитовой ассоциации Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса (номера на рис. – № пп в табл. 11), океанических базальтах: E-MORB, N-MORB (Sun, McDonough, 1989), океанического плато (Puchtel et al., 1997)

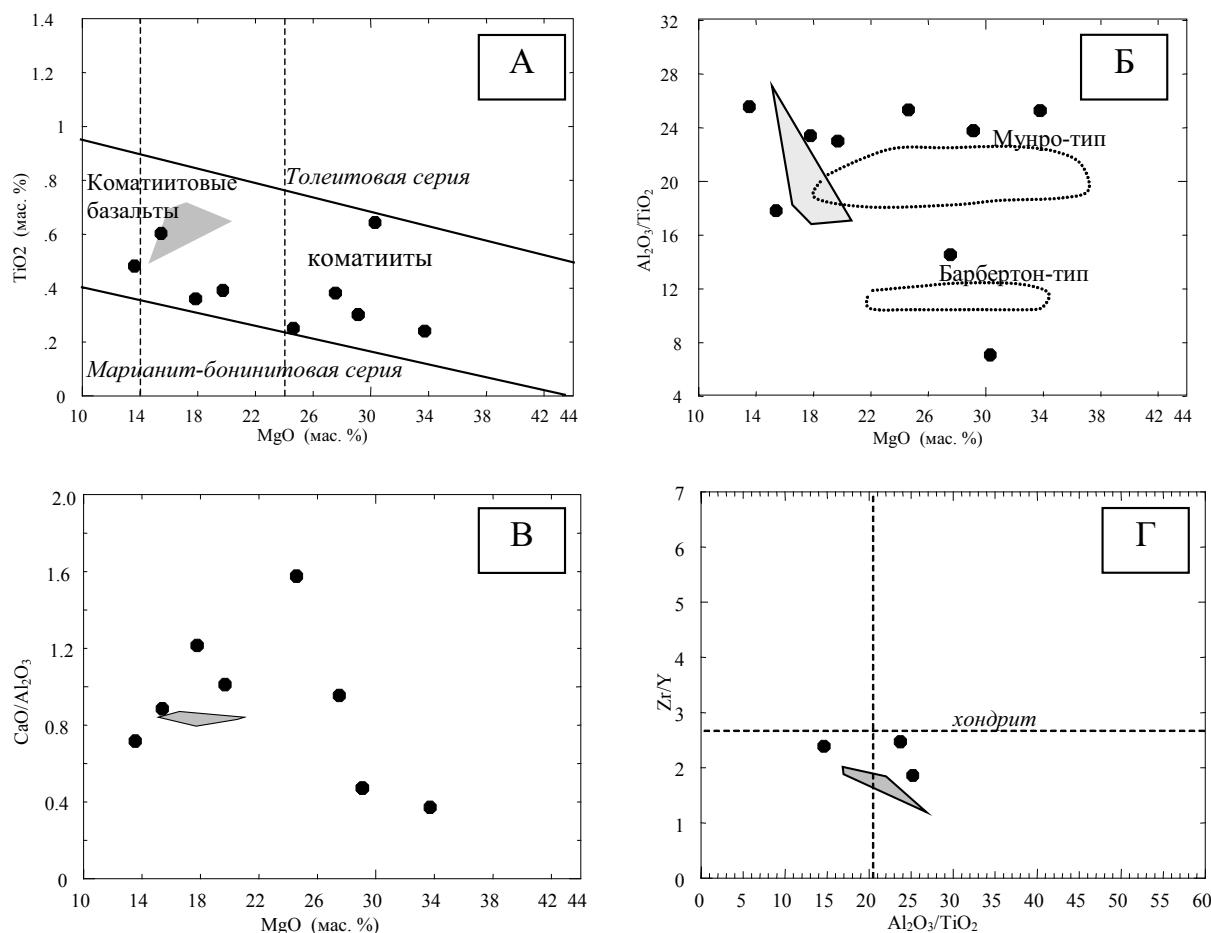
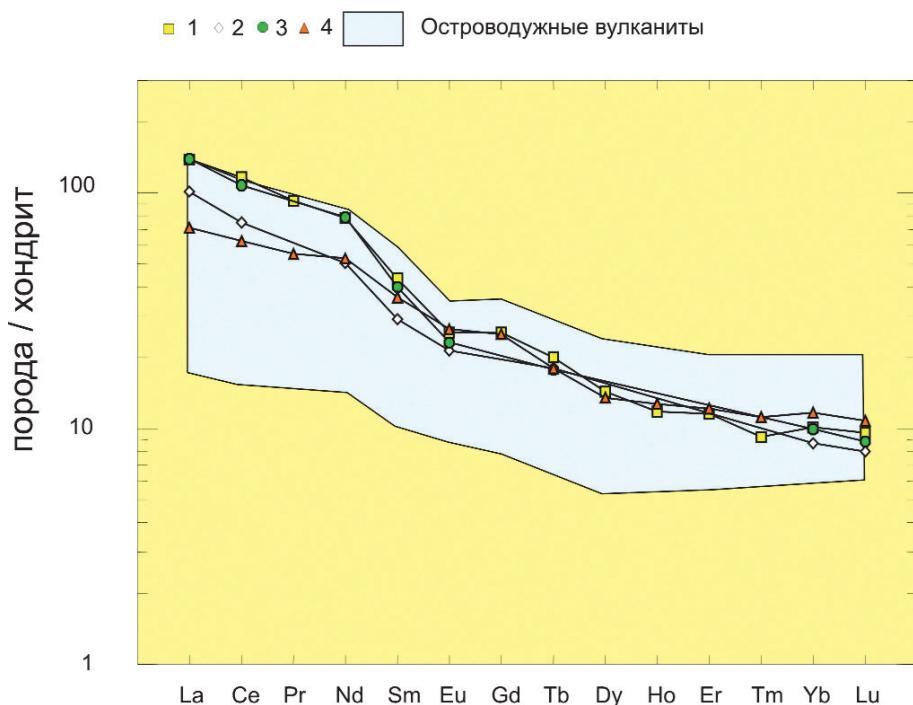


Рис. 56. Диаграммы $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (Коматиты..., 1988) (А), $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (Б), $\text{MgO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (В), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Zr}/\text{Y}$ (Г) для метаултрабазитов коматит-толеитовой ассоциации Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса (круги), фанерозойских коматитов о. Гаргона (поля серого цвета) (Kerr et al., 1996)

серии (рис. 58). Таким образом, средне-кислые вулканиты Кичанской структуры, подобно близкой по составу хаттомозерской свите Керетского зеленокаменного пояса, наибольшее сходство обнаруживают с известково-щелочными породами развитых островных дуг (Петрология..., 1987).

Челозерская структура Тикшозерского зеленокаменного пояса располагается к западу от Ириногорской (рис. 48) и в юго-западном борту по тектонической зоне контактирует с ней. Структура слагается челозерским зеленокаменным комплексом, который перекрывается сумийскими образованиями. Челозерский комплекс сложен главным образом метавулканитами среднего состава, среди которых отмечены разности с реликтами миндалекаменной и шаровой текстур, и осадочно-вулканогенными образованиями, в подчиненном количестве – метабазальтами и высоко-Mg базитами (Елисеев, 1987). Возраст порфировидных андезибазальтов этого комплекса оценивается в 2753 ± 13 млн лет (Алексеев и др., 2004), что позволяет отнести комплекс к наиболее молодой генерации вулканитов этой зеленокаменной системы.

Каликорвинская структура представляет собой северо-западное замыкание Тикшозерского зеленокаменного пояса и всей Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (рис. 48). Информация о данной структуре содержится в ряде работ (Горлов, 1967; Другова и др., 1995), но наиболее полно исследована коллективом под руководством Ю. В. Миллера (Миллер, 2002; Миллер и др., 2002, 2005; Мыскова, 2001; Мыскова и др., 2003а). Структура



57. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в средне-кислых метавулканитах Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса (геометрические знаки и цифры – анализы и их номера в табл. 12) и вулканитах (андезибазальтах-андезитах – риолитах) Камчатки и Командорско-Алеутской островной дуги (Цветков, 1990; Kepezhinskas et al., 1997)

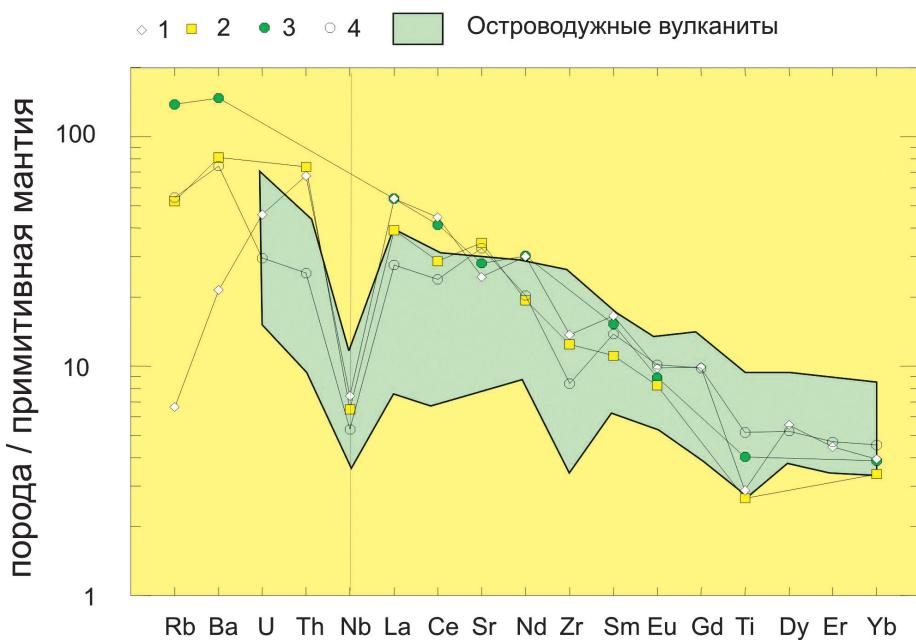


Рис. 58. Нормированные по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в средне-кислых метавулканитах Кичанской структуры Тикшозерского зеленокаменного пояса (геометрические знаки и цифры – номера в табл. 12) и островодужных вулканитах (андезибазальтах-андезитах – риолитах Камчатской и Командорско-Алеутской островных дуг (Цветков, 1990; Kepezhinskas et al., 1997))

имеет в плане своеобразную форму «трилистника», представляет собой антиформу, сложенную неоархейским зеленокаменным каликорвинским комплексом, и рассматривается как тектоническое окно в Ковдозерском покрове (Миллер, Милькевич, 1995; Миллер и др., 2002, 2005).

В Каликорвинском тектоническом окне достаточно надежно выделяются и картируются четыре пачки (Миллер и др., 2002), составляющие две стратотектонические ассоциации: амфиболитовую и парагнейсовую. Общая мощность зеленокаменных и парагнейсовых образований, вскрытых в Каликорвинской структуре, оценивается в 1300 м.

Амфиболитовая стратотектоническая ассоциация. Толща сложена преимущественно гранатовыми амфиболитами, которые по петрохимическим особенностям соответствуют метабазальтам. Они составляют до 95% нижней части стратотектонического разреза. В них отмечаются редкие прослои (мощность от нескольких сантиметров до первых метров) биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (отвечающих по составу вулканитам среднего-кислого состава), а также линзы гранат-биотитовых гнейсов (метаграувакк). Последние образуют также мощную (300–800 м) пачку, залегающую среди амфиболитов. Пачка этих парагнейсов неоднородна, в ней встречаются пласты амфиболитов (отвечающих по составу метабазальтам и очень редко – коматитовым базальтам), биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (метавулканитов среднего-кислого состава). В верхней части стратотектонического разреза, которая выделяется как самостоятельная пачка (Миллер и др., 2002), доля прослоев разнообразных гнейсов в амфиболитах увеличивается.

На основании имеющихся данных (Мыскова и др., 2003а; Савельева, Другова, 1992) по особенностям состава вулканиты рассматриваемой ассоциации варьируют от ультрабазитов (коматитов) до дакитов нормального ряда, лишь небольшая их часть соответствует субщелочной серии, что связывается с метаморфическими преобразованиями пород. Амфиболиты (метабазальты) относятся, главным образом, к толеитовой серии. Среди них выделяются магнезиальные и более редки – железистые разности и базальты известково-щелочной серии. Толеитовые базальты характеризуются плоским спектром распределения РЗЭ. По соотношению Ti/Cr – Ni (Beccaluva et al., 1979) значительная их часть относится к океаническим базальтам, но отмечаются и островодужные. Ультрабазиты ассоциации соответствуют базальтовым коматитам. Фигуративные точки пород среднего и кислого состава на классификационных диаграммах лежат в поле известково-щелочной серии. Вместе с тем среди последних выделяются дакиты с содержанием Sr до 900 г/т, Y – 8, Yb – 0,71 (Мыскова и др., 2003а), что характерно для вулканитов адакитовой серии (Drummond, Defant, 1990; Martin, 1999). Такие вулканиты установлены (Бибикова и др., 2003а) в Хизоваарской структуре.

В последнее время (Мыскова и др., 2003б) на приборе SHRIMP-II выполнено прецизионное датирование магматических цирконов из прослоя кислых метавулканитов (метадакитов), залегающих среди метабазальтов, в основании стратотектонического разреза. Их возраст – 2775 ± 6 млн лет, что позволяет сопоставлять время формирования средне-кислых вулканитов ассоциации с формированием хизоваарского (2,8–2,78 млрд лет) комплекса Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов.

Sm-Nd систематика метадакитов (Мыскова, 2001; Мыскова и др., 2003а) рассматриваемой ассоциации (ϵ_{Nd} (2,87) = +3,4; $t_{DM} = 2,9$ млрд лет) свидетельствует об отсутствии контаминации дакитовых расплавов древним коровым веществом. Близкие Nd-изотопные характеристики имеют метаграувакки этой ассоциации (ϵ_{Nd} (2,87) = +3,0; $t_{DM} = 2,9$ млрд лет). Это означает, что среди возможных источников в областях сноса преобладают близкие к ним по возрасту породы, вероятнее всего – средне-кислые вулканиты.

Парагнейсовая стратотектоническая ассоциация. Парагнейсы слагают большую часть северо-восточной части структуры. Они представлены гранат-биотитовыми гнейсами. Среди них отмечаются прослои биотитовых гнейсов, отвечающих по составу дакитам. По ряду петрохимических особенностей (например, положение фигуративных точек их составов на

классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) гранат-биотитовые гнейсы напоминают дациты, однако высокие содержания в них MgO (более 5%), Cr (достигающие 400 г/т) и других элементов группы железа и низкие – CaO (2–3%) не позволяют рассматривать их как вулканиты, а дают основания интерпретировать их как граувакки (Мыскова и др., 2003а, б). Анализ состава метаграувакк показывает, что они могли сформироваться, главным образом, за счет разрушения в области сноса средне-кислых вулканитов, базальтов и коматитов (соответственно в соотношении 60 : 30 : 10), аналогичных тем, которые составляют амфиболитовую стратотектоническую ассоциацию (Мыскова и др., 2003б). На дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983) фигуративные точки составов парагнейсов располагаются в поле осадков бассейнов океанических островных дуг (Мыскова, 2001).

Sm-Nd систематика метаграувакк ассоциации (Мыскова, 2001; Мыскова и др., 2003а) (ϵ_{Nd} (2,87) +3,4...+3,9; $t_{\text{DM}} = 2,9$ млрд лет) согласуется с выводом о том, что в областях сноса отсутствуют древние коровьи породы.

Каликорвинская структура сложена двумя стратотектоническими ассоциациями, сформировавшимися в одно и то же время – около 2775 млн лет назад, в различных зонах единой островодужной системы: амфиболитовая ассоциация маркирует вулканическую дугу, а граувакковая – преддуговой бассейн или трог.

Таким образом:

Северо-Карельская система зеленокаменных поясов, состоящая из Керетского и Тикшозерского зеленокаменных поясов, слагается тремя разновозрастными зеленокаменными комплексами: керетьозерским (2,88–2,83 млрд лет), хизоваарским (2,8–2,78 млрд лет) и челозерским (около 2,75 млрд лет).

Керетьозерский зеленокаменный комплекс состоит из трех тектонически совмещенных стратотектонических ассоциаций: коматит-толеитовой, дифференцированной андезибазальт-андезит-риолитовой и андезибазальт-базальтовой. Первая из них формировалась под воздействием мантийного плюма, вероятно, в океанической обстановке, вторая и третья маркируют вулканическую островную дугу и часть преддугового бассейна, соответственно, существовавшие здесь 2,88–2,82 млрд лет назад.

Тикшозерский зеленокаменный пояс и северная часть Керетского состоят из пород хизоваарского (2,8–2,78 млрд лет) и челозерского (около 2,75 млрд лет) зеленокаменных комплексов. Первый включает в себя ряд тектонически совмещенных (аккрециионных) стратотектонических ассоциаций, среди которых важно отметить следующие: супрасубдукционных офиолитов, островодужных дифференцированных средне-кислых вулканитов, осадочно-вулканогенную, коматит-базальтовую, метаграувакковую, грубообломочную. Данный комплекс фиксирует эволюцию субдукционно-аккреционной системы от стадии юной островной дуги, заложившейся на сиалическом фундаменте, через стадию развитой островной дуги до аккреционной.

Второй – челозерский комплекс, сложенный преимущественно островодужными вулканитами, маркирует один из наиболее поздних субдукционно-аккреционный эпизод на конвергентной границе.

2.1.2. Енский зеленокаменный пояс

Енский зеленокаменный пояс – наиболее крупная структура этого типа в северной части Беломорского подвижного пояса (рис. 5). Он прослеживается с северо-запада на юго-восток примерно на 100 км при ширине до 35 км и состоит из гнейсов, амфиболитов, реже встречаются линзовидные тела метагипербазитов (Беляев, Пожиленко, 1997; Марков и др., 1987; Объяснительная..., 1994; Пожиленко, 1984, 1987; Пожиленко и др., 2002). Гнейсы представлены амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми и гранатсодержащими разновидностями. В них, несмотря на интенсивные деформации и мигматизацию,

местами наблюдаются разновидности с ритмичнополосчатой и однородной текстурами, что позволяет интерпретировать их, соответственно, туфогенную (туфогенно-осадочную) и лавовую первичную природу. Амфиболиты составляют не более 20% стратотектонического разреза, они картируются в виде пластообразных тел мощностью от нескольких до 800 м. Линзовидные тела (размер от 3×10 до 50×250 м) метаультрабазитов чаще всего располагаются среди амфиболитов и представлены антофиллитовыми и актинолитовыми сланцами (Пожиленко, 1987). Западным продолжением Енского пояса, по-видимому, является гнейсово-амфиболитовый комплекс в районе оз. Бабинская Имандра – Экостровская Имандра (Чашин, 2004).

Юго-западная граница пояса картируется как структурное несогласие между амфиболово-гнейсовой (зеленокаменной) ассоциацией и гетерогенным комплексом, состоящим из глиноzemистых гнейсов и гнейсогранитов (Пожиленко, 1984, 1987). Данное несогласие интерпретируется как сместитель регионального палеопротерозойского надвига (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995), а зеленокаменный пояс – как Риколатвинский покров.

Вдоль северо-северо-восточной границы пояса (рис. 5) установлена серия выходов архейских эклогитов (Щипанский и др., 2005; Konilov et al., 2004), которые, вероятно, входят в состав тектонического меланжа.

На основании имеющихся данных о петрогохимических особенностях пород Енского зеленокаменного пояса и его аналогов (Пожиленко, 1984, 1987; Чашин, 2004; Чашин и др., 1997) можно сделать следующие выводы. Гнейсы зеленокаменного комплекса отвечают по составу средним и кислым вулканитам (от андезитов до риодакитов), нормальной щелочности, известково-щелочной и толеитовой серий. В пробе гнейса, отвечающего по составу дациту, содержание ЛРЗЭ превышает хондритовый уровень в 20 раз, а ТРЗЭ – в 4, при небольшой отрицательной Sm аномалии (Чашин, 2004). По составу РЗЭ и характерной отрицательной аномалии Nb (рис. 59) они сопоставимы с известково-щелочными вулканитами развитых островных дуг,

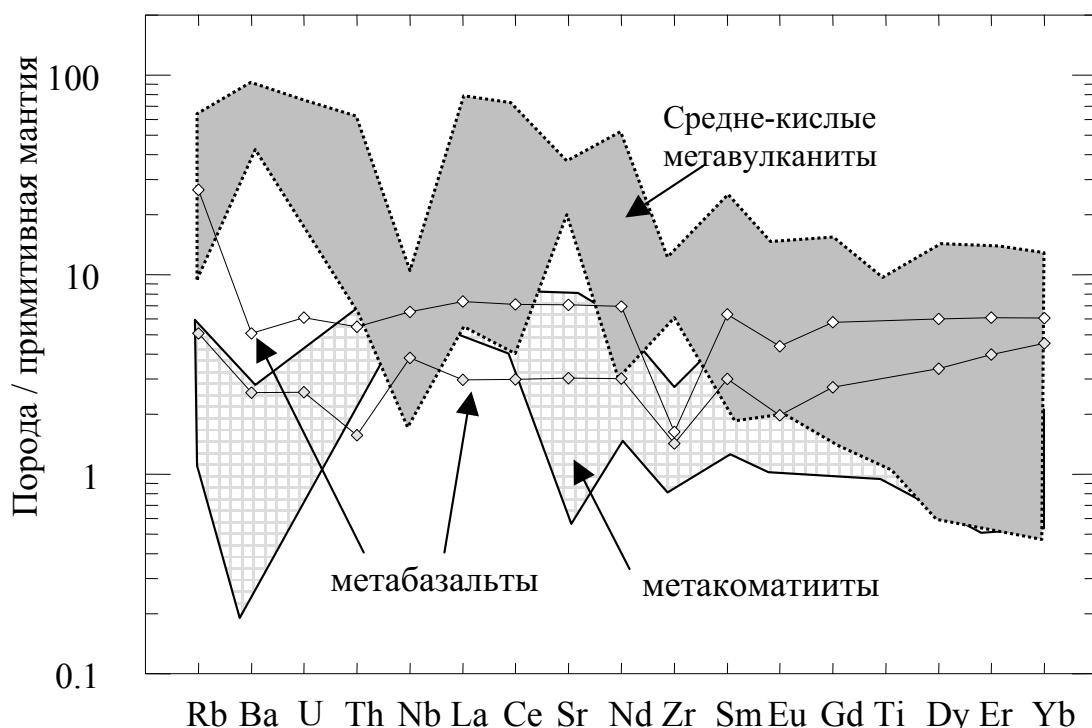


Рис. 59. Нормированные по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в породах Енского зеленокаменного пояса

хотя и несколько обедненных ТРЗЭ. Амфиболиты восточной части пояса сопоставимы с базальтами и андезибазальтами нормальной щелочности толеитового ряда, характеризуются слабодифференцированным $((La/Yb)_N = 1,3-1,9)$ спектром распределения РЗЭ на уровне 10–12 выше хондритового (Чащин, 2004; Чащин и др., 1997). По составу они сопоставимы с острородужными базальтами толеитовой серии (Фролова, Бурикова, 1997). В западной части, кроме того, встречаются амфиболиты, отвечающие по составу толеитовым базальтам, характеризующиеся «плоским» графиком распределения РЗЭ, небольшой положительной аномалией (относительно La и Th) содержания Nb (рис. 59), что позволяет сопоставлять их с базальтами океанических плато. Ультрабазиты зеленокаменного пояса отвечают по составу перидотитовым и пироксенитовым коматитам (Пожиленко, 1987).

На основании U-Pb датирования цирконов из метадиабазитов восточной части пояса, показавших возраст 2778 ± 4 млн лет (данные В. И. Пожиленко: Объяснительная..., 1994), предполагается, что он соответствует магматической стадии формирования комплекса. U-Pb возрасты цирконов из биотитовых гнейсов и амфиболитов района Озерная Варака, относящихся к зеленокаменному комплексу (Чащин, 2004), равны соответственно 2743 ± 14 и 2698 ± 10 млн лет (Морозова и др., 1998) и отражают время метаморфических преобразований пород (Саватенков и др., 2000).

Sm-Nd изотопная характеристика средне-кислых метавулканитов (ϵ_{Nd} (2780) = +2,3; +1,7; $t_{DM}^{Nd} = 2765, 2753$ млн лет) указывает на отсутствие у пород длительной коровой истории и их контаминации древним коровыми веществом (Savatenkov et al., 1995; Timmerman, Daly, 1995). Таким образом, большинство петрогохимических и изотопных данных согласуется с предположением о формировании коматит-базальтовой ассоциации в океанической обстановке под воздействием плюма, а дифференцированной серии метавулканитов зеленокаменного пояса – в островородужной обстановке на конвергентной границе литосферных плит, в период, сопоставимый с образованием хизоваарского комплекса Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов.

2.1.3. Пебозерский зеленокаменный пояс

Неоархейские метаморфизованные осадочно-вулканогенные (зеленокаменные) образования выходят вдоль северо-восточного борта Лехтинской структуры (рис. 5 и 60). Они известны как пебозерская серия лопийского комплекса (Стратиграфия..., 1984) и слагают одноименный зеленокаменный пояс (Вулканизм..., 1981). В составе пояса выделяется три стратотектонические ассоциации (СТА) или свиты: вороньеозерская, хизиярвинская и авнереченская.

Вороньеозерская СТА представлена слюдистыми, амфиболсодержащими, ставролит-кианит-гранатсодержащими сланцами и гнейсами, образовавшимися по вулканитам среднего и кислого состава, в них отмечен прослой полимиктовых конгломератов и кварцитовидных пород. Мощность толщи до 2,5 км.

Залегающая выше по стратотектоническому разрезу СТА – хизиярвинская – сложена амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, образовавшимися по лавам, туфам и туффитам основного состава, в которых отмечаются прослои слюдисто-амфиболовых и слюдисто-карбонатных сланцев. Мощность хизиярвинской СТА до 2 км.

Структурно выше залегает авнереченская СТА, сложенная сланцами, образовавшимися по кислым вулканитам, плагиосланцами, биотит-хлоритовыми, графитистыми, магнетитсодержащими сланцами. Мощность толщи до 800 м.

Время проявления андезитового вулканизма, представленного туфами вороньозерской СТА, определено (Матреничев и др., 2000) U-Pb методом по цирконам и оценивается в 2790 ± 19 млн лет. Эта датировка позволяет предполагать, что данный зеленокаменный комплекс сопоставим по времени формирования с хизоваарским.

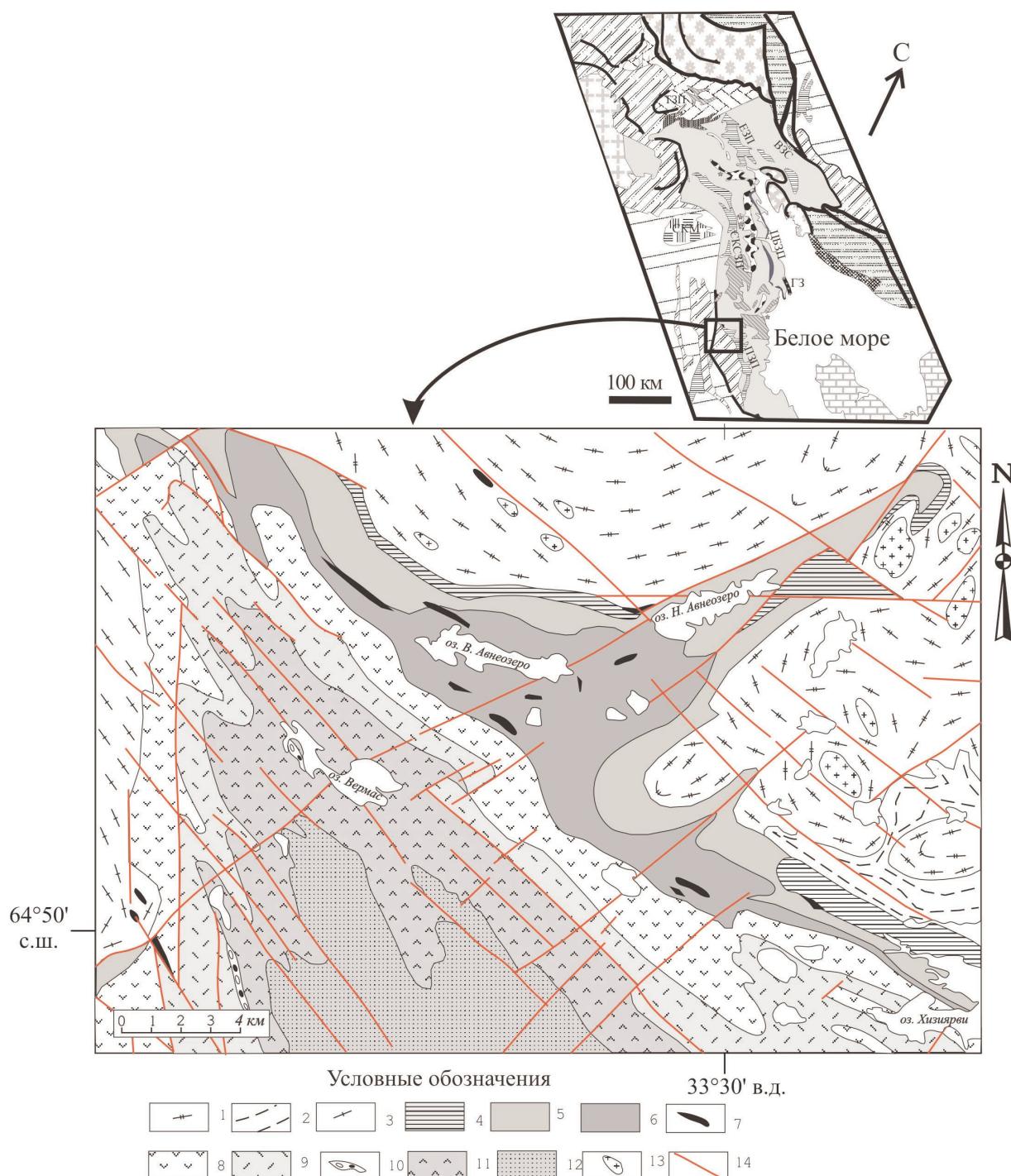


Рис. 60. Схема геологического строения северо-западной части Лехтинской структуры в районе озер Верхнее и Нижнее Авнозеро (составлена в рамках проекта ФЦП «Интеграция» под рук. О. И. Володичева):

1–6 – архейские образования: 1 – гнейсограниты; 2 – тоналитогнейсы; 3 – плагиогранитогнейсы; 4–6 – пебозерский зеленокаменный комплекс: 4 – вороньеозерская СТА, 5 – хизиярвинская свита, 6 – авнереченская СТА; 7–13 – палеопротерозойские образования: 7 – дайки габброидов; 8 – тунгудская свита; 9 – ожиярвинская свита; 10 – железноворотинская свита; 11 – ватулминская свита; 12 – колгеваарская свита (ятулий); 13 – гранитоиды; 14 – разрывные нарушения

На врезке: местоположение рис. на схеме распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур (см. рис. 5)

Вместе с тем рассмотренная выше точка зрения на строение развитых в районе оз. Ниж. и Верх. Авнеозера вулканогенно-осадочных образований неоархея не является общепризнанной (Богданов и др., 1968), что объективно связано со сложностью геологического строения территории. Решение этой проблемы во многом определяется расшифровкой структуры территории, а также прецизионным датированием реперных объектов. Кроме того, вызывает острую дискуссию вопрос о возрастной позиции образований, залегающих структурно выше зеленокаменного комплекса: они традиционно (Коросов, 1991; Раннепротерозойский..., 1984) относятся к палеопротерозойским (сумийским, сариолийским и ятулийским) образованиям, однако ряд исследователей (Светов, Свириденко, 1991) на основании геологических и петрографических данных коррелируют часть их (окуневскую и тунгудскую свиты) с неоархейским комплексом. Именно поэтому далее несколько слов будет сказано о палеопротерозойских образованиях, так как среди них при дальнейших исследованиях могут быть обнаружены и архейские комплексы.

Неоархейские зеленокаменные образования перекрываются осадками и вулканитами сумийского комплекса, в составе которого в Лехтинской структуре выделяются окуневская, тунгудская и ожиярвинская свиты. Окуневская свита представлена переслаивающимися кварцевыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, кварцитами, серицитовыми и мусковитовыми сланцами, которые несогласно перекрывают нижележащие толщи. Породы свиты распространены в виде отдельных линз, и, соответственно, мощность толщи изменяется от 0 до 250 м. В северо-западной части структуры, например, эта толща не отмечена. Залегающая выше тунгудская свита сложена вулканитами базальтового и андезибазальтового состава с редкими прослоями аркозовых песчаников, слабоуглеродистых, кремнистых и карбонатных сланцев. С нижележащими породами она имеет согласные контакты. Базальтоиды тунгудской свиты в ряде случаев образуют лавовые потоки мощностью 3–40 м (Робонен и др., 1974). Мощность свиты до 2 км, но местами она также выклинивается. Петрохимическая характеристика вулканитов толщи весьма ограничена и требует существенного дополнения.

На породах тунгудской свиты залегают кислые вулканиты ожиярвинской свиты. Они представлены серией лавовых потоков, сложенных кварцевыми, кварц-микроклиновыми и микроклиновыми порфирами. Отмечены прослои осадочно-пирокластических образований. Мощность свиты варьирует от 400 до 800 м. Установлен изотопный возраст пород свиты по цирконам, равный $2442,8 \pm 4,8$ млн лет (Левченков и др., 1994).

Выше кислых вулканитов ожиярвинской свиты залегают в виде линзовидных тел конгломераты (кварцевые и полимиктовые), кварциты, гравелиты, известные как железноворотинская свита. Ее мощность достигает 200–250 м.

Толща вулканогенных и полимиктовых терригенных образований, залегающая выше по разрезу, выделяется как ватулминская свита и относится к сариолию. Она залегает трансгрессивно на нижележащих комплексах, и часто в их основании обнаруживаются следы коры химического выветривания, а также обломочные породы (конгломератобреекции, конгломераты, аркозы), в которых велика роль пирокластического материала. Вулканиты этой свиты представлены лавами базальтового и андезибазальтового (до андезитового) состава. Широко развиты пузыристые и миндалекаменные лавы и эксплозивные образования (туфы, туфоконгломераты). Отмечается исключительно фациальная изменчивость толщи (Раннепротерозойский..., 1984). Мощность ватулминской свиты оценивается в 1 км.

Выше залегает колгеваарская свита (рис. 60), сложенная кварцевыми конгломератами, песчаниками и гравелитами, кварц-сериицитовыми сланцами. Мощность толщи до 300 м.

Большая часть вулканогенных и осадочных образований Лехтинской структуры пока мало изучена в геохронологическом и геохимическом отношениях, поэтому здесь возможны в будущем значительные открытия.

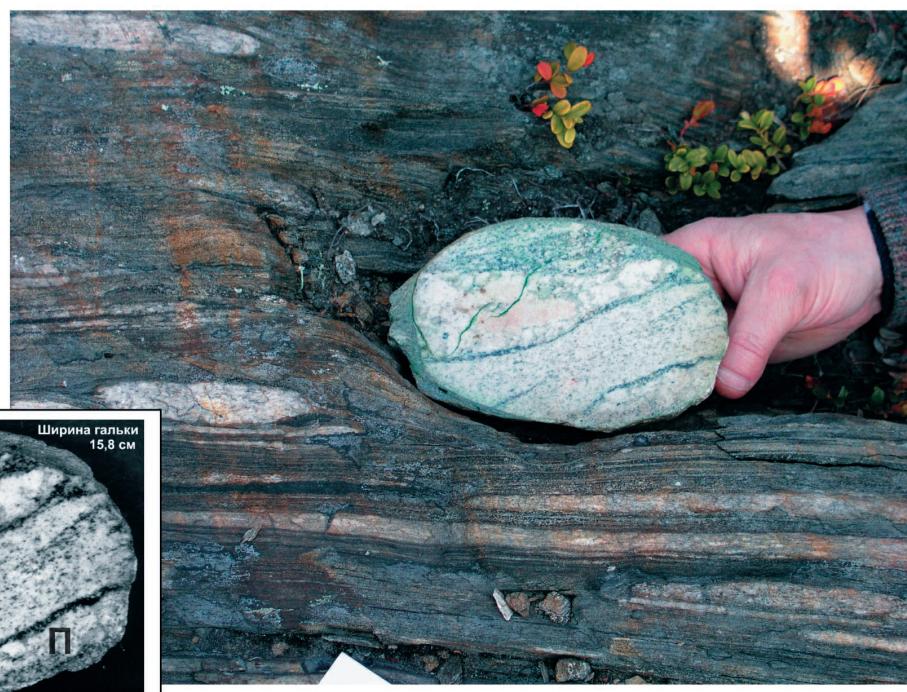
2.1.4. Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс

Фрагменты Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса (Пожиленко и др., 2002) установлены на границе Беломорского подвижного пояса с Центрально-Кольским доменом, в пределах Воче-Ламбинской сдвиговой зоны (Балаганский, Козлова, 1997; Воче-Ламбинский..., 1991), являющейся элементом Печенга-Варзугской тектонической зоны (Daly et al., 1993). Ряд исследователей (Вревский, 1989; Чащин и др., 2004) рассматривают данную структуру как элемент крупного Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. В составе пояса закартировано четыре СТА (толщи), границы между которыми, а также структурно нижележащими гнейсогранитами ТТГ ассоциации имеют тектоническую природу (Воче-Ламбинский..., 1991). Супракrustальные образования представлены крайне неравномерно рассланцованными гнейсами и амфиболитами – метаморфизованными вулканитами (вероятно, лавами и туфами), отвечающими по составу риодазитам, дацитам, андезитам, андезибазальтам и базальтам. Среди них преобладают породы среднего и кислого состава, как правило, нормальной щелочности, но часть фигуративных точек их составов на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Воче-Ламбинский..., 1991, с. 85) располагается в поле субщелочных пород. Важными компонентами трех (из четырех выделяемых) толщ являются метаосадки (аркозы, граувакки, субграувакки), а также линзы полимиктовых конгломератов, среди которых присутствуют туфоконгломераты, седиментационные конгломератобрекции (Богданов и др., 1976; Воче-Ламбинский..., 1991; Латышев, 1984). В состав обломков конгломератов, по данным Т. Ф. Негруца (Воче-Ламбинский..., 1991), входят разнообразные разгнейсовые гранитоиды (в том числе микроклиновые), гнейсы (метавулканиты среднего и кислого состава), амфиболиты (метабазальты), метагабброиды, горнблендиты, редко кварцолиты. Разгнейсовые мигматизированные гнейситоналиты конгломератов аналогичны породам инфракомплекса как по особенностям состава и строения, так и по возрасту формирования. Оригинальные тонкие геохронологические исследования показали (Кислицин и др., 2000а), что U-Pb возраст абрэдированных цирконов из гнейситоналитовой гальки конгломерата (рис. 61) второй толщи – 2807 ± 7 млн лет, и он определяет магматическую стадию формирования гранитоидов. Этот возраст аналогичен возрасту пород ТТГ ассоциации, залегающей структурно ниже, который оценивается в 2807 ± 9 млн лет (Воче-Ламбинский..., 1991; Mitrofanov et al., 1991). Эти данные позволяют судить о нижней границе формирования супракrustального комплекса, а также о сиалической природе этого зеленокаменного пояса. Осадочные образования вулканогенно-осадочного комплекса Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса имеют черты сходства с оползневыми образованиями подводных склонов (Воче-Ламбинский..., 1991).

Время формирования вулканитов пояса не удается установить достаточно надежно, но существует несколько согласующихся определений, которые, с учетом вышеизложенного о возрасте гальки конгломерата, позволяют судить о наиболее вероятном периоде их образования. U-Pb возраст габброанортозитов, секущих супракrustальные образования, оценивается в 2491 ± 13 млн лет (Кислицын, 2001; Кислицын и др., 2000б), что определяет верхнюю возрастную границу вулканитов. Минимальный Pb-Pb возраст цирконов из метатуфа андезитов четвертой толщи составляет 2663 млн лет и отражает усредненный возраст магматизма и метаморфизма, т. е. может приниматься за верхний возрастной предел вулканизма (Кислицын и др., 2000а). Rb-Sr изохrona, построенная по вулканитам этого комплекса, отвечает возрасту 2530 ± 13 млн лет и оценивается как метаморфогенная (Воче-Ламбинский..., 1991; Balashov et al., 1992). Существуют (Вревский, Левченков, 1992) также результаты определения U-Pb возраста цирконов из метариодицита данного комплекса: 2800 ± 150 млн лет, однако большая величина ошибки не позволяет надежно интерпретировать их. В 2004 г. были датированы U-Pb методом по цирконам риодациты кислогубской свиты, в состав которой ряд исследователей (Латышев, 1984; Чащин и др., 2004) включают также полимиктовые конгломераты, рассмотренные выше. Возраст риодацитов оценивается в 2718 ± 10 млн лет (Чащин и др., 2004).



(а)



(б)

Рис. 61. Полимиктовые конгломераты Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса: (а) общий вид; (б) галька рассланцованных, мигматизированных и деформированных гранитоидов, среди которых (см. врезку) выделяются тоналито-гнейсы – Т (их возраст – 2807 ± 7 млн лет и коррелируется с возрастом гранитоидов фундамента), лейкограниты – Л и пегматиты – П (Балаганский, 2005)

Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы кислых вулканитов пояса (ϵ_{Nd} (2800) = +2,57, $t_{DM} = 2756$ млн лет) и тоналитогнейсов инфракомплекса (ϵ_{Nd} (2800) = +2,04; $t_{DM^{Nd}} = 2808$, 2875 млн лет) показали (Daly et al., 1993), что, как и во многих других районах Беломорской провинции (Бибикова и др., 1999б; Лобач-Жученко и др., 2000а; Timmerman, Daly, 1995), у пород отсутствует длительная коровая предыстория. Таким образом, Воче-Ламбинский зеленокаменный комплекс образовался в период 2,8–2,66 млрд лет (наиболее вероятно – 2,7 млрд лет) на энсиалическом фундаменте, в составе которого не отмечено протолита с длительной коровой историей.

Воче-Ламбинский зеленокаменный комплекс является единственным из известных в настоящее время в Беломорском подвижном поясе, энсиалическая природа которого убедительно доказана (Воче-Ламбинский..., 1991). Особенности седиментогенеза (формирование осадков в конусах выноса, синхронный с ним вулканизм, активное разрушение гнейсогранитоидного фундамента) и вулканизма (вариации состава от базальтов до риолитов, с преобладанием риодацитов, а также наличие среди них разностей с повышенной щелочностью) позволяют, с определенной долей условности, сопоставлять его с вулканогенной молассой, сформировавшейся на позднеколлизионной стадии развития Беломорской неоархейской коллизионной системы.

2.1.5. Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс

Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс – это узкая линейная структура, имеющая генеральное СЗ простирание с падением на СВ и сложенная метабазитами (амфиболитами) и ультрабазитами с редкими прослоями и линзовидными телами орто- и парагнейсов, анортозитов. Пояс прослеживается с СЗ на ЮВ примерно на 150–160 км и, вероятно, имеет продолжение на ЮВ. Его ширина варьирует от 0,5 до 3,0 км. В его составе выделено четыре структуры (рис. 62): Серякская, Нигрозерская, Лоухско-Пиземская и Нижнемско-Олењеостровская (Слабунов, 1994; Slabunov, Stepanov, 1998). На схеме геологического строения территории (рис. 5, 62) отчетливо видно азимутальное несогласие между Центрально-Беломорским зеленокаменным поясом и Чупинским парагнейсовым. Ранее (Стенаръ, 1972, 1987; Сыстра, 1978) этот пояс рассматривался как толща в основании разреза хетоламбинской свиты беломорской серии, а в настоящее время – как часть хетоламбинского покрова (Миллер и др., 2005; Миллер, Милькевич, 1995).

Серякская структура пояса – это наиболее хорошо сохранившийся и обнаженный элемент структуры (рис. 63, 64). Он прослеживается более чем на 70 км. Лучше других частей этой структуры изучен район на северо-восточном берегу оз. Серяк (Балаганский и др., 1986; Дук, 1967; Миллер, Милькевич, 1995; Слабунов и др., 2005б; Степанов, 1983; Степанов, Слабунов, 1989; Хок, Миллер, 1993). В этой структуре в районе оз. Серяк (рис. 64) установлено самое крупное (мощностью до 300 м) тело ультрабазитов в рассматриваемой зоне. Оно деформировано и находится среди амфиболитов. По геофизическим данным оно прослеживается на глубину до 100 м (Суханов и др., 2003). В амфиболитах не отмечены реликты первичных текстур, их типизация проводится, главным образом, по петрографическим и петрогохимическим характеристикам. Кроме того, выделяются амфиболиты, слагающие тела дайкообразной формы. В составе ассоциации, кроме преобладающих групп пород, установлены небольшие тела анортозитов (район оз. Скальных), линзы колчеданов (Ругозерская губа, Кив-губа и др.). В районе оз. Серяк среди базит-гипербазитов выделяется комплекс, состоящий из матрикса в виде порфиробластических гранат-биотитовых гнейсов и линзовидных тел амфиболитов и метаультрабазитов (рис. 64). Природа этого комплекса пока не ясна: это может быть либо зона метасоматической переработки пород базит-гипербазитового комплекса, либо метаморфизованная зона меланжа (Слабунов и др., 2005б).

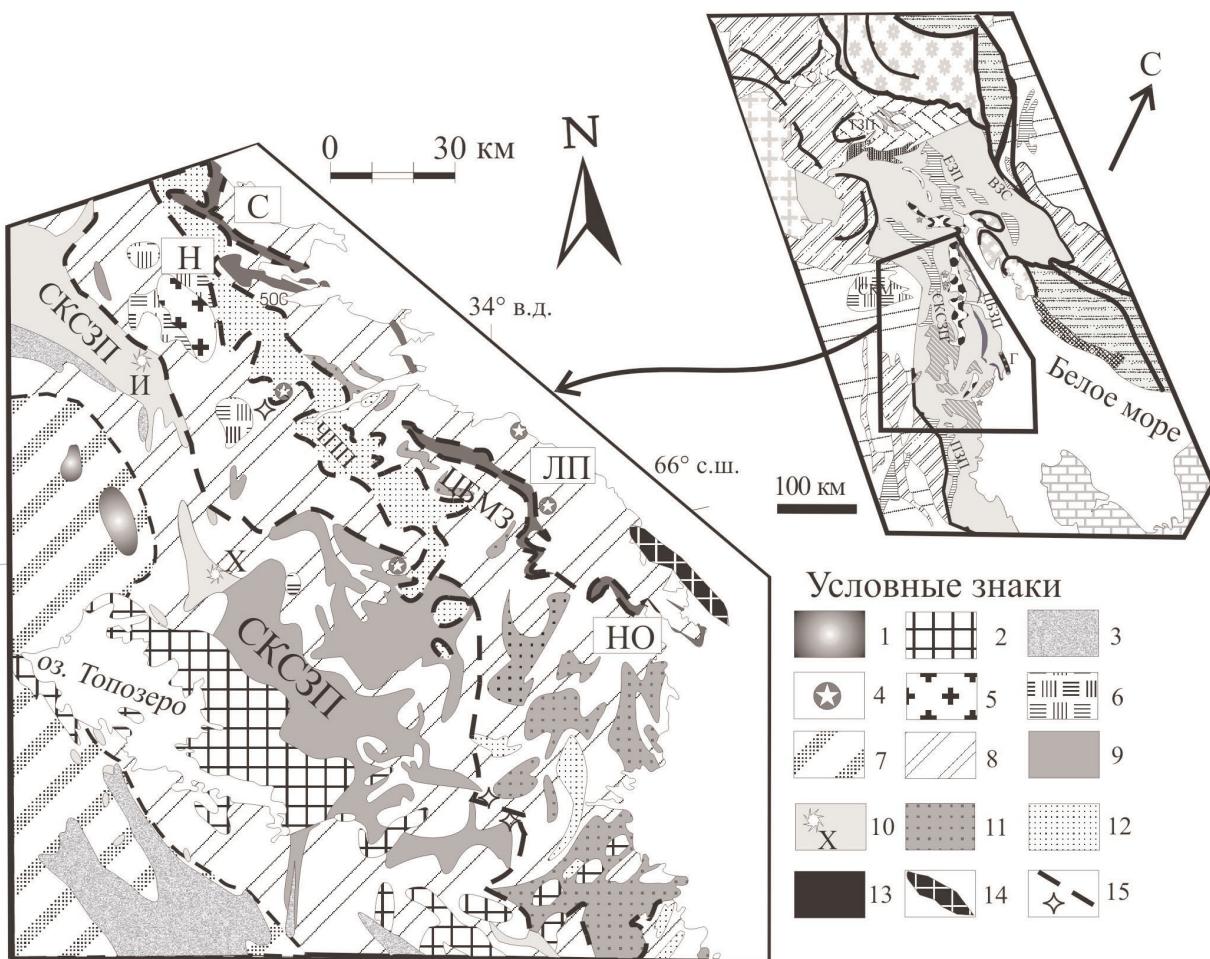


Рис. 62. Схема геологического строения Северной Карелии и расположение Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса:

1 – Ельтьозерский ультрамафит-габбро-щелочной комплекс (1,745–1,827 млрд лет); 2 – интрузивные чарнокиты топозерского типа (-2,45 млрд лет); 3 – палеопротерозойские осадочные и вулканогенные образования (2,5–1,92 млрд лет); 4 – массивы комплекса габбро-анортозитов (-2,45 млрд лет); 5 – чарнокиты пажминского типа (2,66 млрд лет); 6 – интрузивные эндербиты (-2,7 млрд лет); 7 – гранитоиды ТТГ ассоциации КК (3,5–2,85 млрд лет), 8 – гранитоиды ТТГ ассоциации БПП (2,89–2,6 млрд лет); 9–10 – мезо- и неоархейские зеленокаменные комплексы: 9 – керетьозерский (2,9–2,82 млрд лет), 10 – хизоваарский (2,8–2,76 млрд лет). Звездочкой показано расположение структур: Х – Хизоваарской, И – Ириногорской; 11 – амфиболиты БПП (нерасчлененные), 12 – метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса (ЧПП), 13 – метабазит-гипербазитовый комплекс ЦБЗП: его структуры обозначены буквами: С – Серякская, Н – Нигрозерская, ЛП – Лоухско-Пиземская, НО – Нижнемско-Оленьескостровская; 14 – Гридинский неоархейский эклогитсодержащий комплекс; 15 – поверхности смесятелей предполагаемых покровов. Ромбовидный значок – фрагменты зон неоархейского меланжа
На врезке: местоположение рис. 62 на схеме распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур. Усл. обозн. см. на рис. 60

Рассматриваемый базит-гипербазитовый комплекс интрудирован телами диоритов с возрастом $2,85 \pm 0,01$ млрд лет (Borisova et al., 1997). Эти диориты содержат ксенолиты всех основных разновидностей пород комплекса (Степанов, 1983; Степанов, Слабунов, 1989) и таким образом надежно определяют верхнюю возрастную границу мафит-ультрамафитового комплекса.

Южнее Серякской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса располагается Лоухско-Пиземская (рис. 62, 65), которая прослеживается в виде дуги примерно на 55 км. Для понимания геологии региона особое значение имеет участок этой структуры в районе оз. Мал. Ворочистое (рис. 66). Здесь в составе базит-гипербазитового комплекса установлен прослой мелкозернистых гнейсогранитов, отвечающих по составу трондьемитам.

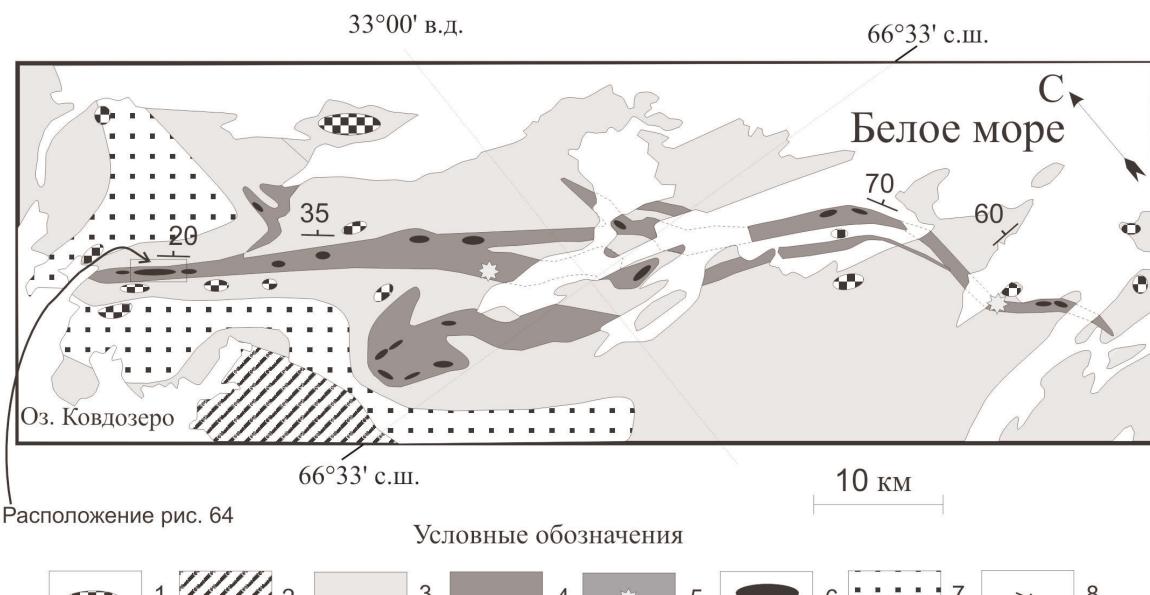


Рис. 63. Схема геологического строения Серякской и Нигрозверской структур Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (Степанов, Слабунов, 1989 с дополнениями):

1 – интрузии палеопротерозойского комплекса лерцолитов – габроноритов; 2–6 – мезо- и неоархейские образования; 2 – нигрозверский гранулитовый комплекс; 3 – гранитоиды ТТГ ассоциации; 4 – амфиболиты (метабазальты) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 – колчеданы в амфиболитах; 6 – тела гипербазитов; 7 – метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса; 8 – элементы залегания гнейсовидности

U-Pb возраст цирконов из этих гранитоидов оценивается в 2878 ± 13 млн лет (рис. 67) и отвечает магматической стадии их образования (Бибикова и др., 1999б).

Нигрозверская структура Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (рис. 62) сложена аналогичными по петрографическим и петрогохимическим характеристикам породами (Степанов, Слабунов, 1989), что и Серякская. Вместе с тем ряд исследователей рассматривают ее северо-западную часть как метаморфизованный габбро-анортозитовый массив (Щербакова, Куклей, 1984). Такая интерпретация во многом связана с тем, что среди амфиболитов зоны довольно часто встречаются небольшие (первые метры) тела анортозитов (Степанов, 1981), генетическая связь которых с первыми не является очевидной. В Беломорском подвижном поясе выделяется, по крайней мере, три габброидных комплекса, в состав которых входят анортозиты (Stepanov, Stepanova, 2001).

Нижнемско-Оленеостровская структура располагается в юго-восточной части рассматриваемого зеленокаменного пояса (рис. 62). В составе зеленокаменного комплекса здесь резко преобладают амфиболиты и реже, чем в других сегментах, встречаются гипербазиты. В юго-восточной части структура контактирует по зоне надвига с тектонической пластиной, сложенной Гридинским эклогитсодержащим комплексом (метамеланжем).

Таким образом, главными компонентами породной ассоциации Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса являются амфиболиты (метатолеиты) и метагипербазиты (рис. 68). Амфиболиты, включающие ультрабазиты, образуют пластообразные тела, широко варьирующие по мощности (Степанов, Слабунов, 1989). Они прослеживаются по простиранию на десятки километров. Ультрабазиты образуют, как правило, мелкие (от 5 до 50 м) тела линзовидной или пластовой формы. Вместе с тем, как было показано выше, в районе оз. Серяк (рис. 63) мощность тела достигает 300 м, и оно прослеживается более чем на 1 км (Степанов, 1983; Степанов, Слабунов, 1989). С наложенными тектоническими процессами связана деформация в складки крупных и фрагментированное более мелких ультрабазитовых тел.

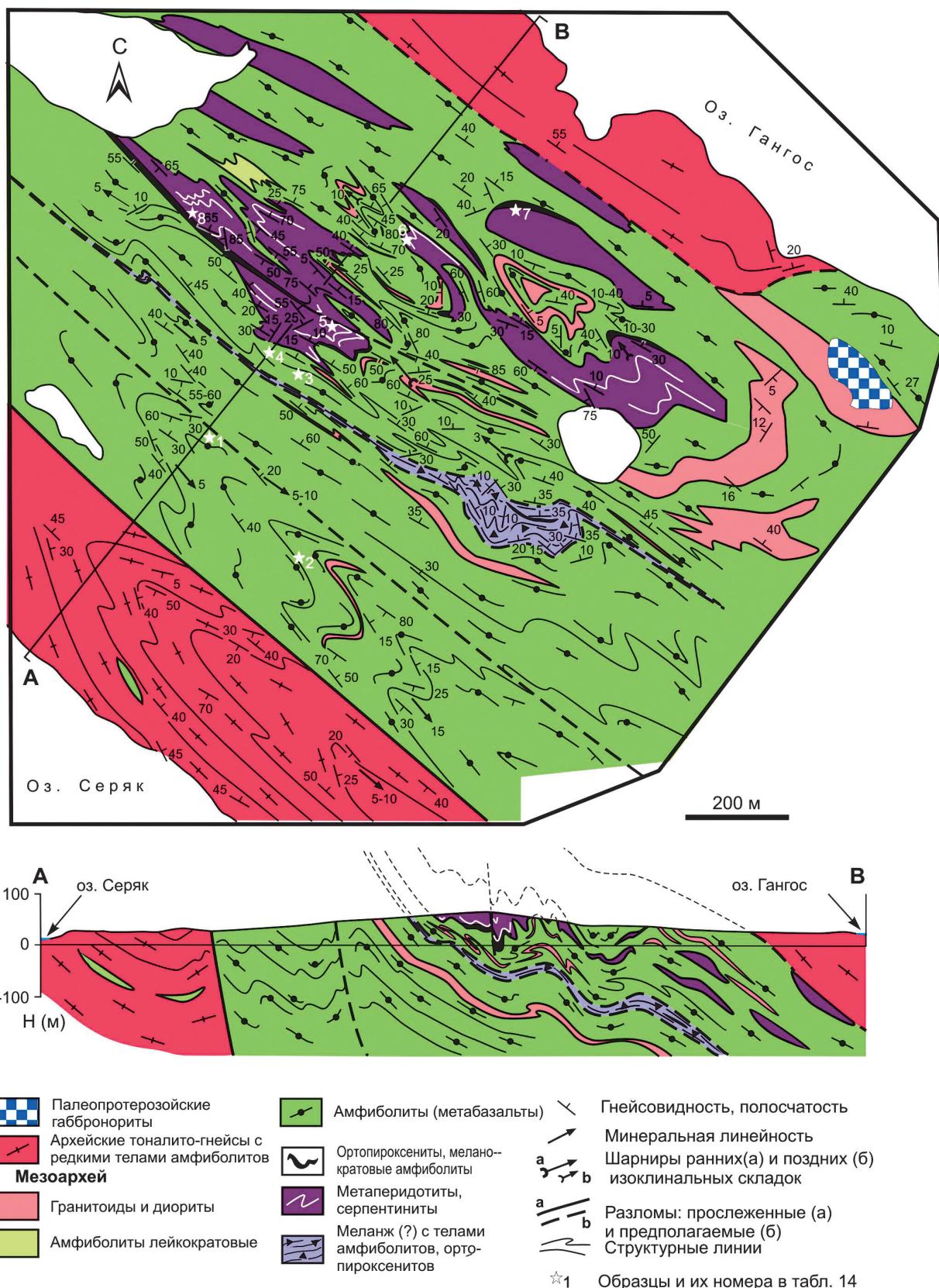


Рис. 64. Схема геологического строения фрагмента Серякской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса на северо-восточном берегу оз. Серяк (Слабунов и др., 2005б с дополнениями)

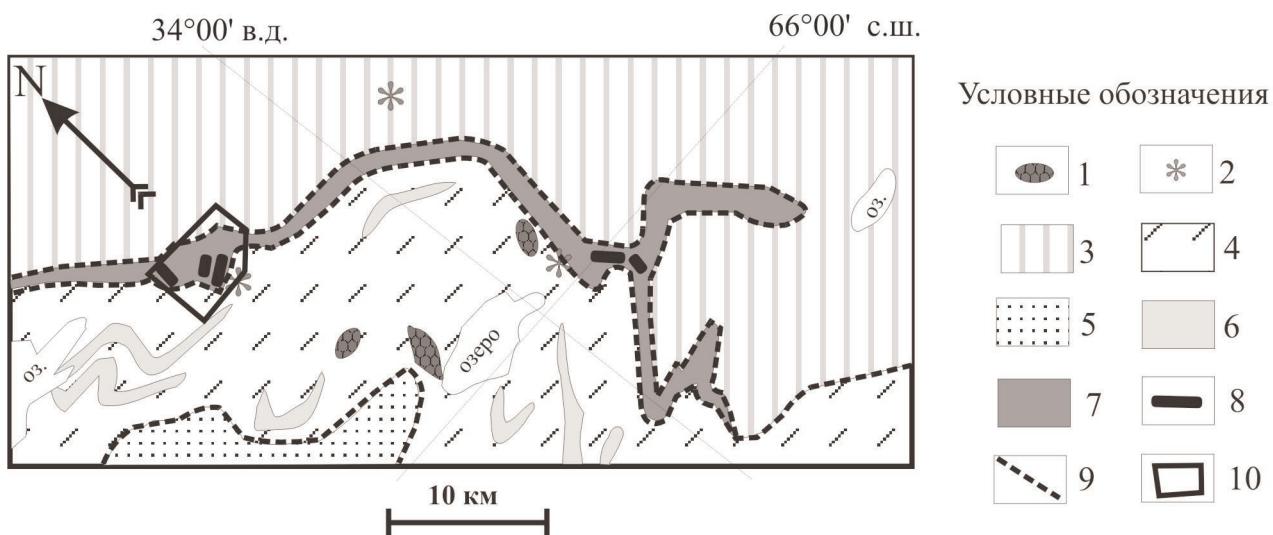


Рис. 65. Схема геологического строения Лоухско-Пиземской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса:

1 – интрузии палеопротерозойского комплекса лерцолитов – габроноритов; 2 – интрузии габбро-анортозитов; 3–8 – мезо- и неоархейские образования: 3 – гетерогенный комплекс гнейсогранитов; 4 – тоналитовые гнейсограниты; 5 – парагнейсы Чупинского пояса; 6 – амфиболиты с прослойями парагнейсов; 7 – метабазальты (амфиболиты); 8 – тела метаультрабазитов; 9 – предполагаемые поверхности надвига; 10 – местоположение детального участка в районе оз. Малое Ворочистое (рис. 66)

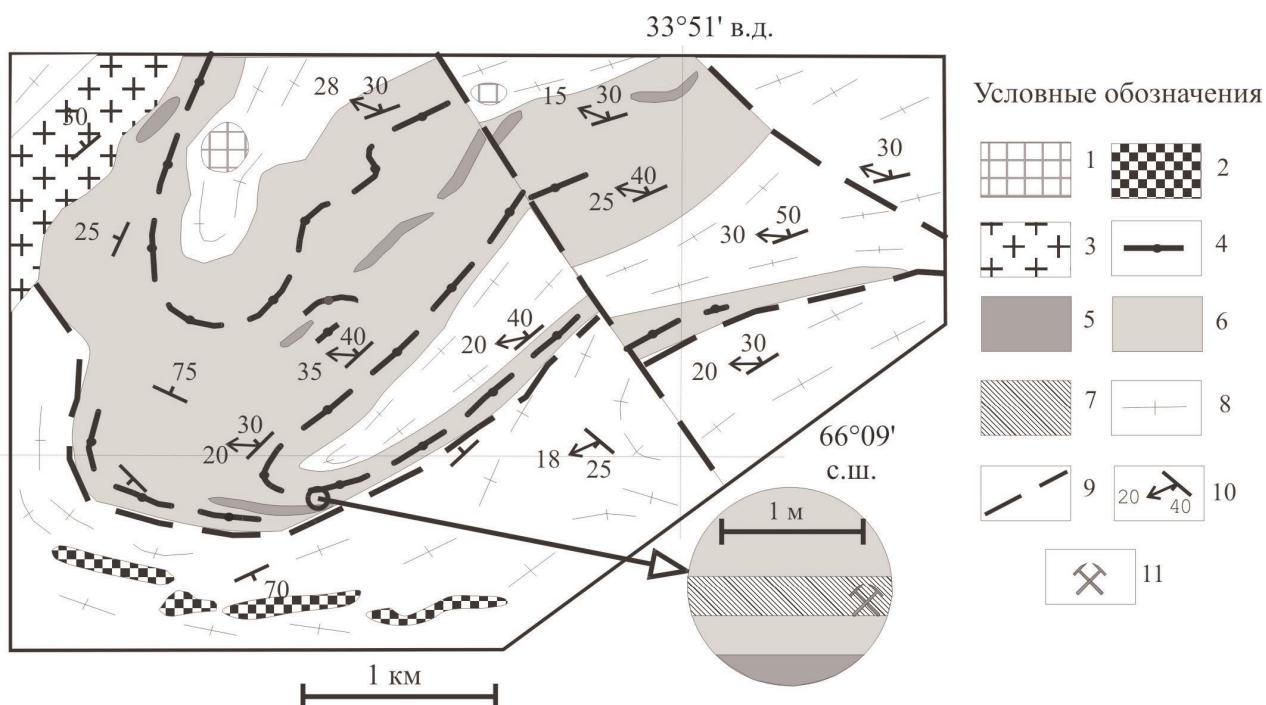


Рис. 66. Схема геологического строения района оз. Малое Ворочистое (составили В. С. Степанов и А. И. Слабунов на основе личных наблюдений и материалов Ю. Й. Сыстры (1978)):

1 – палеопротерозойские интрузии комплекса метапорфиритов – гранатовых габбро; 2 – интрузии габбро-анортозитов; 3–8 – мезо- и неоархейские образования: 3 – плагиомикроклиновые гнейсограниты, 4 – прослои парагнейсов, 5 – тела метаультрабазитов, 6 – метабазальты (амфиболиты), 7 – метатрондемиты, 8 – тоналитовые гнейсограниты; 9 – предполагаемые разломы; 10 – элементы залегания плоскостных и линейных структур; 11 – место отбора геохронологической пробы Э-144 (возраст 2878 млн лет, см. рис. 67)

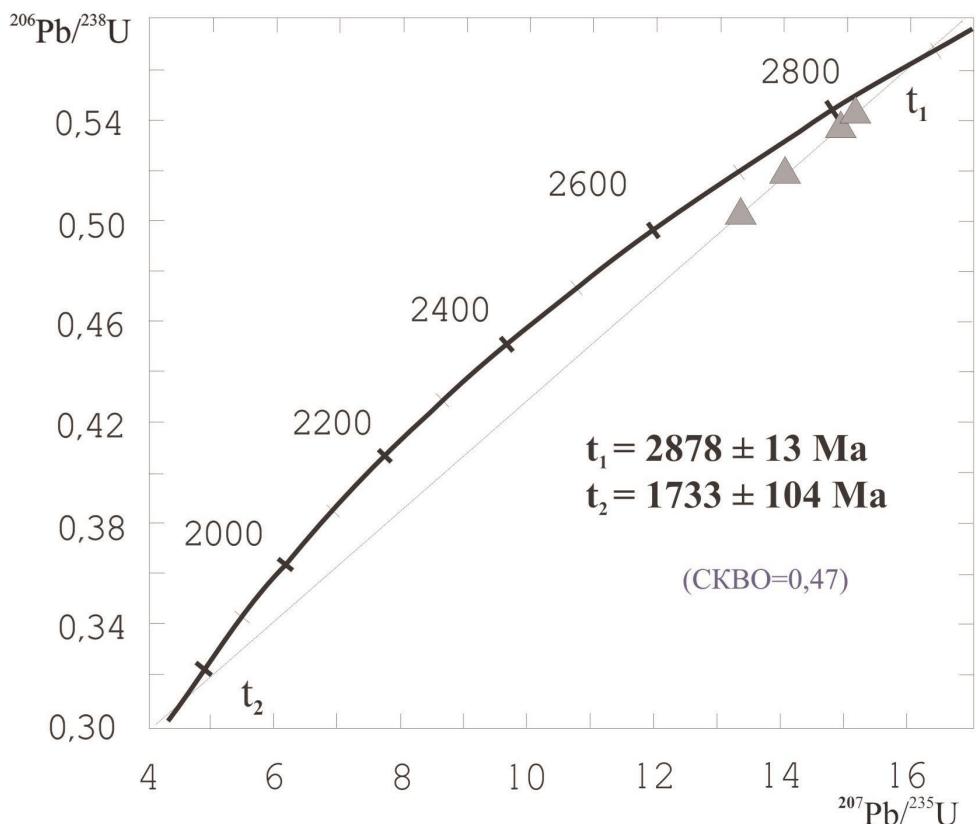


Рис. 67. Диаграмма с конкордией для цирконов из ортогнейса (метатрондьемита) Э-144, Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс, район оз. Малое Ворочистое (Бибикова и др., 1999б). Возраст (t) – в млн лет (Ma)

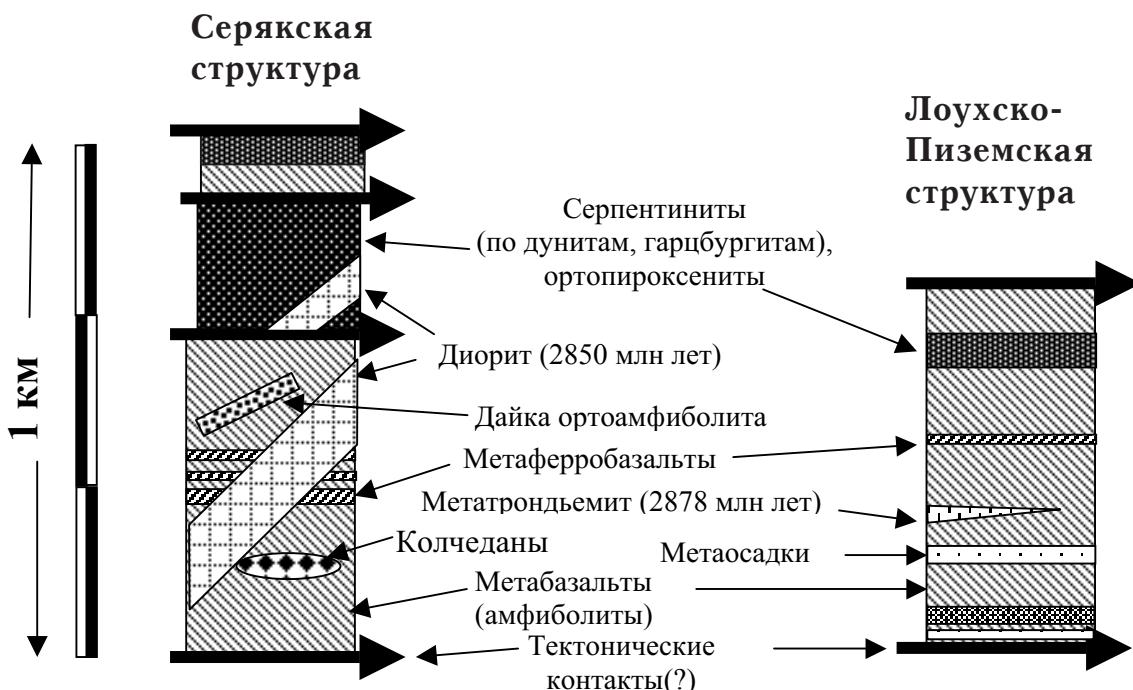


Рис. 68. Схематические стратотектонические разрезы метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса в Серякской и Лоухско-Пиземской структурах

В состав ассоциации входят редкие мелкие тела трондьемитового состава (Лоухско-Пиземская структура), небольшие горизонты метаосадков (гранат-биотитовых гнейсов), в ряде случаев магнетитсодержащих (Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеостровская структуры), линзы колчеданов и тела анортозитов (Серякская и Нигрорезурская структуры). В последней выделяется также ассоциация пород, имеющая черты сходства с меланжем. Суммарная роль перечисленных компонентов в составе ассоциации незначительна.

Минералого-петрографические особенности пород комплекса

Амфиболиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса представлены гранатовыми (рис. 69, А), полевошпатовыми (рис. 69, Б) и гранат-полевошпатовыми разновидностями. Отмечаются эпидот- и диопсидсодержащие амфиболиты. Весьма своеобразной разновидностью являются «рыжие» гранатовые амфиболиты, образующие небольшие пластовые и дайкообразные тела (рис. 70). Их отличительной особенностью является повышенное содержание граната, что предопределяет их темно-красную («рыжую») окраску.

Амфиболиты характеризуются массивной (рис. 69), линзовидно-полосчатой и полосчатой текстурами (рис. 70). Породы часто мигматизированы. Каких-либо реликтов дометаморфических структур или текстур в амфиболитах, как уже отмечалось, не было установлено. Плагиоклазовые амфиболиты обычно имеют более массивную, однородную текстуру. Возможно часть из них сформировалась по габброидам. Состав минералов амфиболитов рассмотрен ранее (Степанов, Слабунов, 1989).

Метагипербазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса представлены серпентинитами (рис. 71; 72, А, Б), образовавшимися по дунитам и гарцбургитам, ортопироксенитами (рис. 72, В) и зелеными меланократовыми амфиболитами (Степанов, 1983; Степанов и др., 2003). В составе серпентинитов сохраняются зерна оливина (85–81% Fo), ортопироксена (89–85% En), шпинели (железистый феррихромит с 21% Cr₂O₃). Находка в архейских породах Беломорского подвижного пояса первичных магматических минералов является крайне редкой (как правило, здесь приходится иметь дело с метаморфогенными минералами), и это дает возможность использовать их для решения вопросов петрогенезиса. В ультрамафитах индикаторную роль играют составы оливинов и шпинелей, которые используются в ряде дискриминационных диаграмм (Arai, 1994; Evans, Frost, 1975; Bedard, 1997). В древних, как правило, преобразованных процессами метаморфизма ультраосновных породах находки первичных минералов особенно важны. Так, например, в западной Гренландии в составе Итсакского гнейсового комплекса (Itsaq Gneiss Complex) благодаря хорошей сохранности первичных минералов установлены древнейшие (более 3,8 млрд лет) абиссальные перидотиты (Friend et al., 2002).

Среди рассматриваемых гипербазитов главную роль играют метапериодиты, которыми сложены центральные части тел. Они представляют собой, как правило, массивные однородные породы иногда с характерной отдельностью (рис. 71). В их краевых частях часто наблюдаются оторочки из ортопироксенитов и амфиболитов, обычно небольшой (первые метры) мощности. Среди гипербазитов отмечаются разновидности с крупными (до 10 см) фенокристаллами ортопироксена и минеральными агрегатами оливин (рис. 72, Б, В), который в значительной степени серпентинизирован. Ортопироксениты связаны постепенными переходами (через оливиновые ортопироксениты) с метапериодитами и «зелеными» апоультрабазитовыми амфиболитами (через амфибол-ортопироксеновые породы). Отмечены мелкие тела, центральные части которых сложены амфиболизированными ортопироксенитами.

Метапериодиты представлены метагарцбургитами и отчасти метадунитами. Первичные минералы, которые в них установлены, – это оливин, ортопироксен и хромшпинелид. Судя по форме серпентиновых псевдоморфоз, позволяющих реконструировать панидиоморфнозернистые структуры (рис. 73), и количественным соотношениям реликтовых минералов, оливин в этих породах резко преобладал над ортопироксеном. Метагарцбургиты выделяются по несколько большему содержанию (до 10–20%) ортопироксена и отличаются большей степенью

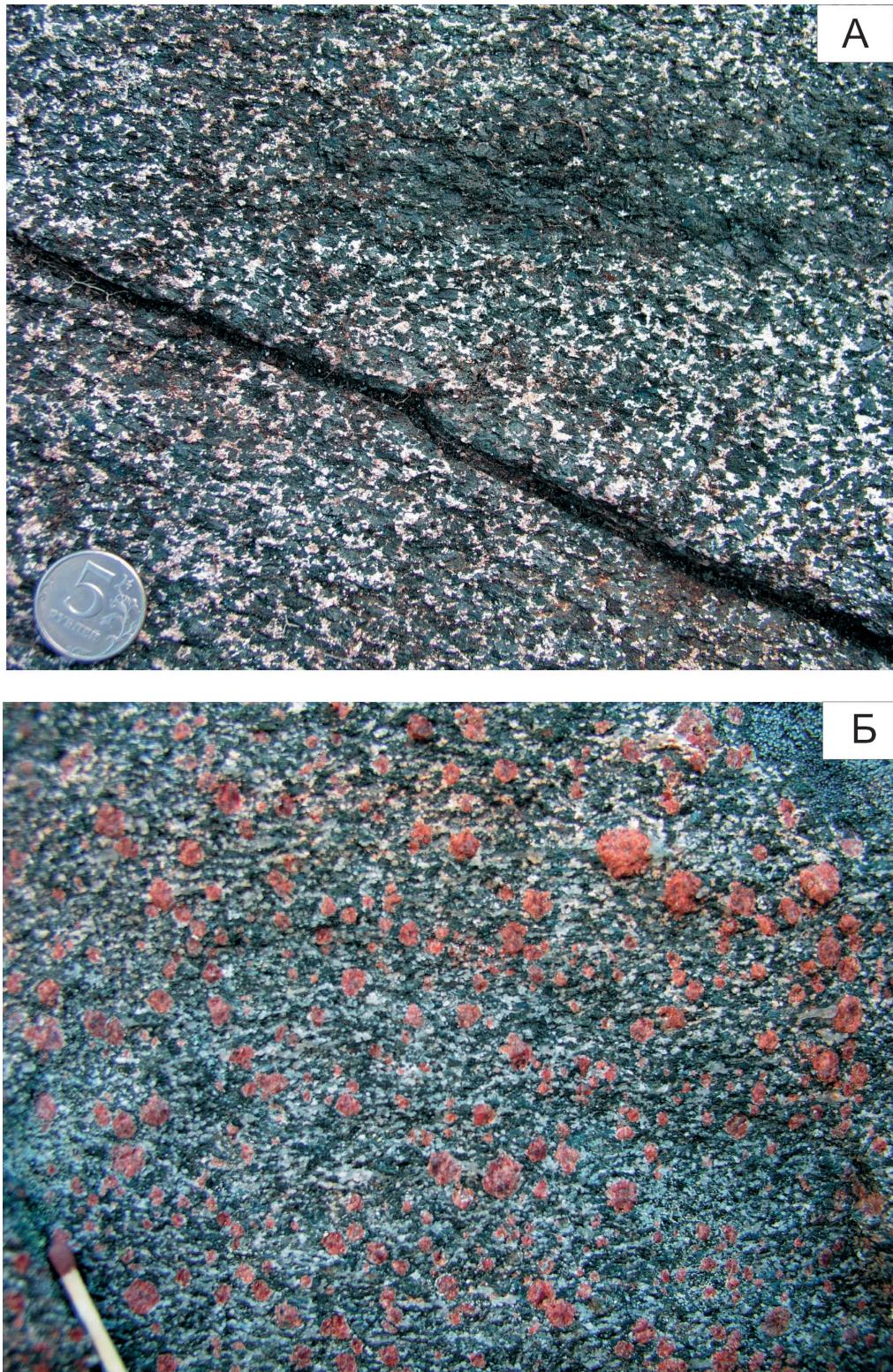


Рис. 69. Структурно-текстурные особенности амфиболитов метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса:

А – слабо рассланцованый, однородный плагиоклазовый с гранатом амфиболит (возможно образовался по габбро). Масштаб: монета диаметром 2,5 см. Оз. Серяк; Б – однородный порфиробластический гранатовый амфиболит. Оз. Серяк

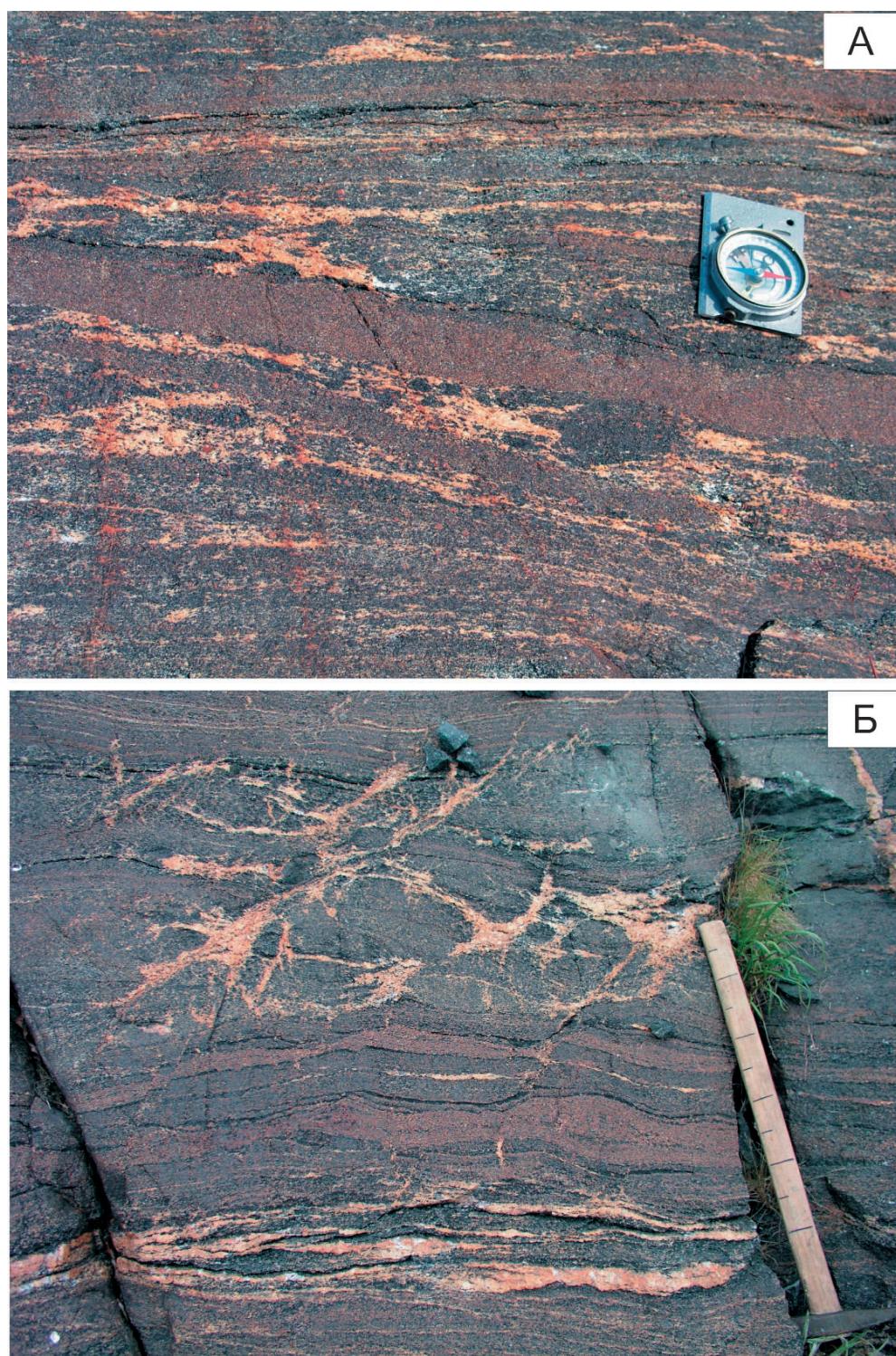


Рис. 70. Текстурные особенности амфиболитов метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса:

А – полосчатые мигматизированные гранат-плагиоклазовые амфиболиты и пологосекущее их дайкообразное тело «рыжих» гранатовых амфиболитов (метаферробазитов). Нижемско-Ольенъостровская структура (Калгалакшская губа Белого моря); Б – слабомигматизированный полосчатый амфиболит. Полосчатость за счет переслаивания гранат-плагиоклазового и гранатового амфиболитов. Нижемско-Ольенъостровская структура (Калгалакшская губа Белого моря)



Рис. 71. Характерная ортогональная отдельность в апоперидотитовых серпентинитах метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Серякская структура, оз. Серяк. Фото А. И. Слабунова и А. В. Степановой

амфиболизации. Количественные соотношения между гарцбургитами и дунитами не поддаются серьезной оценке из-за наличия постепенных переходов между ними, а также метаморфических преобразований, видимо включающих и пироксенизацию первичных пород.

Оливины метаперидотитов представлены мелкими (10–300 мк) реликтовыми зернами, локализованными в пределах серпентиновых псевдоморфоз. Судя по размерам последних, первичные зерна оливина составляли до 400–800 мк в максимальном измерении. По составу оливины отвечают хризолиту (84–86% Fo). Для них характерны микропримеси Mn и Ni (Степанов и др., 2003). Магнезиальность оливинов положительно коррелируется с магнезиальностью пород и близка к ней по абсолютным значениям, что является аргументом в пользу их первичной магматической природы.

Ортопироксен метаперидотитов по составу отвечает бронзиту (85–86% En), обычны микропримеси Mn, Ni, Cr (Степанов и др., 2003). Наряду с мелкими зернами, в метаперидотитах отмечаются крупные порфировидные зерна. Морфология зерен позволяет утверждать, что он кристаллизовался несколько позднее оливина.

Из акцессорных минералов в метаперидотитах присутствуют хромшпинелиды (рис. 74), магнетит, ильменит и изредка сульфиды Cu. Хромшпинелиды играют особую роль в генетической диагностике гипербазитов и более подробно рассматриваются ниже.

Ортопироксениты имеют подчиненное распространение среди гипербазитов и связаны постепенными переходами с метаперидотитами. Они наблюдаются в виде зон небольшой мощности на периферии крупных метаперидотитовых тел, а также небольших линз, приуроченных



А

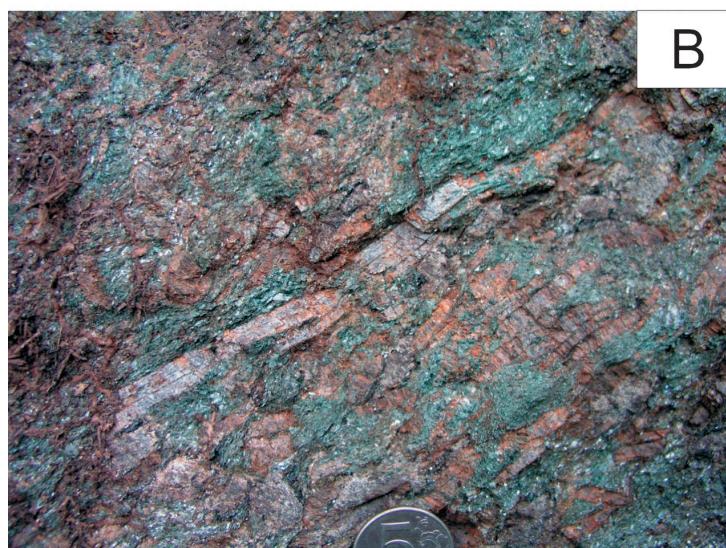
Рис. 72. Структурные и текстурные особенности метапериодитов метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Серякская структура, оз. Серяк. Фото А. И. Слабунова и А. В. Степановой

А – метапериодит с пятнистой текстурой. Светлые обособления представлены псевдоморфозами агрегатов серпентина и хромистого магнетита по сросткам или крупным зернам оливина (реликты оливина сохраняются), а также крупные кристаллы ортопироксена. Основная масса породы – сланцеватый агрегат вторичных минералов: амфибола, хлорита, карбоната и хроммагнетита;



Б

Б – метапериодит (метадунит) с крупными (до 15 см) обособлениями агрегатов серпентина, хромистого магнетита, образовавшихся по оливиновым агрегатам;



В

В – ортопироксенит с крупными (до 15 см) кристаллами ортопироксена в сланцеватом агрегате вторичных минералов: амфибола, хлорита, карбоната и хроммагнетита

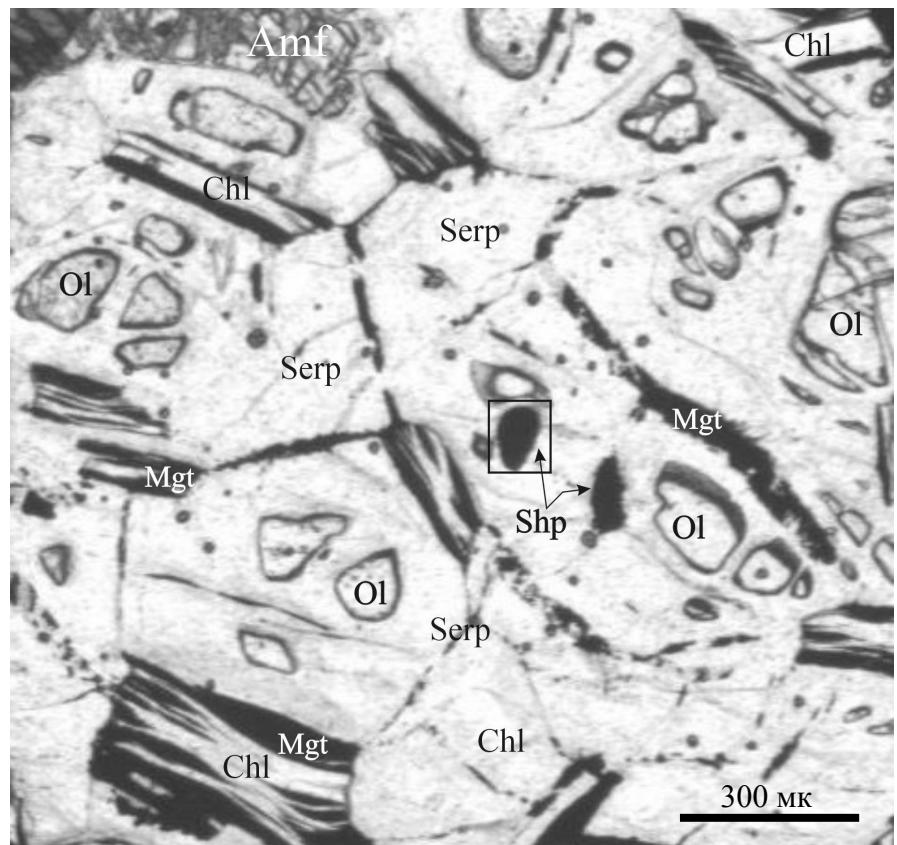


Рис. 73. Аподунитовый серпентинит с реликтами пандиоморфнозернистой структуры; микрофото без анализатора. Прямоугольником отмечено положение рис. 74 (Степанов и др., 2003)

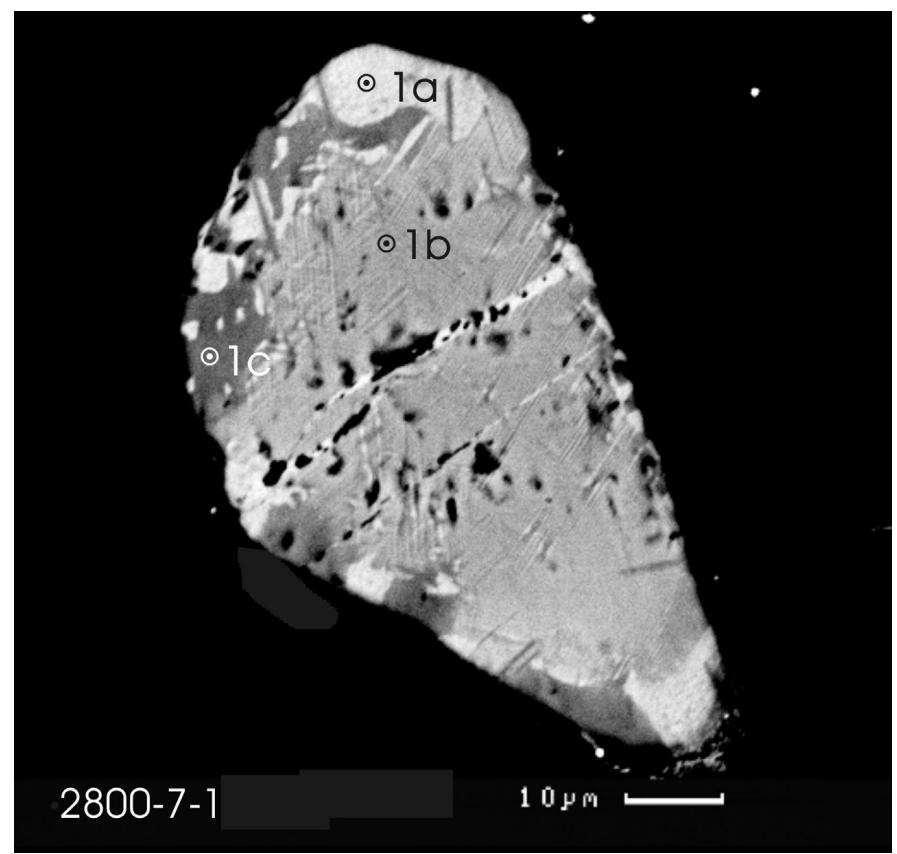


Рис. 74. Микрофото зерна хромшпинели в отраженном свете. Точки 1а и 1б – места анализов (Степанов и др., 2003)

к ядерным частям мелких объектов, сложенных tremolитовыми амфиболитами. От метапериодитов они отличаются более крупной зернистостью: обычно размер ортопироксеновых кристаллов составляет первые сантиметры и иногда достигает 15 см в длину (рис. 72, В). Оливиновые зерна значительно меньше по размерам. Структурный облик породы определяется крупными кристаллами ортопироксена, количество которых в пироксенитах превышает 50%. Промежутки между ними заполнены более мелкими зернами оливина, ортопироксена и вторичных минералов – амфиболов, карбоната, серпентина, хлорита и магнетита. Минеральные составы ортопироксенитов варьируют в широких пределах как по соотношению оливин – ортопироксен, так и по содержанию вторичных минералов. По текстурным признакам среди них отмечены как массивные породы, так и разновидности с признаками рассланцевания и предпочтительной ориентировкой кристаллов ортопироксена.

Оливины ортопироксенитов по составу аналогичны оливинам метапериодитов. Обычно это мелкие реликты в пределах серпентиновых псевдоморфоз. Кроме того, наблюдаются включения мелких округлых зерен оливина в ортопироксеновых фенокристаллах. Синхронное групповое погасание зерен оливина, очевидно, отражает их принадлежность к одному кристаллическому индивиду, в той или иной степени замещенному ортопироксеном. Таким образом, в этих случаях несомненно более поздняя по отношению к оливину кристаллизация ортопироксена (Степанов и др., 2003).

Ортопироксены представлены бронзитом (85% En). По химическому составу они аналогичны ортопироксенам, образующим фенокристаллы в метапериодитах. Ортопироксены заметно различаются по облику кристаллов. Наряду с хорошо образованными идиоморфными призматическими кристаллами, встречаются кристаллы с неровными бухтообразными ограничениями и значительным количеством мелких включений оливина и хромшпинелидов. По форме эти зерна очень похожи на порфиробласты. Такие фенокристаллы отмечены и в метапериодитах (Степанов и др., 2003).

Вторичные минералы гипербазитов представлены антофиллитом, роговой обманкой (высокомагнезиальной), карбонатом (вероятно, магнезитом), серпентином и хлоритом. При этом антофиллит и карбонат характерны для пироксенитов, а остальные минералы отмечаются во всех типах пород. Антофиллит и карбонат образуются на ранней стадии метаморфизма ультрабазитов. Очевидно, образование роговой обманки – магнезиальной в метапериодитах и высокомагнезиальной в метапироксенитах – обусловлено регионально проявленным метаморфизмом амфиболитовой фации. Интенсивное развитие этого процесса приводит к образованию «зеленых» tremolитовых амфиболитов. С более поздними метаморфическими процессами в гипербазитах связаны серпентинизация и хлоритизация. Местами достаточно отчетливо устанавливается более позднее по отношению к амфиболу развитие серпентина (Степанов и др., 2003). Он избирательно замещает зерна оливина и в значительно меньшей степени – ортопироксена. Наиболее интенсивно серпентинизированы дуниты, в которых нередко полностью отсутствуют первичные минералы. Наблюдаются разные стадии процесса серпентинизации: от развития петельчатых структур до образования полных псевдоморфоз по оливину. В серпентине из метапериодита установлены следующие содержания (в мас. %) микропримесей: NiO – 0,33; CoO – 0,023; ZnO – 0,016; Cr₂O₃ – 0,058 и V₂O₅ – 0,017. Наиболее поздним минеральным образованием в гипербазитах является хлорит ($Mg\# = 0,92$), тесно ассоциирующий с пылевидным магнетитом. В составе хлорита установлены следующие содержания (в мас. %): NiO – 0,47; CoO – 0,01; Cr₂O₃ – 0,28 и V₂O₅ – 0,064.

Хромшпинелиды имеют особое значение для генетической диагностики гипербазитов, вследствие чего именно они являлись объектом детального изучения. В шлифах хромшпинелиды из ультрабазитов района оз. Серяк представлены мелкими (до 100 мк) непрозрачными неправильно изометричными, значительно реже идиоморфными зернами (рис. 73, 74). На микрозонде исследовался состав ряда минеральных индивидов, определенных в прозрачных

шлифах как вероятные зерна шпинели. Проанализированные образцы были отобраны из ультрабазитов разного состава и разной степени серпентинизации, в результате чего в выборку вошли зерна, ассоциирующие с различными породообразующими минералами. По химизму хромшпинелиды варьируют от ферроферриалюмохромита до хроммагнетита и магнетита (Степанов и др., 2003). Ферроферриалюмохромит установлен в метапериодитах ($Mg\#_{\text{породы}} = 86$), где ассоциирует с оливином состава Fo₈₅ и ортопироксеном состава En₈₆, серпентином, хлоритом и пылевидным магнетитом. Для ферроферриалюмохромита характерны низкая магнезиальность $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0,15\text{--}0,2$ и относительно высокая хромистость $Cr/(Cr + Al) = 0,61\text{--}0,87$ при значительной доле железа (46,73–57,34% FeO^*) и высокой его окисленности: $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 0,42\text{--}0,50$.

В одном из зерен ферроферриалюмохромита (рис. 74) установлены структуры распада, представленные пакетами тонких параллельных индивидов, ориентированных почти под прямыми углами друг к другу. Сходные структуры в хромшпинелидах связываются (Плаксенко, 1989) с высокотемпературным ($T = 710\text{--}575$ °C) распадом шпинелей, содержащих титановый компонент. В краевых частях этого зерна выделены участки, сложенные хроммагнетитом и железистой шпинелью (?). Кроме того, в нем отмечены и жилки чистого магнетита. Таким образом, отчетливо устанавливается распад зерен шпинели и замещение их более железистыми, менее хромистыми фазами.

На диаграмме Al – Cr – Fe^{3+} (рис. 75) фигуративные точки составов хромшпинелидов из метапериодитов района оз. Серяк образуют четко выраженный тренд (Степанов и др., 2003). В железистой части диаграммы он дополняется фигуративными точками хроммагнетитов из метапироксенита и магнетитом. В оливиновых пироксенитах наиболее хромистые магнетиты (9,9–11,4% Cr_2O_3) ассоциируют с зернами оливина, заметно меньшее содержание хрома (8,36% Cr_2O_3) в магнетитах из ортопироксеновых зерен и наименьшие значения (3,76% Cr_2O_3) – в магнетитах, ассоциирующих с хлоритом. Сопоставление этих данных с содержанием хрома в силикатных фазах рассматриваемых ультрабазитов (Ol – 0, Opx – 0,074–0,084; Chl – 0,28–0,42% Cr_2O_3) выявляет отчетливую тенденцию перераспределения Cr между шпинелидами и силикатами. Конечными продуктами эволюции рудных акцессориев являются магнетит и ильменит, обычно ассоциирующие в виде самостоятельных зерен с хлоритом и серпентином, при практически полном замещении первичных силикатов и хромшпинелей.

Таким образом, в процессе замещения высокотемпературных силикатных минералов более низкотемпературными происходило значительное снижение хромистости шпинелидов. Предполагается, что этот процесс, реализованный в «несколько этапов», начался с пироксенизации перидотитов и закончился интенсивной серпентинизацией. Изложенное выше позволяет уверенно определить рассматриваемый тренд изменения составов хромшпинелидов из гипербазитов оз. Серяк как вторичный, преимущественно метаморфический. В основе его лежит замещение $(Cr + Al) \rightarrow (Fe^{2+} + Fe^{3+})$, обусловленное перераспределением этих компонентов между вновь образующимися силикатными и рудными фазами. Сходные тренды характерны для хромшпинелидов из метаморфизованных ультраосновных пород и, в частности, для альпинотипных гипербазитов Урала (Макеев, 1992; Плаксенко, 1989). Интерполяция рассматриваемого тренда (рис. 70) в область более высокотемпературных и более хромистых составов, как это предполагается для массива Рай-Из (Макеев, 1992), позволяет реконструировать первичный хромшпинелид гипербазитов оз. Серяк как близкий к алюмохромиту.

Ильменит в незначительных количествах отмечен во всех исследованных на микрозонде шлифах. Он иногда ассоциирует с наиболее хромистым шпинелидом и продуктами его замещения. В этом случае порода представлена практически полностью серпентинизированным дунитом, имеющим максимальную для ультрабазитов оз. Серяк $Mg\# = 89\%$. Для химизма ильменитов характерно наличие микропримесей хрома, никеля и ванадия (Степанов и др., 2003).

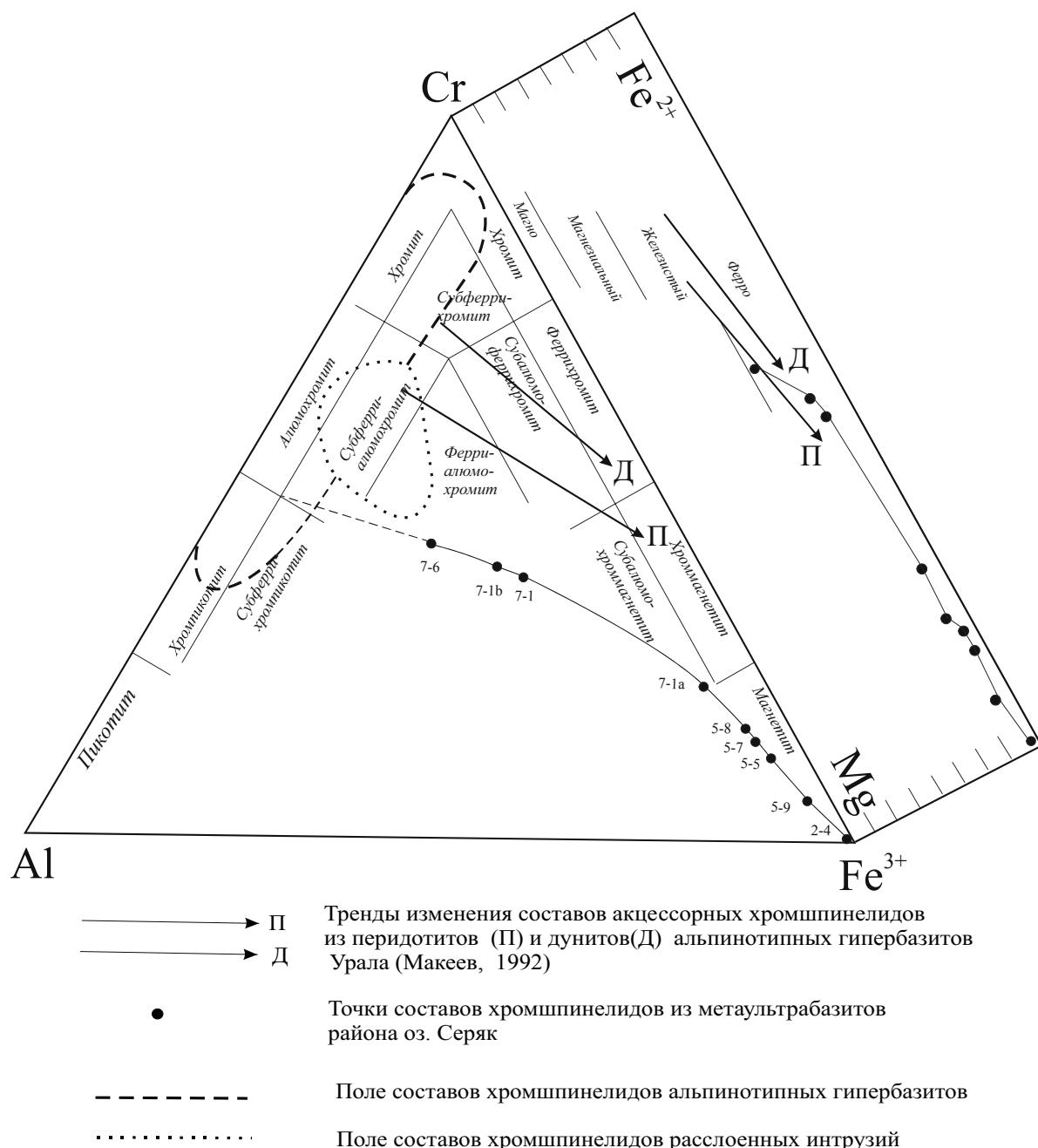


Рис. 75. Составы хромшпинелидов из гипербазитов Серякской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (район оз. Серяк) на классификационной диаграмме Н. В. Павлова (Степанов и др., 2003)

Температура формирования оливин-ортопироксенового парагенеза (Mori, Green, 1978; Podvin, 1982) рассматриваемых гипербазитов оценивается (Степанов и др., 2003) в 1050–1350 °С. Использование других геотермометров (оливин-шпинелевого, ортопироксен-шпинелевого, ортопироксенового) дает противоречивые результаты. Вместе с тем полученные данные свидетельствуют о том, что в гипербазитах оз. Серяк сохранились первичномагматические минералы. Таким образом, первичными породами данной гипербазитовой ассоциации являются гарцбургиты и дуниты. По петрографическим характеристикам они сопоставимы с гипербазитами офиолитовых комплексов (Колман, 1979; Магматические..., 1988).

При определении генетической природы ультраосновных пород важное значение придается химическим составам оливинов и шпинелей. Оливины дунит-гарцбургитовой формации, как известно (Типоморфизм..., 1989), характеризуются высокой магнезиальностью – 95–88% Fo. В раннедокембрийских офиолитовых гипербазитах Финляндии они содержат 92–94% Fo (Vuollo, Piirainen, 1989). Оливины из гипербазитов оз. Серяк отличаются несколько меньшей магнезиальностью – 85–86% Fo. По этому признаку они сопоставимы с оливинами кумулятивных перидотитов габброидного комплекса офиолитов и с оливинами глубинных кумулятивных перидотитов. Важное типоморфное значение придается в составе оливинов микропримесям. Из них для оливинов дунит-гарцбургитовой формации важны содержания Ni, Co и их отношение (Типоморфизм..., 1989). По концентрации Ni и отношению Ni/Co (17–28,3) оливины гипербазитов оз. Серяк сопоставимы с оливинами дунит-гипербазитовой формации (Ni/Co = 27,8).

При типизации гипербазитов важную индикаторную роль играют составы хромшпинелидов (Макеев, 1992; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Плаксенко, 1989; Evans, Frost, 1975 и др.). На дискриминационной диаграмме (рис. 76) фигуративные точки составов хромшпинелидов из гипербазитов оз. Серяк лишь частично перекрывают поле хромшпинелей палеопротерозойских офиолитов Финляндии, так как большая их часть отличается низкой магнезиальностью. Как было показано (Степанов и др., 2003), этот параметр в значительной степени определяется изменением химизма шпинелей в процессе метаморфизма пород. Вместе с тем предполагаемый исходный состав хромшпинелидов из гипербазитов оз. Серяк определяется как близкий к составу алюмохромита, типичного акцессория гипербазитов офиолитовых комплексов. Важными типоморфными признаками шпинелей считаются микропримеси (Плаксенко, 1989; Типоморфизм..., 1989). В хромшпинелидах из гипербазитов оз. Серяк в заметных количествах установлены Ti, Mn и Zn. Mn и Zn обычны в шпинелях перидотитовых коматитов (MnO до 0,5%; ZnO до 2–4%), причем повышенные содержания (выше 0,6% Zn) характерны для рудоносных (Ni) коматитов (Плаксенко, 1989; Типоморфизм..., 1989). Заметные количества этих элементов (Mn до 0,47%; Zn до 1,9%) установлены также в офиолитах Оутокумпу и Йормуа Финляндии (Vuollo, Piirainen, 1989). Таким образом, ультрабазиты Серякской структуры по содержанию Mn и Zn в шпинелях сходны с перидотитами офиолитов. Наиболее специфичной чертой рассматриваемых шпинелидов, наряду с высокой окисленностью железа, являются повышенные содержания титана (1,13–1,85% TiO₂ в ферроферриалюмохромите и до 2,6–3,99% – в хроммагнетите). Кроме того, во всех проанализированных на микрозонде шлифах установлен акцессорный ильменит, иногда являющийся единственной рудной фазой. По-видимому, это связано с несколько повышенным содержанием в метаперидотитах оз. Серяк TiO₂ (0,15–0,16%). Несмотря на то, что среди офиолитовых комплексов отмечены аналогичные уровни концентрации Ti в ультрабазитах (Магматические..., 1988), шпинели с таким, как в породах оз. Серяк, содержанием Ti для них не описаны. Титансодержащие хромшпинелиды типичны для расслоенных массивов, дифференцированных трапповых интрузий и пород щелочно-ультраосновной формации, однако эти комплексы не сопоставимы с рассматриваемыми образованиями по многим другим параметрам. Вместе с тем довольно высокие содержания Ti в шпинелях характерны для мантийных перидотитов и хондритов (Типоморфизм..., 1989). Этот факт, наряду с некоторой специфичностью архейских гипербазитов, отличающихся от фанерозойских повышенной железистостью (Геохимия гипербазитов..., 1971), позволяет предположить, что аномальная титанистость шпинелей является особенностью архейских океанических пород и офиолитов. С другой стороны, хромшпинелиды из гипербазитов Серякской структуры, как показано выше, испытали в процессе метаморфических преобразований изменения состава, сопровождающиеся повышением их железистости и титанистости. Таким образом, несмотря на отмеченные особенности состава, хромшпинелиды из мезоархейских перидотитов района оз. Серяк наиболее близки к шпинелям из гипербазитов фанерозойских и палеопротерозойских офиолитовых комплексов (рис. 76).

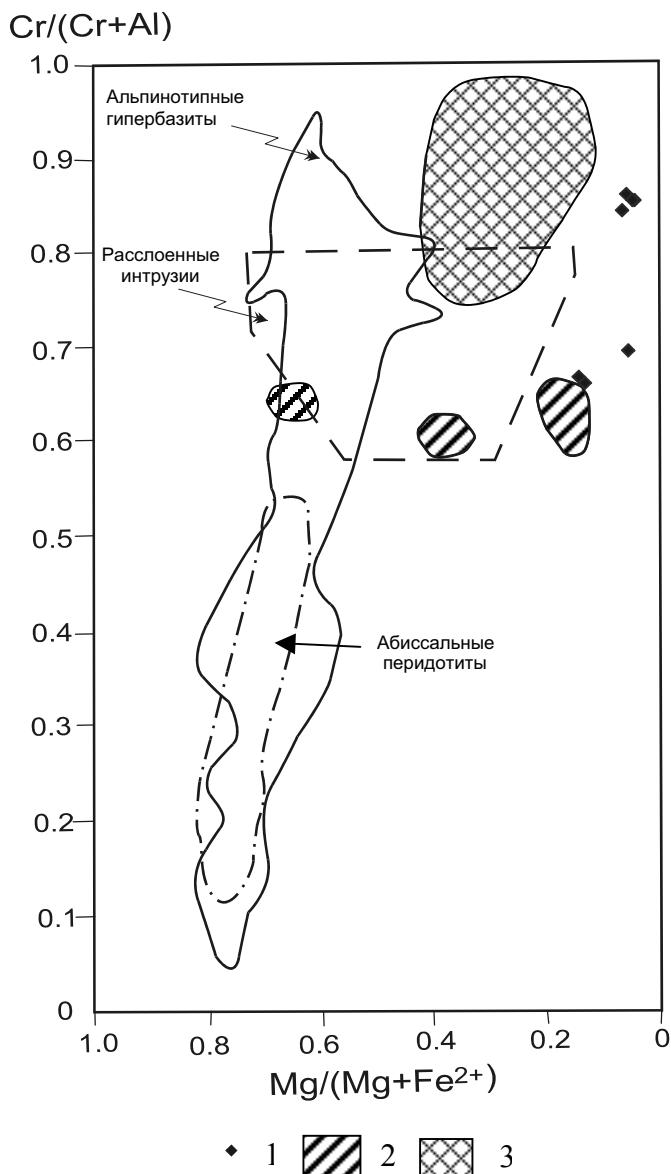


Рис. 76. Дискриминационная диаграмма для составов хромшпинелидов из ультраосновных пород (Evans, Frost, 1975):

1 – хромшпинелиды из серпентинитов метабазит-гипербазитового комплекса Серякской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 2–3 – хромшпинелиды из палеопротерозойского (1,9 млрд лет) офиолитового комплекса Оутокумпу (Vuollo, Piirainen, 1989): 2 – реститовые ультрамафиты (западная зона), 3 – кумулаты восточной зоны (Степанов и др., 2003)

фракционной кристаллизации высокомагнезиальных фракций, а также оливин-клинопироксеновой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик, т. е. при относительно низких (до 8 кбар) давлениях (Зеленокаменные..., 1988; Кадик и др., 1990). Особенности вариаций состава амфиболитов в координатах CaO / Al_2O_3 – железистость (рис. 79, Е) указывают на сходство этих трендов с модельными линиями эволюции составов жидких фаз при фракционной кристаллизации базитовых первичных расплавов при низких давлениях (Нестеренко, Аристкин, 1993). На бинарных диаграммах отчетливо видно, что

Петрогоеохимические особенности пород базит-гипербазитовой ассоциации

Метабазальты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (Бибикова и др., 1999б; Лобач-Жученко и др., 1998; Миллер и др., 2005; Степанов, Слабунов, 1989), среди которых обычны тела ультрабазитов, по особенностям химического состава отвечают базальтам (табл. 14) и в меньшей степени андезибазальтам нормального ряда (рис. 77, А), принадлежат преимущественно толеитовой серии (рис. 77, Б), среди них отмечаются как высокожелезистые, так и высокомагнезиальные разности (рис. 77, В). Небольшая часть фигуративных точек составов амфиболитов находится в области известково-щелочных пород (рис. 77, Б, В).

Ассоциация пород Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, большая часть которых представлена амфиболитами, принципиально отличается от ассоциации Керетского зеленокаменного пояса, где амфиболиты (метабазальты) также составляют значительную часть толщи (Степанов, Слабунов, 1989). Диапазон вариаций состава пород первой значительно уже (рис. 78, А, В): здесь практически отсутствуют породы среднего и кислого состава (за исключением редких тел метатрондемитов), тогда как последние преобладают в Керетском поясе (рис. 78, Б, Г).

Особенности вариаций состава амфиболитов (метабазальтов) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса хорошо видны на бинарных диаграммах MgO – окислы (рис. 79, А–Д). Тренды изменения их состава указывают на то, что эти породы могли образоваться при базитовых исходных магма под контролем оливина, а также оливин-клинопироксеновой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектик, т. е. при относительно низких (до 8 кбар) давлениях (Зеленокаменные..., 1988; Кадик и др., 1990).

Таблица 14. Химический состав (окислы пересчитаны на сухую навеску) мезоархейских метабазальтов (1–4, 9–10) и метаультрабазитов (5–8) Серякской (1–9) и Лоухско-Пиземской (10) структур Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) (1–8 – по: Слабунов и др., 2005б с поправками и дополнениями)

№ пп Авт. ном.	1 C-2800-1	2 C-2800-32	3 C-2650-2	4 C-2800-16	5 C-2800-11	6 C-2800-2	7 C-2800-5	8 C-2800-14	9 Э-7/1	10 Э-144-4
SiO ₂	45,96	48,83	51,00	50,05	43,63	42,02	44,69	43,92	49,76	51,63
TiO ₂	2,65	0,42	0,51	0,59	0,14	0,16	0,27	0,14	0,86	0,81
Al ₂ O ₃	13,81	16,29	10,84	13,24	2,40	2,96	5,09	3,02	15,18	14,40
Fe ₂ O ₃	6,49	2,18	2,89	2,92	6,60	6,06	6,60	5,09	12,34	1,84
FeO	10,76	6,71	7,54	8,30	3,55	5,41	5,43	3,72	0,00	10,64
MnO	0,33	0,16	0,18	0,20	0,15	0,14	0,14	0,13	0,19	0,13
MgO	7,34	11,45	14,90	11,98	43,38	41,37	35,56	43,83	8,09	9,30
CaO	11,05	10,92	10,18	9,42	0,08	1,80	2,03	0,08	10,31	8,58
Na ₂ O	0,89	2,14	1,58	2,54	0,03	0,01	0,11	0,02	2,74	2,44
K ₂ O	0,49	0,87	0,29	0,70	0,01	0,01	0,02	0,01	0,36	0,12
P ₂ O ₅	0,23	0,05	0,08	0,06	0,03	0,06	0,06	0,05	0,16	0,12
H ₂ O	0,13	0,10	0,04	0,20	0,44	0,35	0,35	0,47	0,00	0,08
ппп	1,56	1,47	1,21	1,61	12,01	11,18	6,51	12,69	0,71	1,46
Cr	156	379	1917	601,2	1212,7	1374,5	1767,7	1400	370	140
Ni	122	249,7	339	178,1	1527,9	1405,2	945,9	1505,3	170	90
Co	55	53	62	61	86,7	96,4	86,4	82,1	51	50
Sc	31	28,3	34	38,9	10,5	11,3	19,2	13,4	–	–
V	378	164,2	203	206,8	45,8	50,9	98,8	53,6	234	270
Cu	136	55,6	69	22,1	16,4	2,5	64,9	5,1	61	250
Pb	4,43	2,07	0,98	1,33	0,12	0,22	0,42	0,32	3,2	8,0
Rb	14,68	33,2	4,70	24,9	0,24	0,33	1,31	0,14	13,3	3,0
Cs	0,18	0,61	0,06	0,77	0,06	0,22	0,75	0,04	0,41	–
Ba	133,4	161,3	63,7	187,7	2,01	0,84	3,28	3,27	75,0	17
Sr	49,6	169	51,8	115	4,5	30,0	11,7	4,6	120,0	86
Ga	19,6	14,2	12,0	13,1	2,5	3,7	5,8	3,1	14,4	–
Ta	1,64	0,16	0,27	0,21	0,02	0,018	0,024	0,13	0,17	–
Nb	26,30	1,16	2,34	2,3	0,18	0,25	0,50	0,17	2,2	3,0
Hf	3,80	0,52	1,06	1,08	0,11	0,12	0,33	0,17	1,57	–
Zr	132,5	18,6	40,5	37,1	4,2	4,8	11,3	5,9	51,7	52
Y	42,9	11,3	14,6	18,2	2,5	0,52	4,44	4,03	19,3	17
Th	4,19	0,10	0,45	0,22	0,02	0,041	0,036	0,028	0,20	–
U	1,88	0,02	0,11	0,05	0,01	0,004	0,016	0,011	0,04	–
La	21,57	1,84	4,83	3,38	0,110	0,225	0,213	0,226	2,73	3,3
Ce	58,66	4,78	11,81	7,40	0,351	0,384	0,726	0,598	7,42	8,6
Pr	7,80	0,68	1,44	1,17	0,048	0,041	0,105	0,086	1,16	–
Nd	36,32	3,13	6,24	5,12	0,259	0,152	0,717	0,511	6,56	6,8
Sm	8,85	0,92	1,49	1,52	0,091	0,027	0,237	0,194	2,23	2,2
Eu	2,54	0,44	0,48	0,54	0,028	0,009	0,090	0,065	0,53	0,72
Gd	8,84	1,32	1,79	2,06	0,181	0,035	0,389	0,272	2,81	–
Tb	1,39	0,23	0,29	0,34	0,036	0,005	0,082	0,059	0,43	0,56
Dy	7,97	0,33	2,01	2,51	0,244	0,053	0,554	0,455	3,18	–
Ho	1,65	0,94	0,49	0,55	0,079	0,012	0,124	0,113	0,64	–
Er	4,0	1,51	1,3	–	–	–	–	–	1,82	–
Tm	0,53	0,14	0,19	0,26	0,031	0,011	0,057	0,049	0,30	–
Yb	3,34	0,94	1,21	1,69	0,205	0,075	0,390	0,301	2,14	1,8
Lu	0,45	0,15	0,18	0,25	0,030	0,016	0,057	0,046	0,35	0,27

П р и м е ч а н и е . 1 – «бурый» гранатовый амфиболит из линзы в гранат-полевошпатовых амфиболитах; 2 – гранат-полевошпатовый амфиболит; 3 – мелкозернистый меланократовый амфиболит из дайкообразного тела; 4 – мелкозернистый апоперидотитовый серпентин-хлоритовый сланец с реликтами оливина и хромшипинели; 5 – мелкозернистый апоперидотитовый серпентин-хлоритовый сланец с реликтами оливина и хромшипинели; 6 – крупнозернистый метаперидотит; 7 – метаперидотит; 8 – полосчатый меланократовый амфиболит, 9, 10 – гранатовый амфиболит. Содержание окислов определено по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, элементов в пробах 1–9 – методом ICP-MS, в пробе 10 – нейтронно-активационным (РЗЭ) и рентгенофлюоресцентным (остальные). Образцы с индексом «С» – из коллекции В. С. Степанова.

рассматриваемые амфиболиты (матабазальты) имеют существенные черты сходства с базальтами срединно-океанических хребтов, но отличаются от них большей степенью дифференцированности. Это может быть связано с тем, что среди амфиболитов присутствуют не только метабазальты, но и метагабброиды.

Большая часть фигуративных точек составов амфиболитов на дискриминационных диаграммах располагается в полях базальтов срединно-океанических хребтов, хотя разброс состава

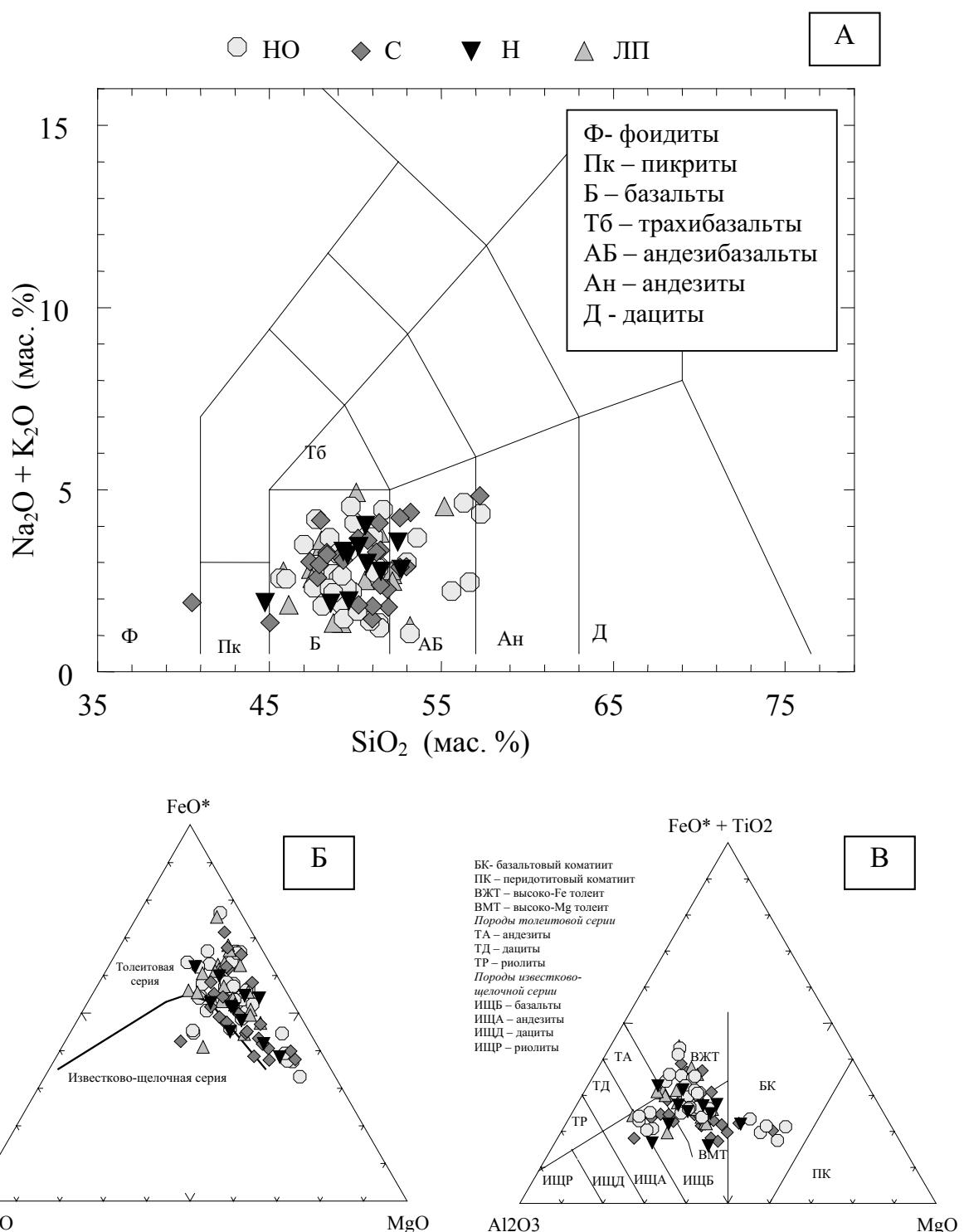


Рис. 77. Фигуративные точки составов амфиболитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (ЦБЗП) на классификационных диаграммах (А) SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989), (Б) AFM (Irvine, Barager, 1971), (В) катионной диаграмме $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ – Al_2O_3 – MgO (Jensen, 1976):

амфиболиты различных структур ЦБЗП: НО – Нижемско-Оленьеостровской; С – Серякской; ЛП – Лоухско-Пи-земской; Н – Нигрозерской

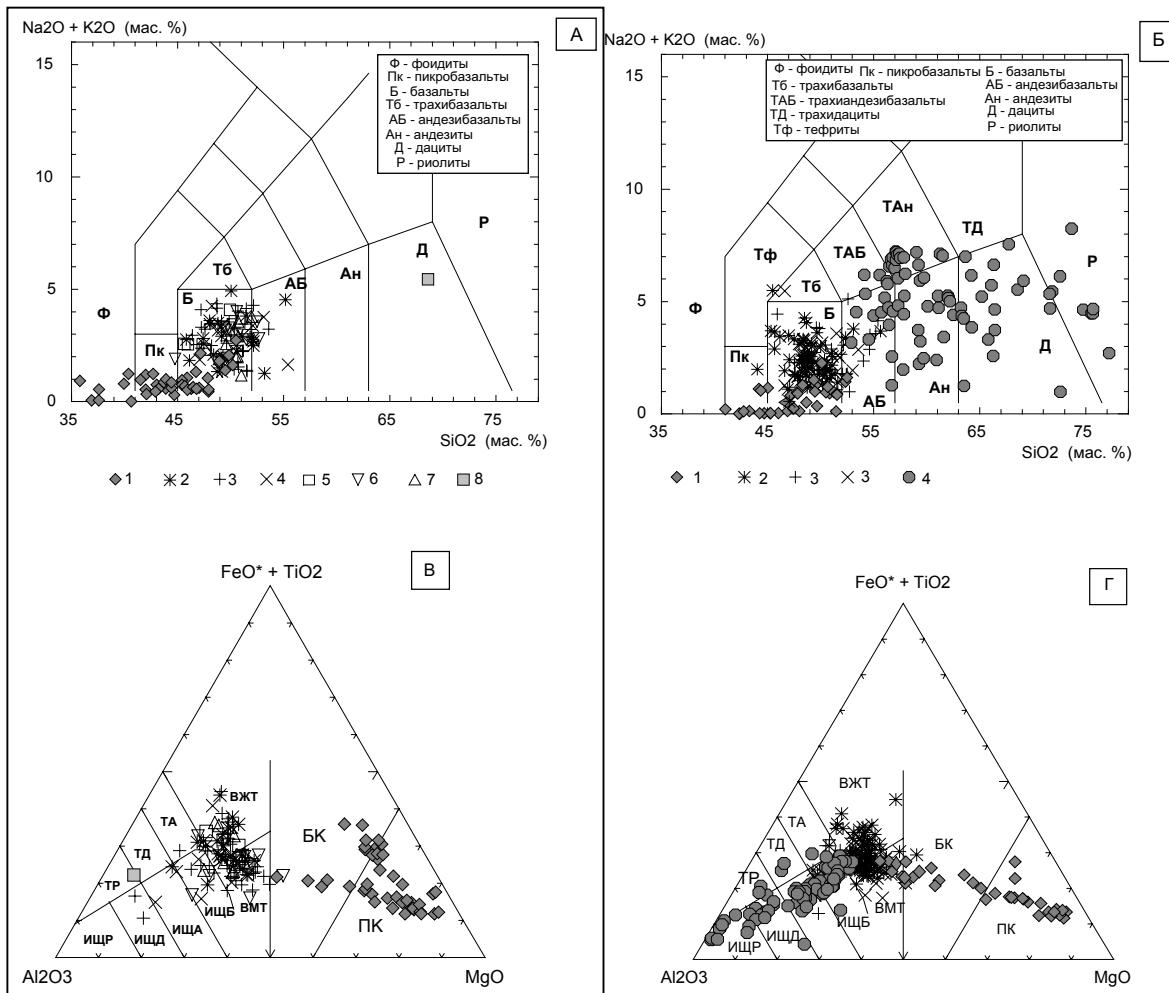


Рис. 78. Сопоставление расположения фигуративных точек состава пород базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского (ЦБЗП) (А, В) и вулканитов Керетского (КЗП) зеленокаменных поясов на (А, Б) классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) и (В, Г) катионной диаграмме $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen, 1976):

А, В: 1 – гипербазиты, 2–7 – амфиболиты из различных структур ЦБЗП, 8 – метатрондемит;
 Б, Г: 1 – метакоматиты, 2–3 – метабазалты различных структур КЗП, 4 – средне-кислые метавулканиты

велик (рис. 80). Составы базальтов (дайки и лавы) раннепротерозойского офиолитового комплекса Йормуа имеют близкие характеристики (рис. 80). Вместе с тем на диаграмме $\text{Ta}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Yb}$ (рис. 80, Д) видно, что метабазалты Центрально-Беломорского пояса, figurативные точки составов которых, так же как и базальтов офиолитового комплекса Йормуа, находятся на линии несубдукционных базальтов, образовались из более примитивного мантийного источника, что отражается и на других диаграммах (рис. 80, А, Б). Значительный разброс положения figuratивных точек может быть связан как с изначально различными условиями петрогенезиса, так и отчасти с подвижностью химических элементов при метаморфических преобразованиях. Можно предположить, что разброс точек на диаграмме $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Sr}$ (рис. 80, В) отчасти связан с подвижностью Sr, однако высокие содержания таких малоподвижных элементов, как Th, Ta, Yb, Nb, в ряде проб (С-2800-1, С-2800-23), скорее, являются следствием петрогенезиса исходных для них пород. Следует отметить, что все амфиболиты, отличные по составу от базальтов срединно-океанических хребтов, являются относительно более молодыми членами ассоциации и образуют, как правило, дайкообразные тела. Таким образом, среди амфиболитов (метабазалтов)

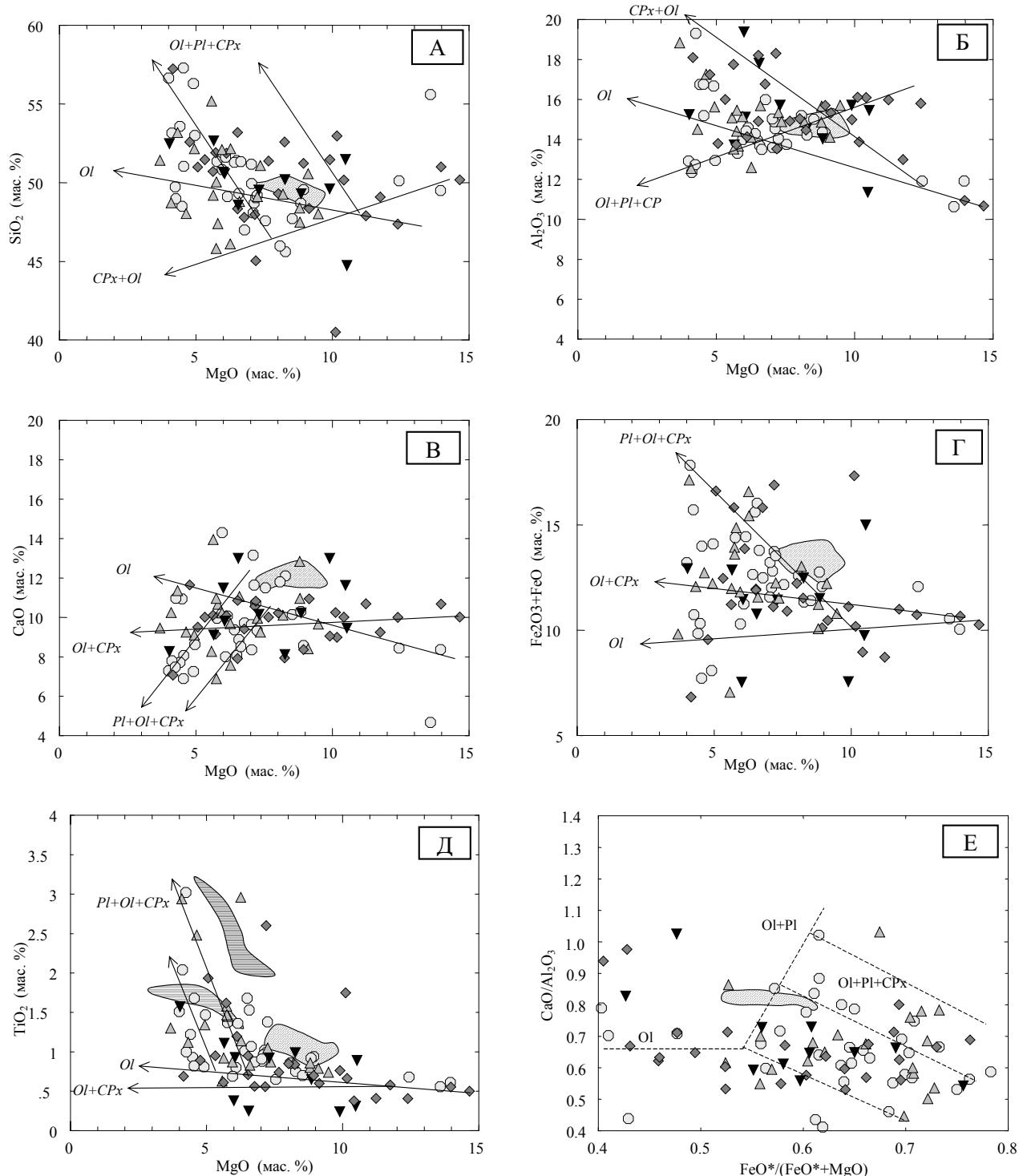


Рис. 79. Вариационные диаграммы MgO – окисел (А–Д), CaO / Al₂O₃ – FeO*/(FeO*+MgO) (Е) для амфиболитов (метабазальтов) различных структур (усл. обозн. см. на рис. 77, А) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Для сравнения показаны составы MORB Северной Атлантики (косая штриховка) (Рифтовая..., 1990), на рис. Д, кроме того, MORB Тихого океана. Стрелки на диаграммах А–Д – тренды изменения состава при фракционировании фаз, обозначенных около стрелки, пунктирные линии на рис. Е – принципиальная схема кристаллизации толеит-базальтовых магм (Нестеренко, Аристкин, 1993)

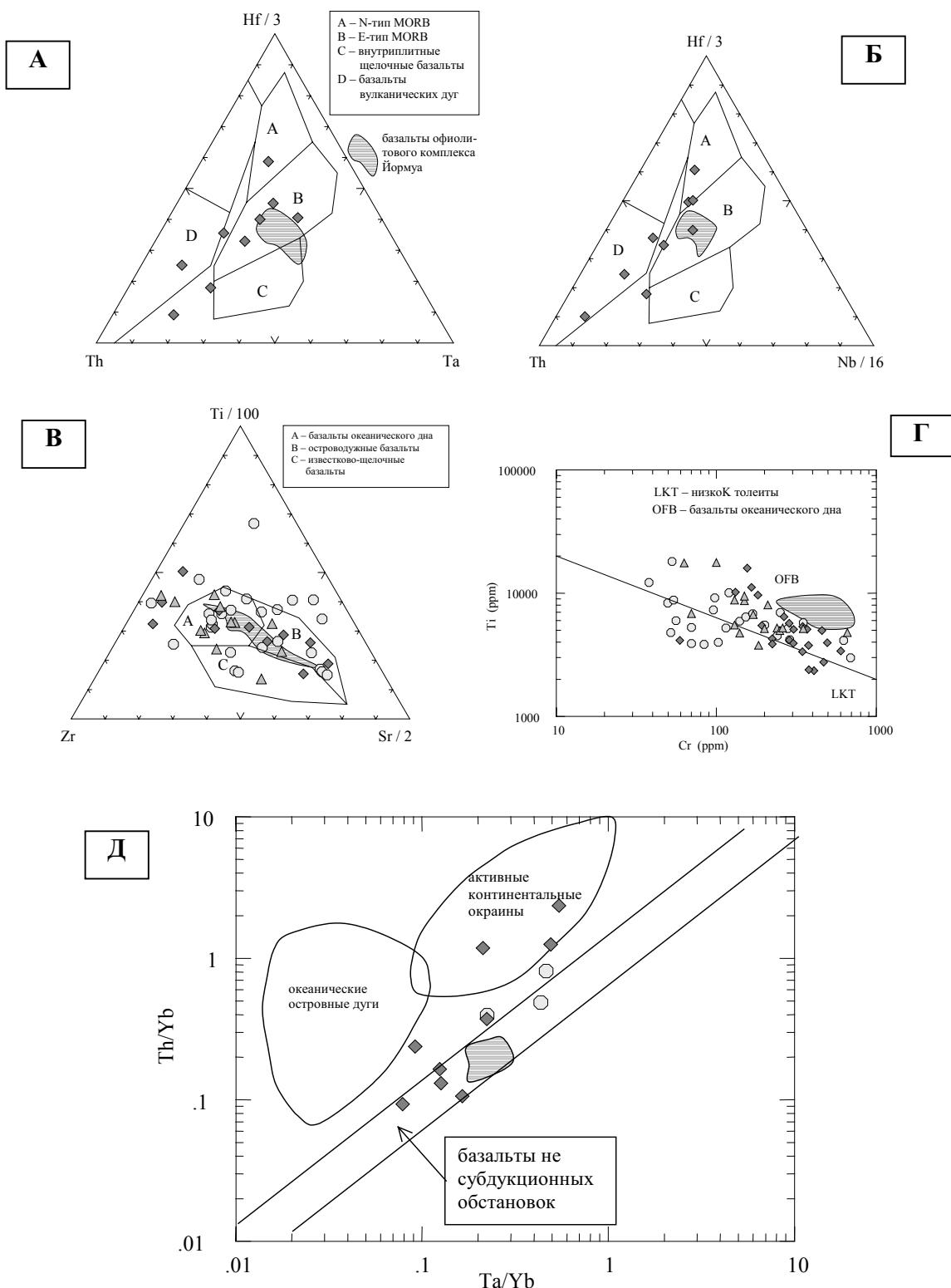


Рис. 80. Фигуративные точки составов амфиболитов (метабазальтов) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (усл. обозн. см. на рис. 77, А) на дискриминационных диаграммах (А) Hf - Ta - Th, (Б) Hf - Nb - Th (Wood, 1980), (В) Ti - Sr - Zr (Pearce, Cann, 1973), (Г) Ti - Cr (Pearce, 1975) и (Д) Th/Yb - Ta/Yb (Pearce, 1983). Для сравнения обозначено поле (заштриховано) вариации составов базитов палеопротерозойского оphiолитового комплекса Йормуя (Peltonen et al., 1996)

Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса преобладают разности, сопоставимые с базальтами срединно-оceanических хребтов. Вместе с тем среди них выделяются амфиболиты с иными (Лобач-Жученко и др., 1999; Миллер и др., 2005) характеристиками.

По характеру распределения РЗЭ (рис. 81, А) среди рассматриваемых метабазальтов выделяются три разновидности: одна – с недифференцированным спектром и две – с дифференцированным, среди последних – одна с низкими содержаниями ТРЗЭ, а другая – с высоким (рис. 81, А). Для метабазальтов первой разновидности характерны содержания РЗЭ, в 4–10 раз превышающие хондритовые, соотношение LaN/YbN варьирует от 0,94 до 1,15, в разностях с низким содержанием РЗЭ проявлен Eu максимум, с более высоким – Eu минимум.

Метабазальты первой группы близки по составу к базальтам срединно-оceanических хребтов (рис. 81), но среди них отмечены разности, обедненные ТРЗЭ и другими высокозарядными (Hf, Zr, Ti, Y, Nb) элементами (рис. 82, А). Близкие особенности характеризуют базальты океанических плато, например, плато Онтонг-Джава в западной части Тихого океана (рис. 82, Б). Аналогичные особенности имеют базиты некоторых типичных оphiолитовых комплексов (Saveliev et al., 1999).

Менее распространеными являются метабазальты с дифференцированным спектром распределения РЗЭ. Среди них отмечаются две разновидности: 1) обогащенные ЛРЗЭ (в 15–40 раз выше, чем в хондрите), при уровне содержания ТРЗЭ таком же, как в амфиболитах (метабазальтах) первой группы, 2) обогащенные как ЛРЗЭ (в 50–180 раз выше, чем в хондрите), так и ТРЗЭ (в 12–25 раз выше, чем в хондрите). Близкий характер распределения РЗЭ имеют толеиты океанических островов (рис. 81, Б). Вместе с тем среди пород данной группы появляются разности с весьма характерным Nb минимумом (рис. 82), что характерно для пород, образующихся в субдукционных обстановках.

Sm-Nd систематика амфиболитов (метабазальтов) рассматриваемой ассоциации показывает, что все они имеют положительные значения ε_{Nd} (2,85), варьирующие от +1,9 до +4,6 (табл. 15), что свидетельствует об отсутствии контаминации древним коровым веществом протолита этих пород. Среди них выделяется две группы: первая из них характеризуется значениями ε_{Nd} (2,85) = +1,9 и +2,3; такие породы могли образоваться из деплетированного источника DM (DePaolo, 1988); поскольку находятся на линии эволюции DM (DePaolo, 1988), породам второй группы (C-2800-1 и 2800-16) свойственны более высокие значения ε_{Nd} (2,85) = +4,6, что может быть следствием их образования из сверхдеплетированного источника. Эти данные согласуются с геологическими и геохимическими данными о существовании в составе ассоциации двух групп базитов, образовавшихся из различных мантийных источников в океанической обстановке.

Таблица 15. Nd систематика амфиболитов и гипербазитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (Серякская структура, район оз. Серяк)

№ пп	Авт. ном.	Порода	Sm, г/т	Nd, г/т	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	t, млрд лет
1	C-2800-1	Гранатовый амфиболит	8,55	33,91	0,25	0,1510	0,512010	9	-12,3	4,6	2,85
2	C-2800-2	Ультрабазит	0,03	0,13	0,23	0,1365	0,511740	56	-16,3	4,6	2,85
3	C-2800-9	Ультрабазит (серпентин-хлоритовый сланец)	0,27	0,72	0,38	0,2269	0,513305	13	13,0	1,9	2,85
4	C-2800-16	Амфиболит	1,56	5,05	0,31	0,1850	0,512654	11	0,3	4,6	2,85
5	C-2800-32	Гранатовый амфиболит	0,72	2,28	0,32	0,1901	0,512632	9	-0,1	2,3	2,85
6	C-2650-2	Амфиболит (дайка)	1,48	5,80	0,26	0,1531	0,511913	9	-14,1	1,9	2,85

Примечание. Изотопный состав Sm и Nd измерен на 8-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261; аналитик А. В. Ковалено. Разделение Sm и Nd проводилось по стандартной методике, с использованием трасера ^{146}Nd и ^{149}Sm . Измеренное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализовано к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,24157$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0,5\%$ (2σ), изотопных соотношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0,5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0,005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта за время исследований составил для Sm 0,05 нг и 0,1 нг для Nd. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений было $0,511860 \pm 12$ (2σ). При расчете значений $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (на возраст 2,85 млрд лет, см. таблицу с результатами) использовались современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ (Jacobsen et al., 1984).

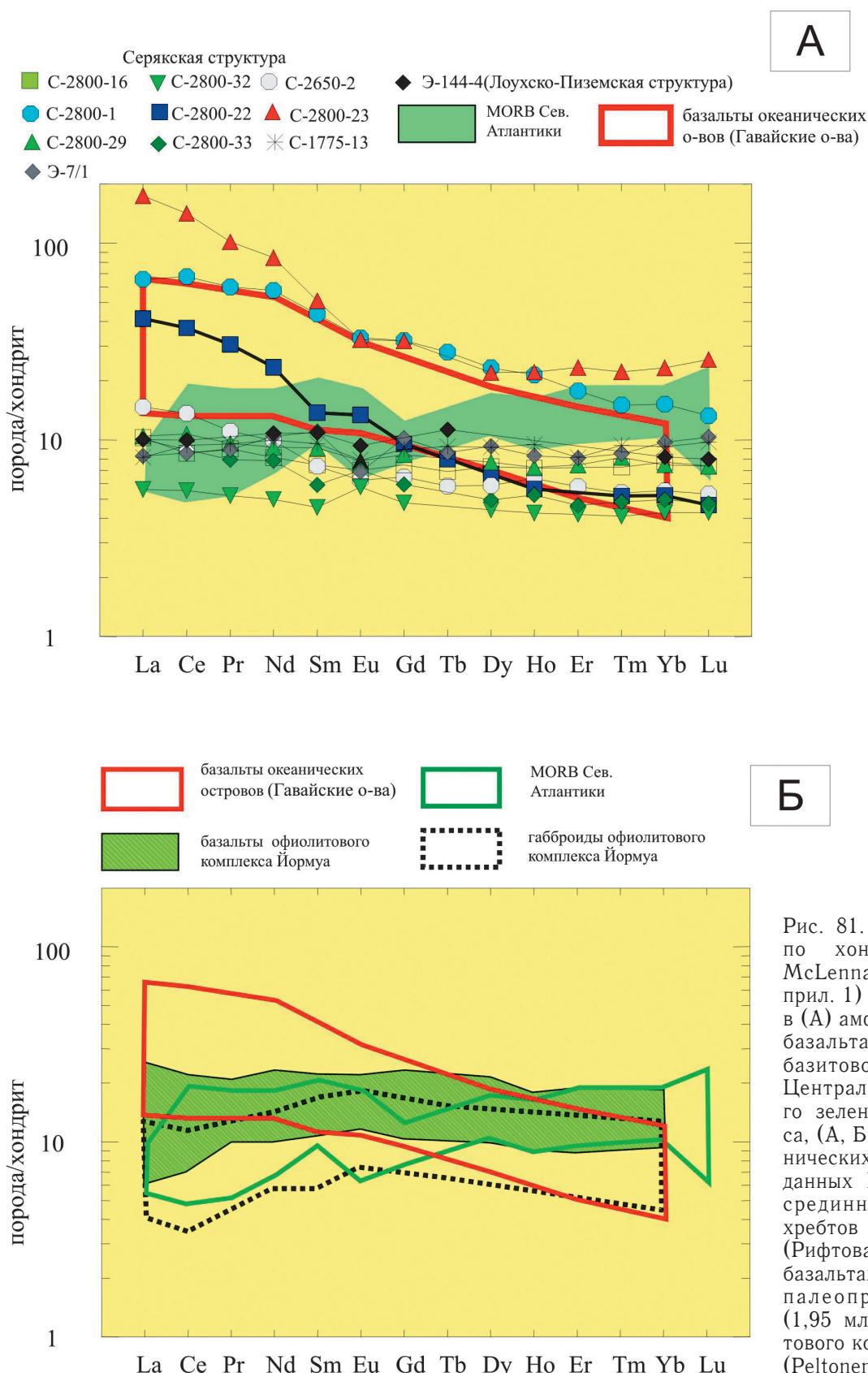


Рис. 81. Нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985, см. прил. 1) содержания РЗЭ в (А) амфиболитах (метабазальтах) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, (А, Б) базальтах океанических островов (база данных И. С. Пухтеля), срединно-океанических хребтов Сев. Атлантики (Рифтовая..., 1990), (Б) базальтах и габброидах палеопротерозойского (1,95 млрд лет) офиолитового комплекса Йормуа (Peltonen et al., 1996)

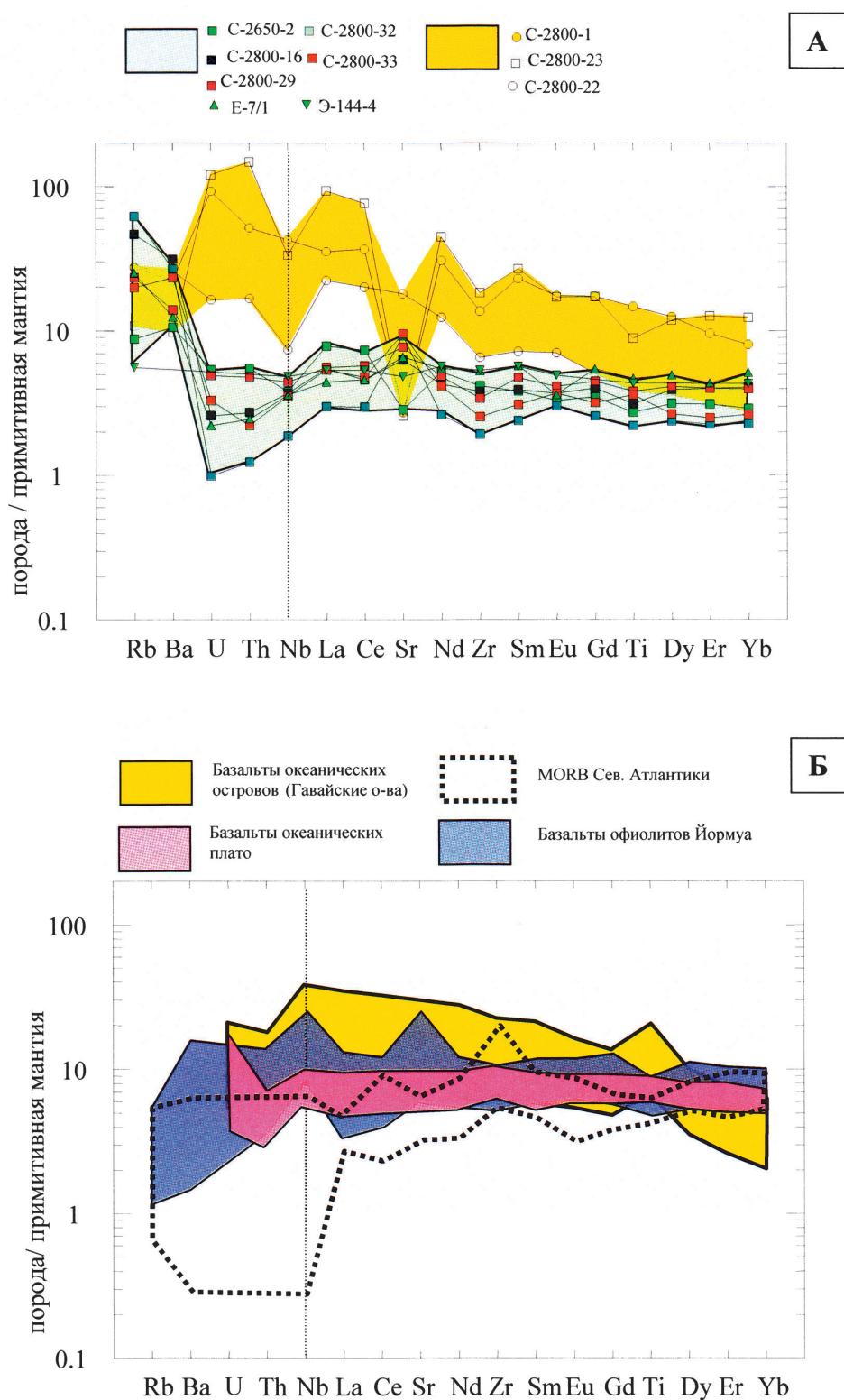


Рис. 82. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в амфиболитах (метабазальтах) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, (А, Б) базальтах океанических островов (база данных И. С. Пухтеля), срединно-оceanических хребтов Сев. Атлантики (Рифтовая..., 1990), (Б) океанического плато Онтонг-Джава (Mahoney et al., 1993; Neal et al., 1997), палеопротерозойского (1,95 млрд лет) офиолитового комплекса Йормуа (Peltonen et al., 1996)

Ультрамафиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса представлены главным образом, серпентинитами, образовавшимися по дунитам, перидотитами, метаортопироксенитами и горнблендитами. Содержание MgO (в сухой навеске) варьирует в серпентинитах и ортопироксенитах от 44% до 20% (рис. 83; табл. 14), в горнблендитах – до 10%. Последние являются, вероятно, продуктами метаморфических преобразований пироксенитов. Наименее измененные гипербазиты в Серякской структуре отвечают по составу гарцбургитам. Тренды изменения состава большей части гипербазитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса в координатах MgO – петрогенные окислы, Ni, Cr, Zr (рис. 83) аналогичны вариациям состава ультрамафитов типовых оphiолитовых комплексов фанерозоя и палеопротерозоя (Магматические..., 1988; Peltonen et al., 1998), а также абиссальным перидотитам из включений Итсакского гнейсового комплекса западной Гренландии, возраст которых оценивается в 3,8 млрд лет (Friend et al., 2002). Такие вариации их состава могут быть следствием фракционирования оливина и оливина + ортопироксена, появление последнего особенно отчетливо видно на диаграмме MgO – Cr в виде перегиба тренда (рис. 83, Г). Принципиально иные тренды вариаций состава характерны для большей части ультраосновных пород Лоухско-Пиземской структуры (рис. 84). По соотношению Al₂O₃/TiO₂ ультрамафиты Серякской структуры принадлежат к группе Al-недеплетированных (рис. 85, А), в то время как в Лоухско-Пиземском сегменте распространены Al-деплетированные (Al₂O₃/TiO₂ – 3–15; Zr/Y – 2,8–4,0). Кроме того, следует отметить, что в последней из названных структур метаультрабазиты, так же как и ассоциирующие с ними метабазальты, обогащены TiO₂ (Степанов, Слабунов, 1989).

В координатах MgO/SiO₂ – Al₂O₃/SiO₂ (рис. 85, Б) фигуративные точки составов наиболее магнезиальных ультрабазитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса образуют тренд, такой же, как и аналогичные по составу породы типичных оphiолитовых комплексов и перидотитов западной Гренландии. Этот тренд, в свою очередь, сходен с трендом фанерозойских мантийных перидотитов (Jacobsen et al., 1984; Jagoutz et al., 1979). Большая часть составов рассматриваемых ультрамафитов находится на данной диаграмме в поле ультрамафитовых кумулятив или коматитов (Collerson et al., 1991). О кумулятивной природе значительной части ультрамафитов может свидетельствовать и положение фигуративных точек их составов на диаграмме железистость – SiO₂ (рис. 85, В, Колман, 1979).

По содержанию РЗЭ среди рассматриваемых гипербазитов выделяются три разновидности (рис. 86, А). Наиболее распространены породы с содержанием РЗЭ на уровне, близком к хондритовому, слабо обедненных ЛРЗЭ (LaN/YbN = 0,83–0,9), со слабо выраженным Eu минимумом. Среди них выделяются разности (группа I' на рис. 86, А), несколько обогащенные РЗЭ, но с близкой топологией. Ультрамафиты с такими характеристиками весьма обычны в оphiолитовых комплексах (Магматические..., 1988). В этих ультрамафитах отмечена положительная корреляция содержания Yb и Al₂O₃. Другая группа (II – на рис. 86, А) представлена ультрамафитами с U-образным распределением РЗЭ, т. е. содержание ЛРЗЭ > СРЗЭ < ТРЗЭ. Породы такого состава встречаются (рис. 86, Б) в гипербазитах оphiолитовых комплексов Урала, Новой Кaledонии (Магматические..., 1988), Йормуа (Peltonen et al., 1998) и связываются с неравновесным плавлением мантийного вещества в разноглубинных условиях (Магматические..., 1988; Prinzhofe, Allegre, 1985). Третья разновидность ультрамафитов отличается дифференцированным спектром распределения РЗЭ (рис. 86, А). Такие породы отмечены в Лоухско-Пиземской и Нижнемско-Оленеостровской структурах и отражают, вероятно, неоднородность мантии. Сходные группы ультрамафитов наблюдаются (Peltonen et al., 1998) в палеопротерозойском оphiолитовом комплексе Йормуа (рис. 86, Б).

Значение ε_{Nd} (2,85) в ультрамафите (С-2800-9) метабазит-гипербазитовой ассоциации равно +1,9 (табл. 15); а модельный возраст (t_{DM}^{2850}) оценивается в 2850 млн лет. Получен-

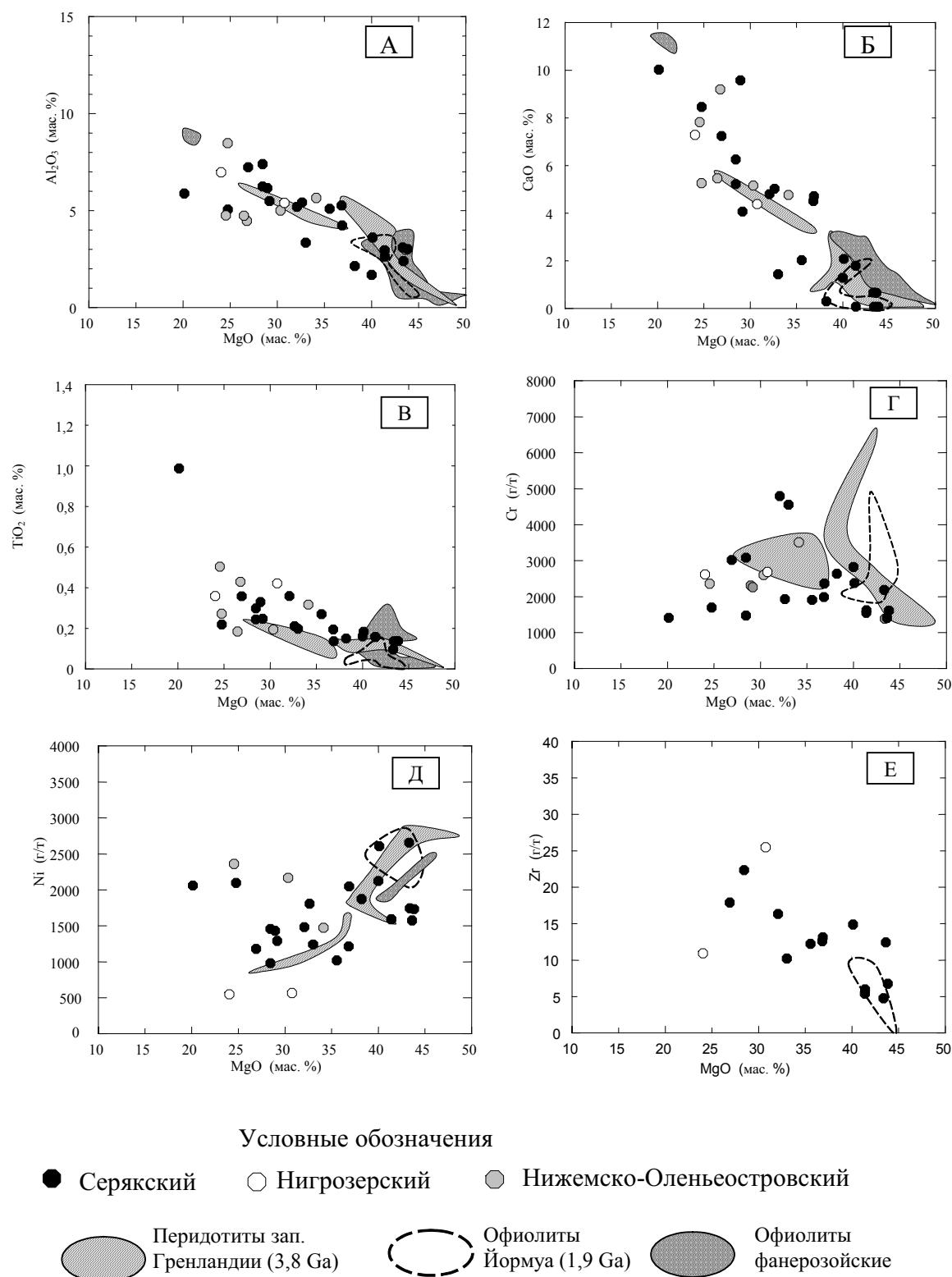


Рис. 83. Вариационные диаграммы MgO – окисел (А–В), элементы (Г–Е) для гипербазитов различных структур (см. усл. обозн.) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, палеоархейских абицальных перидотитов западной Гренландии (Friend et al., 2002), палеопротерозойских офиолитов Йормуа (Peltonen et al., 1998), фанерозойских офиолитов (Магматические..., 1988)

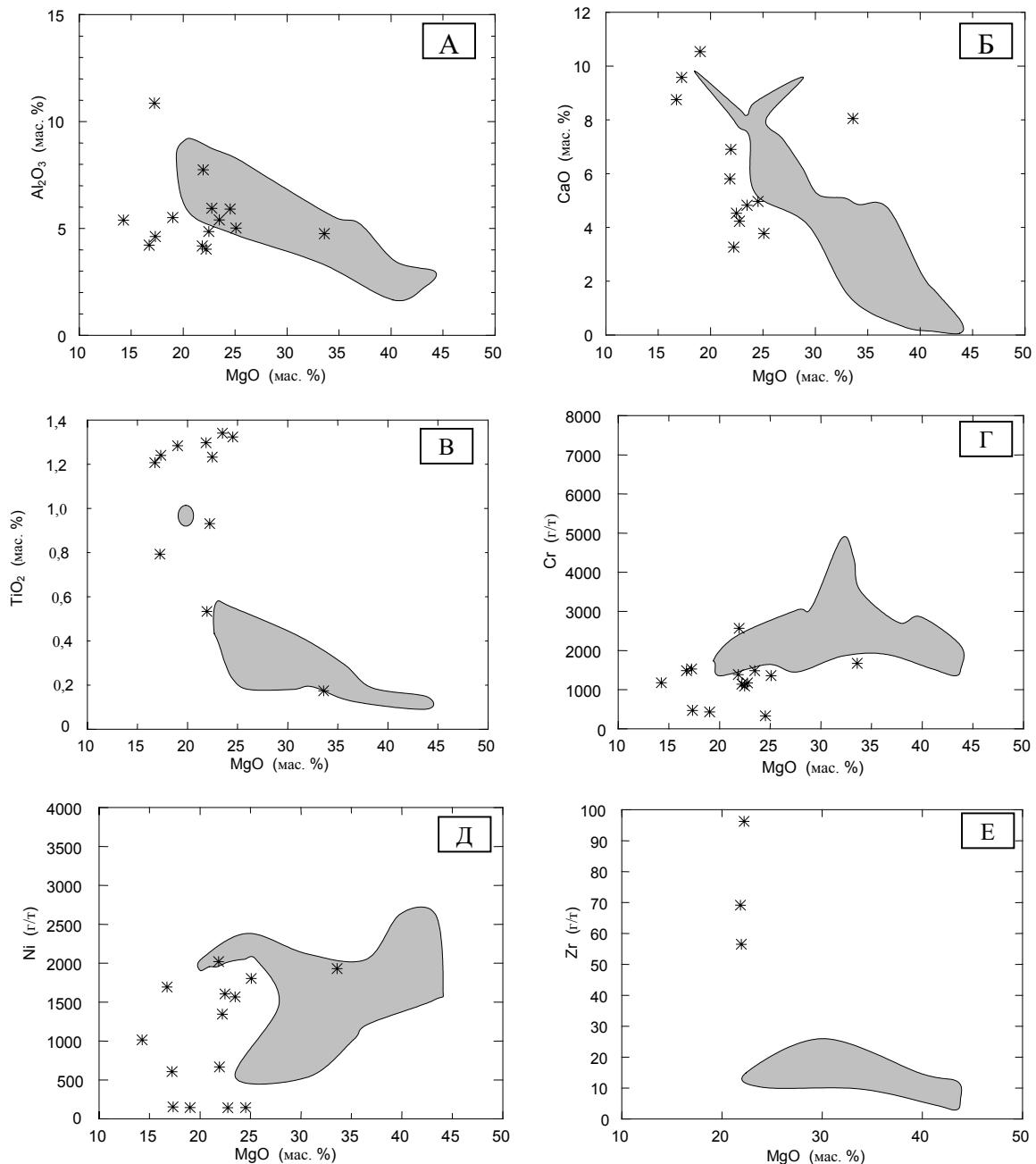


Рис. 84. Вариационные диаграммы MgO – окисел (А–В), элементы (Г–Е) для ультрабазитов Лоухско-Пиземской структуры (звездочки) и гипербазитов других (поле серого цвета) структур Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса

ные изотопные характеристики исключают коровую контаминацию ультрабазитов и указывают на их формирование за счет деплетированной мантии (DePaolo, 1988), что согласуется с представлениями о принадлежности их породам океанической коры.

Таким образом, базитовая и ультрамафитовые компоненты комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса сопоставимы по петрогохимическим и изотопным (Nd) характеристикам с аналогичными породами офиолитовых комплексов и океанических структур.

Метатрондемиты в составе метабазит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса обнаружены в настоящее время только в Лоухско-Пиземской

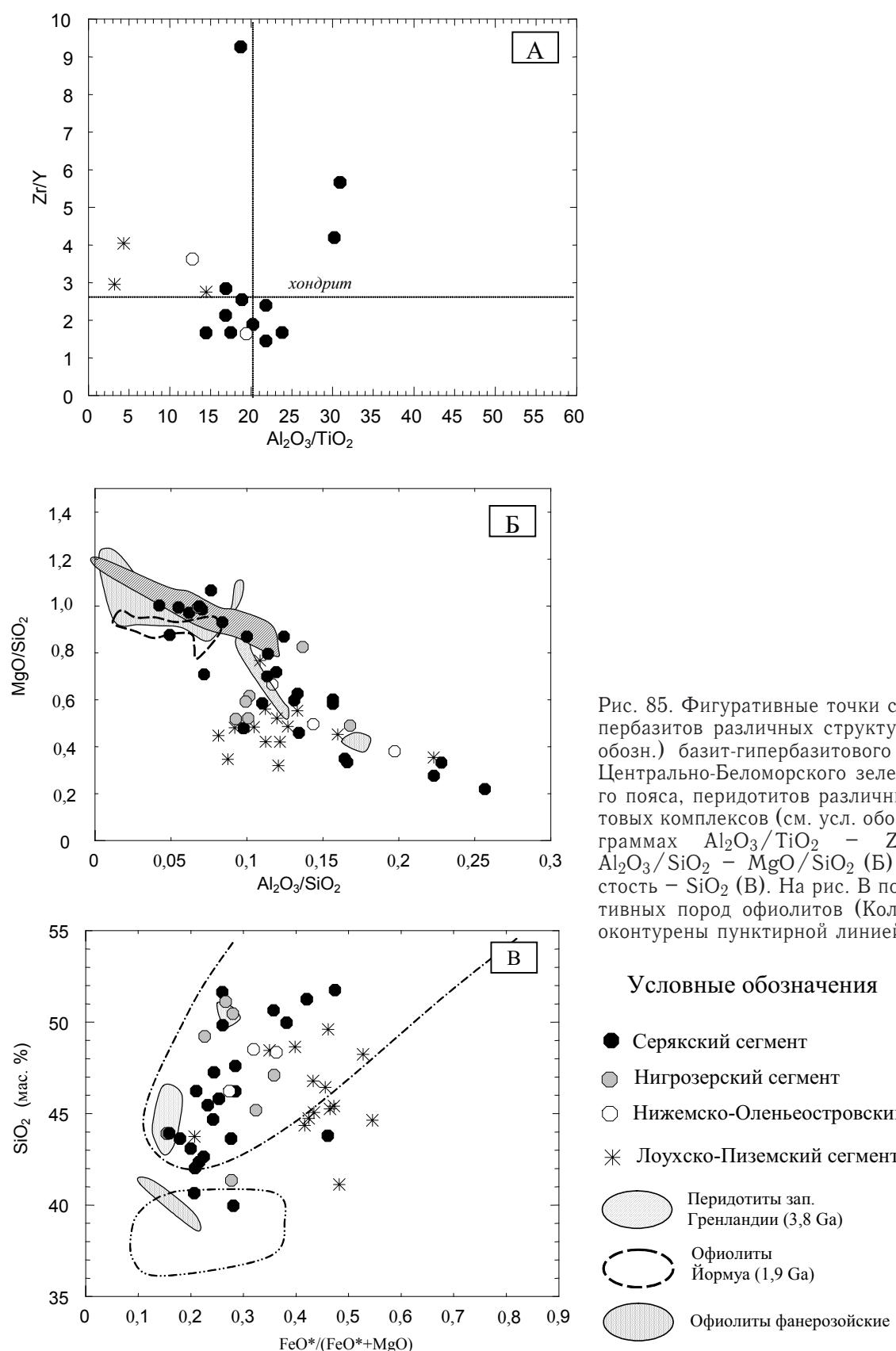


Рис. 85. Фигуративные точки составов гипербазитов различных структур (см. усл. обозн.) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, перидотитов различных оphiолитовых комплексов (см. усл. обозн.) на диаграммах $Al_2O_3/TiO_2 - Zr/Y$ (А), $Al_2O_3/SiO_2 - MgO/SiO_2$ (Б) и железистость – SiO_2 (В). На рис. В поля кумулятивных пород оphiолитов (Колман, 1979) оконтурены пунктирной линией

Условные обозначения

- Серякский сегмент
- Нигрозерский сегмент
- Нижемско-Оленьеостровский
- * Лоухско-Пиземский сегмент
- Periodotites зап.
Гренландии (3,8 Ga)
- Ophiolites
Йормуа (1,9 Ga)
- Ophiolites фанерозойские

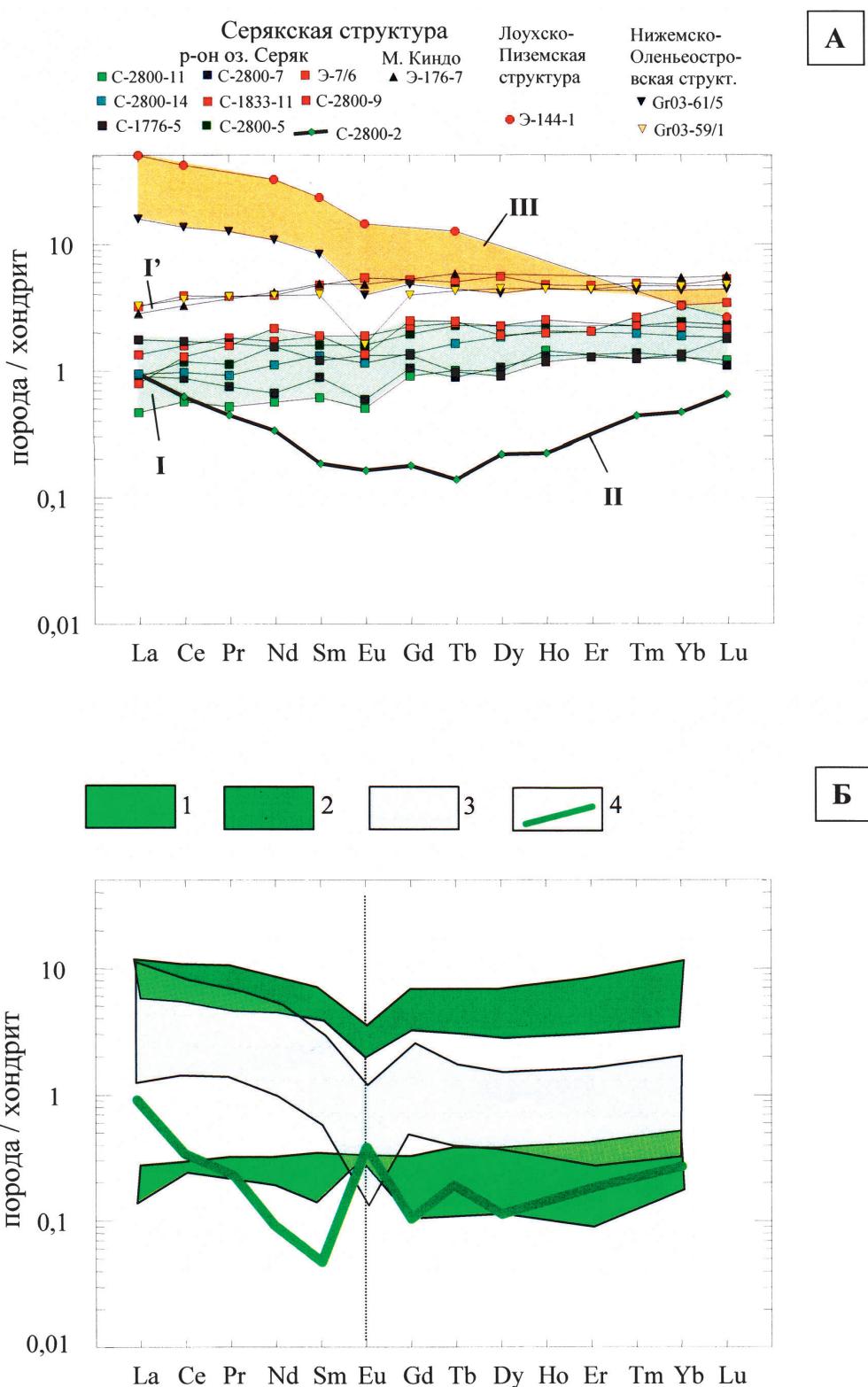


Рис. 86. Нормированные по хондруту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ:

А – в гипербазитах Серякской, Лоухско-Пиземской и Нижнемско-Оленьеостровской структур Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Цветом выделены геохимические группы I–III пород; Б – в серпентинитах палеопротерозойского (1,95 млрд лет) офиолитового комплекса Йормуа. Условными знаками показаны их петрогохимические группы 1, 2, 3, 4 (Peltonen et al., 1998)

структуре в районе оз. Мал. Ворочистое (рис. 66). По петрохимическим характеристикам они относятся к породам толеитовой серии, что определяется положением фигуративной точки их состава на классификационной диаграмме (рис. 78, В). Породы характеризуются $\varepsilon_{\text{Nd}} (2,88) = +2,7$, что указывает на ювенильный источник их протолита. Данные особенности состава этих пород типичны для кислых пород офиолитовых комплексов. Однако распределение РЗЭ в трондьемите резко дифференцированное: порода обогащена ЛРЗЭ ($\text{LaN/YbN} = 9,13$), а содержание ТРЗЭ превышает таковое в хондрите в 7,8 раза, Еу минимум выражен слабо (Бибикова и др., 1999б), что не типично для кислых пород океанов (Barbarin, 1990). U-Pb возраст цирконов из этих пород, равный, как уже отмечалось выше, 2778 ± 13 млн лет (рис. 67), позволяет определить верхнюю границу формирования базит-гипербазитового комплекса.

Колчеданы Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (рис. 63) состоят из пирротина, кобальтоносного пирита, халькопирита, сфалерита, пентландита с примесью магнетита. Они обогащены Ni, Co, Au, Cu, Ag (Кулешевич, 2005; Металлогения..., 1999; Рыбаков, 1987). Эти колчеданы, таким образом, могут быть отнесены к кобальт-медному типу и сопоставляться с таковыми из месторождений Ивановского типа на Урале (Слабунов, Кулешевич, 2007). Последние связываются с офиолитовыми комплексами (Серавкин, 2007). Руды данного типа сопоставимы по геохимическим особенностям с современными гидротермальными рудопроявлениями рифтовых зон (Богданов и др., 2006).

В составе офиолитовых ассоциаций принято (Пенроузская конференция, Anopumous, 1972) выделять четыре группы пород, сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу (Книппер и др., 2001; Колман, 1979): 1) ультрабазитовый комплекс, сложенный тектонизированными и серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами и дунитами; 2) габброидный комплекс, сложенный габброидами и перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами; 3) мафический комплекс параллельных даек; 4) вулканический комплекс мафических пиллоу-лав. С офиолитами ассоциируют осадки (ленточные кремни, глинистые сланцы и известняки), а также кислые натровые интрузивные и эффузивные образования и подиморфные тела хромитов. В составе базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса установлены, по крайней мере, два компонента: метаморфизованные гарцбургиты и дуниты, а также метабазальты, которые сопоставляются по составу с соответствующими комплексами фанерозойских и докембрийских офиолитовых ассоциаций (Книппер и др., 2001; Колман, 1979; Kontinen, 1987; Kusky et al., 2001; Scott et al., 1992). Представленные данные о петрогохимических, изотопных и минералогических особенностях пород Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса позволяют идентифицировать значительную их часть как составляющие океанической коры. Из-за отсутствия в этих образованиях первичных текстур и структур невозможно установить их фациальную принадлежность, что затрудняет прямую корреляцию с разрезами офиолитовых комплексов хорошей сохранности.

2.2. ЧУПИНСКИЙ ПАРАГНЕЙСОВЫЙ ПОЯС

Чупинский парагнейсовый пояс северо-западного простирания прослеживается в пределах центральной части Беломорского подвижного пояса более чем на 250 км при ширине от 0,5 до 30 км и имеет продолжение на СЗ еще на 200 км (рис. 5). Он сложен парагнейсами одноименного комплекса. В северной Финляндии с породами чупинского комплекса иногда идентифицируется формация Тунтси-Савикоски или Тунтси (Juopperi, Vaasjoki, 2001; Juopperi, Veki, 1988), однако личные наблюдения автора показывают, что последняя, скорее, является тектонитом, в составе которого имеются и метаосадки, хотя большая ее часть состоит из мелководнистых гнейсов.

Парагнейсовый пояс рассматривается как неоархейский покров (Миллер, 2002; Миллер, Милькевич, 1995).

Пояс сложен мигматизированными гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (рис. 87), среди которых отмечаются линзовидные тела мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов – реликты наименее измененных первичноосадочных пород (рис. 87, а) и реже метадацитов (рис. 87, б), а также прослои амфиболитов. Гнейсы традиционно рассматриваются как метаосадки (Голованова, Алексеев, 1978; Шуркин и др., 1962 и др.), хотя некоторые исследователи считают, что среди них значительная роль принадлежит вулканитам (Володичев, 1990).

Петрохимические особенности гнейсов, в частности обогащенность Ni, V, Co, Cr, дают основание реконструировать их большую часть как метаграувакки (Мыскова, 2001; Мыскова



Рис. 87. Текстурные особенности пород Чупинского парагнейсowego пояса. Фрагменты серых мелкозернистых полосчатых (а) и массивных (б) гранат-биотитовых гнейсов («сухих» гнейсов по терминологии геологов-съемщиков) среди мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов в районе п. Тэдино.

Фото сделаны автором во время геологической экскурсии, которую проводил А. М. Ручьев

и др., 2000, 2003б; Ручьев, 1992, 1997, 2000), сформировавшиеся при разрушении кислых (дацитов), основных и ультраосновных пород. На дискриминационных диаграммах М. Р. Бхатия (Bhatia, 1983) фигуративные точки составов метаграувакк находятся в полях пород, которые образуются в преддуговых бассейнах океанических островодужных систем (рис. 44, Д). Редкие тела амфиболитов, встречающиеся среди парагнейсов, по петрохимическим данным отвечают толеитовым базальтам.

Субстрат гнейсов согласно Sm-Nd изотопным данным имеет возраст не древнее 3000 млн лет (Бибикова и др., 1997; Мыскова, 2001; Мыскова и др., 2003б; Claesson et al., 2000; Timmerman, Daly, 1995). Rb-Sr изохронный возраст метаграувакк Чупинского комплекса оценивается в $2,95 \pm 0,05$ млрд лет (Кудряшов, 1996) и может рассматриваться как усредненный возраст их протолита (Балаганский, 2002).

С этим выводом хорошо согласуются результаты прецизионного U-Pb датирования цирконов из метаграувакк (Бибикова и др., 2004; Мыскова и др., 2003б; Bibikova et al., 1996, 2000; Claesson et al., 2000): наиболее древний возраст (3,2–2,9 млрд лет) имеют ядра некоторых цирконов, а возраст наиболее ранних метаморфогенных цирконов – 2820 ± 15 млрд лет. Образование последних сопряжено, вероятно, с процессами преобразования первичных пород в условиях гранулитовой фации (Володичев, 1969, 1975; Другова, 1996). Таким образом, время формирования метаосадков, по которым образовались гнейсы Чупинского пояса, находится в интервале 2,9–2,82 млрд лет. Позднее (2,72–2,69 млрд лет) в ходе неоархейской коллизии гнейсы были метаморфизованы в высокобарических условиях кианит-ортоклазовой субфаации ($T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}12$ кбар) и интенсивно мигматизированы. В палеопротерозое (1900–1800 млн лет) в процессе свекофеннской коллизии гнейсы вновь были реметаморфизованы и мигматизированы.

Следует обратить внимание на тот факт, что примерно в это же время формировались островодужные вулканиты керетьозерского зеленокаменного комплекса и близкий возраст имеют океанические породы, установленные в Центрально-Беломорском зеленокаменном поясе. Таким образом, данные структурно-вещественные комплексы составляют латеральный ряд, сопоставимый с таковым на конвергентных границах литосферных плит западнотихоокеанского типа.

Выводы

В Беломорском подвижном поясе восточной части Фенноскандинавского шита установлены четыре разновозрастные генерации зеленокаменных комплексов, соответственно с возрастом 2,88–2,82; 2,8–2,78; около 2,75 и около 2,7 млрд лет, которые слагают зеленокаменные пояса и их отдельные структуры; две генерации парагнейсовых комплексов (чупинский и каликорвинский), сформировавшихся соответственно 2,88–2,82 млрд лет и около 2,78 млрд лет. В составе зеленокаменных комплексов выделяются разнообразные по условиям формирования ассоциации: толеит-коматитовые; вулканитов известково-щелочной и адакитовой серий, аналогичных вулканогенным комплексам зрелых островных дуг; пород океанической коры. Среди последних установлено два разновозрастных комплекса: мезоархейский (2,88–2,85 млрд лет) базит-гипербазитовый и неоархейский (2,78 млрд лет) супрасубдукционный.

Устанавливается мезоархейский латеральный ряд структурно-вещественных комплексов (вулканогенные образования – метаграувакки – породы океанической коры) и определены обстановки их образования (вулканическая островная дуга – преддуговой бассейн – океаническая структура), которые связываются с процессами субдукции. Эта комбинация сопоставима с системами на конвергентных границах литосферных плит западнотихоокеанского типа.

ГЛАВА 3

АРХЕЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И СОПРЯЖЕННОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО КРАТОНА (ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)

В Беломорском подвижном поясе широко распространены разнообразные неоархейские гранитоиды, в меньшем объеме – габброиды. Интрузивные породы кислого состава развиты повсеместно, тогда как габброиды пока достоверно установлены лишь в центральной части структуры и в только в двух районах.

3.1. АРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И СОПРЯЖЕННОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО КРАТОНА

Наиболее широко распространенными (слагают более 80% территории) архейскими образованиями Фенноскандинавского щита являются гранитоиды. Это справедливо и для Беломорского подвижного пояса. Здесь они формируют обширные ареалы, ядра купольных структур и различные интрузивные тела. По особенностям состава и времени образования среди них выделяются гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации; комплексы (габбро)-эндербит-чарнокитовый; лейкогранитов; плагиомикроклиновых гранитов; субшелочных гранитоидов. В непосредственно прилегающей к Беломорской структуре части Карельского кратона следует отметить диорит-плагиогранитный (санукитоидный) комплекс. В Беломорском подвижном поясе гранитоиды, как правило, разгнейсованы и мигматизированы.

Гранитоиды ТТГ ассоциации имеют наибольшее распространение на территории Беломорского подвижного пояса. Она образует обширные ареалы гетерогенного состава, купольные структуры в западной части подвижного пояса, а также небольшие массивы. Шобозерская структура в пределах Керетского зеленокаменного пояса (рис. 10; см. гл. 4) – пример купольной структуры. В пределах Керетского зеленокаменного пояса в р-не оз. Венгели выделяется массив тоналитов-трондьемитов, содержащий ксенолиты вмещающих пород (Бибикова и др., 1999б; Володичев, 1990). В составе ассоциации более древняя компонента представлена меланократовыми (эпидот)-биотит-амфиболовыми гнейсогранитоидами. Они сохраняются среди (эпидот-амфибол)-биотитовых гнейсогранитов в виде реликтовых блоков, размер которых варьирует от нескольких метров до сотен метров. Выделяются (Бибикова и др., 2003а) также более крупные относительно однородные массивы, такие, например, как в южном обрамлении Хизоваарской структуры Керетского зеленокаменного пояса (рис. 45).

Время формирования древней составляющей ТТГ ассоциации оценивается в 2,83–2,8 млрд лет. В пределах Керетского зеленокаменного пояса (рис. 10) были датированы

акцессорные цирконы из наиболее древней составляющей ТТГ ассоциации, представленной кварцевыми диоритами (Бибикова и др., 1999б), гранодиоритами и трондьемитами (Бибикова и др., 2003а). Акцессорные цирконы из кварцевого диорита представлены хорошо оформленными, призматическими бесцветными, прозрачными кристаллами. Они имеют магматический генезис. Метаморфическое воздействие проявилось на них только в смягчении контуров кристаллов. Возраст цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией (рис. 88) составил 2803 ± 13 млн лет, что отвечает магматической стадии формирования кварцевого диорита (Бибикова и др., 1999б). Изотопный возраст гранодиоритов из южного обрамления и трондьемитов из северного Хизоваарской структуры Керетского зеленокаменного пояса (рис. 45) оценивается в 2826 ± 18 и 2804 ± 27 млн лет, соответственно (Бибикова и др., 2003а), что в пределах ошибки совпадает с возрастом дайкообразных тел дацитов и риолитов, секущих зеленокаменные образования пояса (Бибикова и др., 1999б, 2003а; Кожевников, 1992). Тоналиты близкого возраста (2,81 млрд лет) установлены в северной части Беломорского подвижного пояса в районе Воче-Ламбинской зеленокаменной структуры (Воче-Ламбинский..., 1991). Следует напомнить (см. гл. 2), что обломки тоналитов такого же возраста (2807 ± 7 млн лет) присутствуют в конгломератах Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса (Кислицын и др., 2000а). Кроме того, в северо-западной части Беломорского подвижного пояса в составе Суомуярвинского (Suomijärvi) комплекса известны гнейситоналиты и гнейсогранодиориты, магматическая стадия формирования которых оценивается в 2823 ± 10 и 2815 ± 21 млн лет, соответственно (Evins et al., 2002).

Время формирования наиболее распространенных пород ТТГ ассоциации (трондьемитов и тоналитов) в Беломорском подвижном поясе оценивается в 2,76–2,72 млрд лет (Бибикова и др., 1995а, б, 1999б; Каулина, 1996; Каулина, Богданова, 2000; Bogdanova, Bibikova, 1993). В пределах Керетского зеленокаменного пояса были датированы цирконы из слабомигматизированных трондьемитов (проба Э-989-1), слагающих большую часть Шобозерской купольной структуры, и тоналитов (проба Э-624т), слагающих массив тоналит-трондьемитового состава в районе оз. Венгели. Акцессорные цирконы магматического генезиса имеют возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией $2720,4 \pm 8,9$ млн лет и 2720 ± 25 млн лет (рис. 89), соответственно (Бибикова и др., 1995б, 1999б). Близкий возраст имеют тоналитовые гнейсы

этой ассоциации в районе оз. Ковдозеро – 2717 ± 17 ; 2716 ± 10 млн лет (Бибикова и др., 1995а; Каулина, Богданова, 1999). Более древними являются тоналиты п-ова Толстик (Каулина, Богданова, 2000), в которых возраст магматогенных цирконов составляет 2761 ± 10 млн лет, вместе с тем в этих породах установлена генерация циркона с возрастом 2695 ± 10 млн лет (по: Баянова и др., 2002), которая связывается с процессами преобразования (мигматизация, расланцевание) гранитоидов. В трондьемитах района губы Тупой (оз. Ковдоозеро), сформировавшихся 2,58 млрд лет назад, установлены ксеногенные цирконы с возрастом 2787 ± 21 млн лет (Лобач-Жученко и др., 1993), которые, возможно, свидетельствуют о еще более древнем возрасте рассматриваемой составляющей ассоциации, но этот вопрос требует дополнительного изучения.

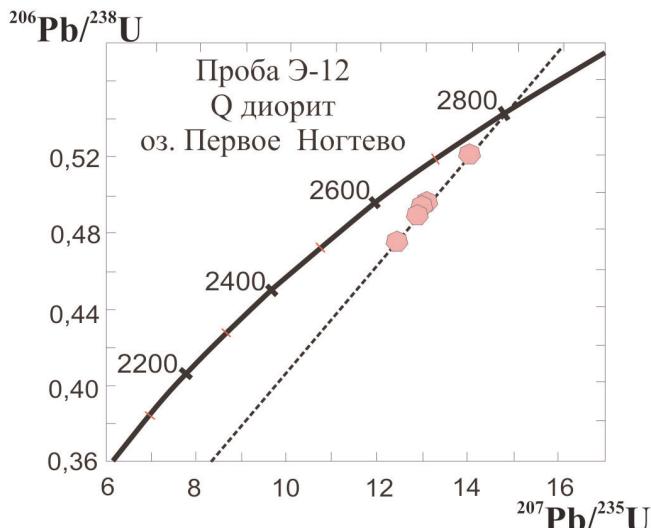


Рис. 88. Изохона с конкордией для цирконов из кварцевых диоритов (Э-12, место отбора пробы см. рис. 15) ранней составляющей ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса: $t_1 = 2804 \pm 13$ млн лет (Бибикова и др., 1999б)

В соответствии с петрохимическими характеристиками гранитоиды ТТГ ассоциации отвечают породам среднего – кислого состава нормального ряда (рис. 90, а; табл. 16). По соотношению нормативных Ab – An – Ort (рис. 90, б) они соответствуют тоналитам и трондьемитам. Следует обратить внимание на то, что геологически более древние гранитоиды имеют более основной состав (до кварцевых диоритов, как, например, проба Э-12, использовавшаяся для геохронологических исследований) по сравнению с более молодыми и более распространенными гнейсогранитоидами, среди которых преобладают трондьемиты (рис. 90, а, б). Породы ТТГ ассоциации рассматриваемой территории, так же как и большинство пород этого комплекса в мире (Martin, 1994), относятся к известково-щелочной серии (рис. 90, в), а на диаграмме Na₂O – K₂O – CaO (рис. 90, г) образуют поле в Na части треугольника. Они имеют типоморфное для архейских ТТГ («серых гнейсов») содержание РЗЭ: характеризуются резко дифференцированным спектром распределения РЗЭ, по сравнению с хондритами обогащены ЛРЗЭ, при хондритовом уровне содержания ТРЗЭ (рис. 90, д).

По всем приведенным геохимическим параметрам породы этой ассоциации аналогичны архейским породам комплекса ТТГ (Martin, 1994; Martin et al., 2005) и отличны от пород санукитоидной ассоциации, что отчетливо видно на спайдерграмме (рис. 90, е) и вариационных диаграммах SiO₂ – окислы (рис. 91).

Большая часть гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса относится к высокоглиноземистым ($Al_2O_3 > 15\%$) гранитоидам (рис. 91), что также характерно для архейских пород этого типа. По соотношениям $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ и $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ большая часть рассматриваемых пород отвечает метаглиноземистым гранитоидам, а трондьемитов – глиноземистым. Соотношение $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ в них, главным образом, меньше 1,1, что типично для I-гранитов. На дискриминационной диаграмме R1 – R2 (Batchelor, Bowden, 1985) фигуративные точки составов пород ТТГ ассоциации тяготеют к полю предколлизионных гранитоидов, и лишь небольшая часть наиболее лейкократовых разностей находится вблизи поля синеклизаационных разностей (рис. 92, а). На диаграмме Rb – Y+Nb (рис. 92, б) фигуративные точки данных пород, так же как и средний состав архейских ТТГ, лежат в поле островодужных гранитоидов.

Наиболее вероятной петрологической моделью формирования пород ТТГ ассоциации является плавление протолита, отвечающего по составу метабазальтам и представленного амфиболитами, гранулитами и эклогитами (Arth, Hanson, 1972; Barker, Arth, 1976). Эта модель подтверждена результатами

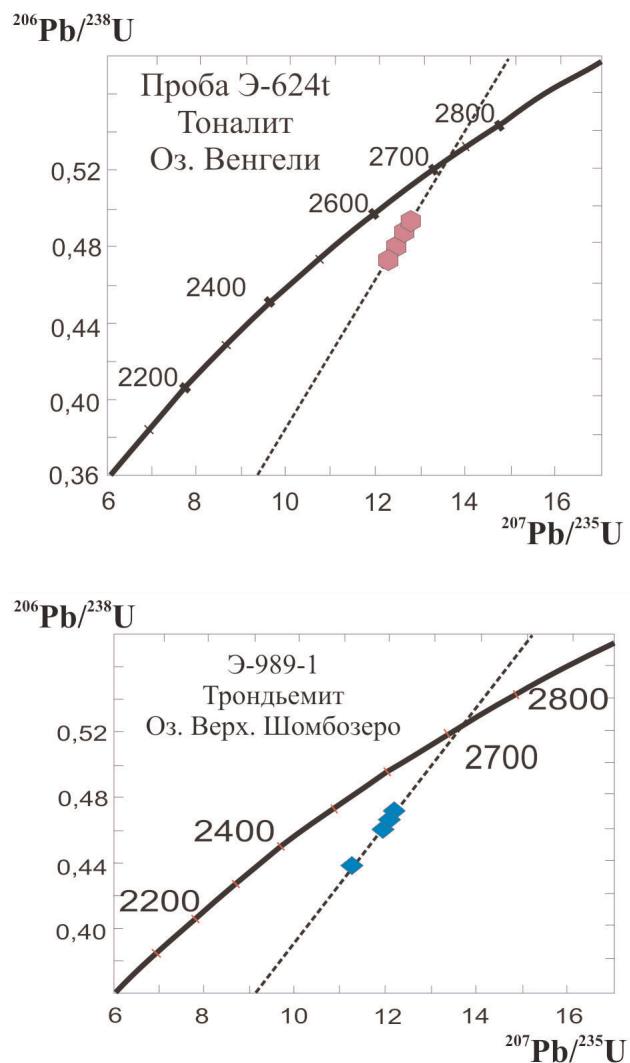


Рис. 89. Изохроны с конкордией для цирконов из гранитоидов поздней составляющей ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (а) тоналита (Э-624т), $t_1 = 2720 \pm 25$ млн лет (Бибикова и др., 1999б) и (б) трондьемита (Э-989-1), $t_1 = 2720,4 \pm 8,9$ млн лет (Бибикова и др., 1995б)

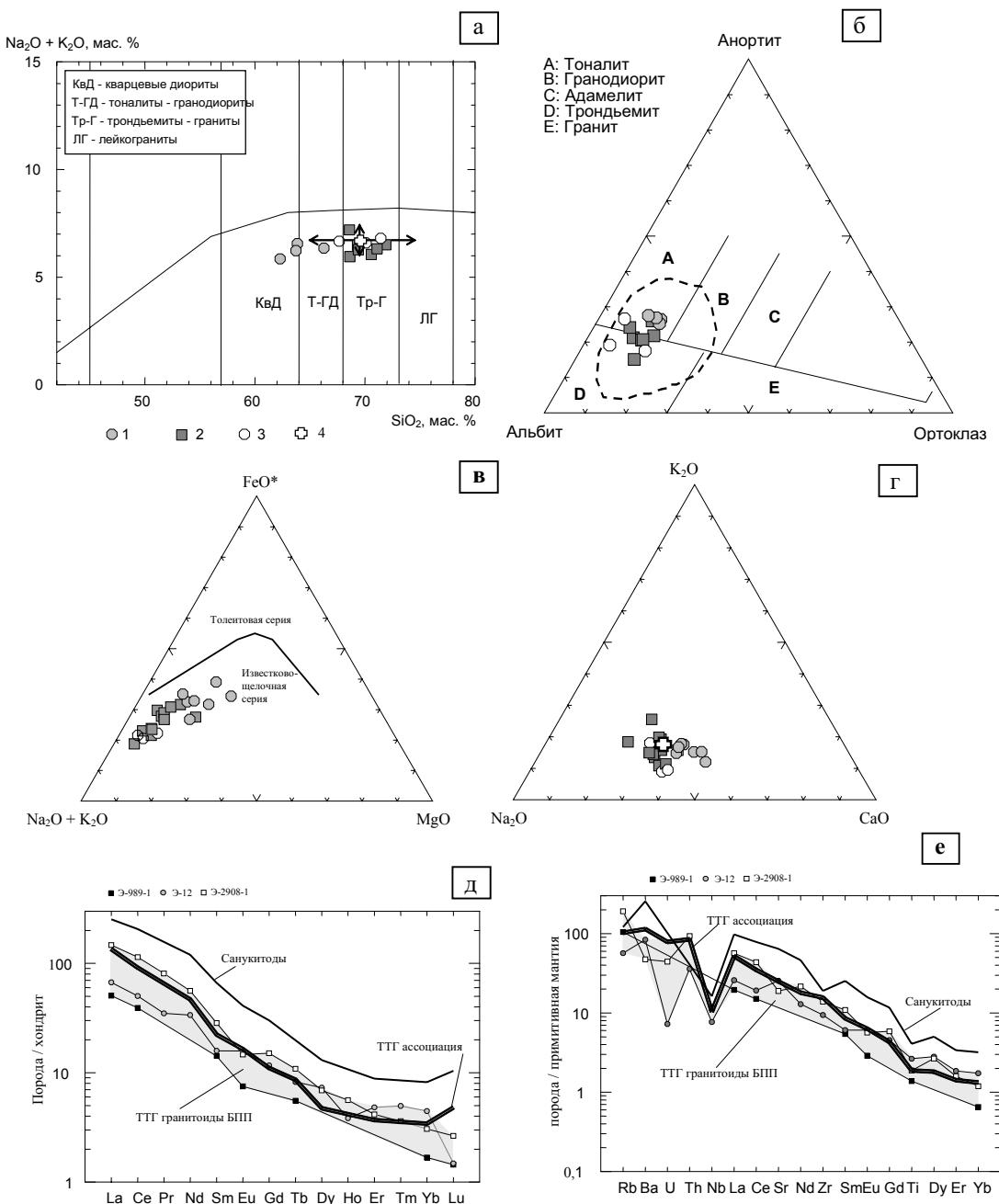


Рис. 90. Петрохимические характеристики гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (БПП):

- а – классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (границы между семействами пород проведены по: Петрографический..., 1995): 1 – гранитоиды (кварцевые диориты, тоналиты) ранней составляющей ассоциации; 2–3 – гранитоиды (тоналиты – трондьемиты) поздней составляющей; 2 – ареалов, 3 – массивов; 4 – средний состав (стрелки показывают средние стандартные отклонения содержаний окислов) пород ТТГ ассоциации (Martin, 1994); б – диаграмма соотношений нормативных количеств $\text{Ab} - \text{An} - \text{Or}$ ($\text{O}'\text{Сопног}, 1965$). Усл. обозн. на рис. а, пунктирной линией оконтурено поле составов пород ТТГ ассоциации (Martin, 1994); в – диаграмма AFM (Irvine, Barager, 1971). Усл. обозн. на рис. а; г – диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$. Усл. обозн. на рис. а; д – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в архейских породах ТТГ ассоциации (TTG ассоциации – средний состав, Martin, 1994; санукитоиды – средний состав, Martin et al., 2005), трондьемитах (Э-989-1, Э-2908-1), кварцевом диорите (Э-12); е – нормированные по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в ТТГ гранитоидах БПП, в ТТГ ассоциации (средний состав, Martin, 1995) и санукитоидах (средний состав, Martin et al., 2005)

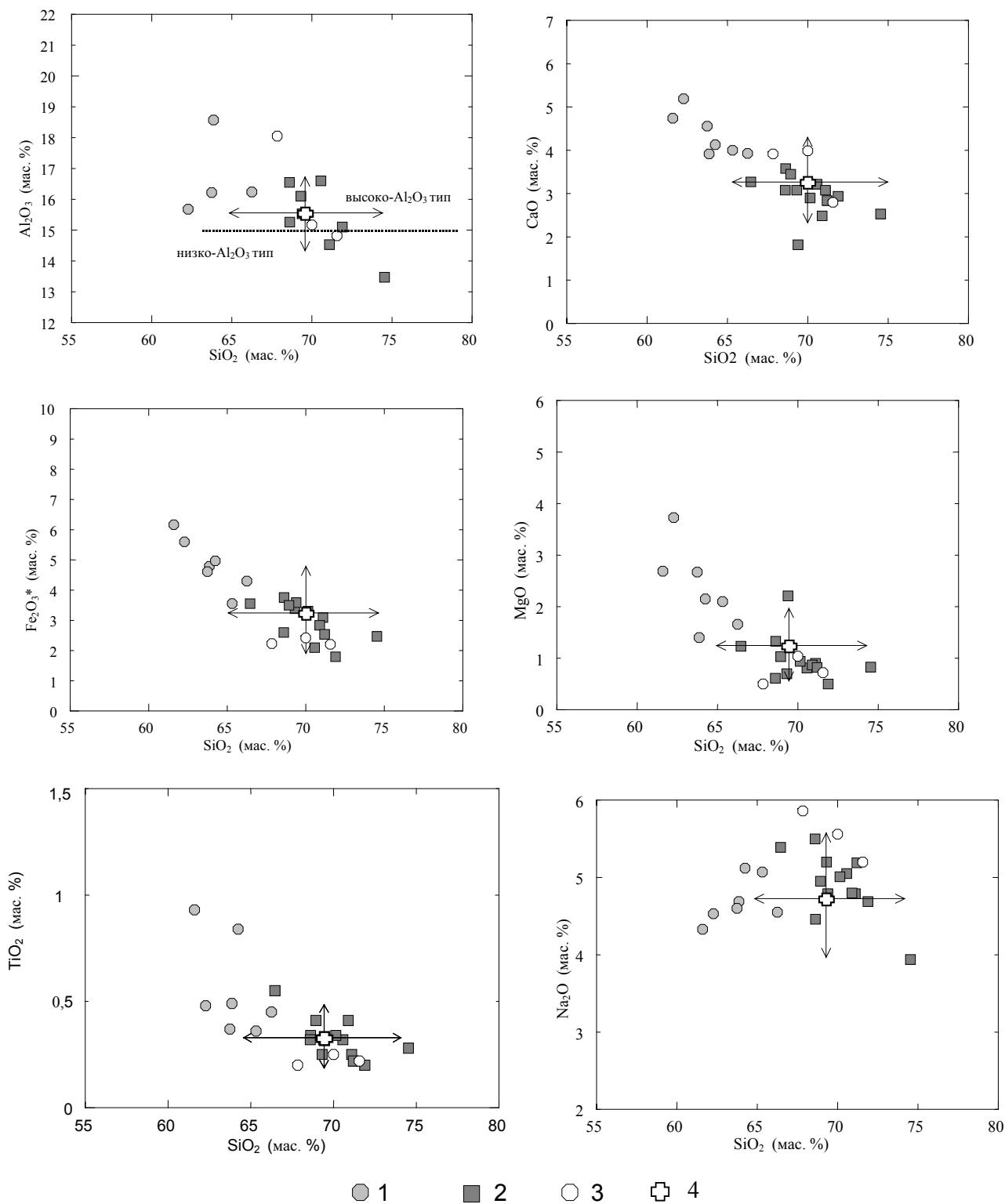


Рис. 91. Фигуративные точки составов архейских гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса на вариационных диаграммах SiO_2 – окислы:

1 – гранитоиды (кварцевые диориты – тоналиты) ранней составляющей ассоциации; 2–3 – гранитоиды (тоналиты – трондемиты) поздней составляющей; 2 – ареалов, 3 – массивов; 4 – средний состав (стрелки показывают средние стандартные отклонения содержания окислов) пород ТТГ ассоциации (Martin, 1994).

На диаграмме SiO_2 – Al_2O_3 линия раздела низко- и высоко- Al_2O_3 по: Barker, Arth, 1976; Rapp et al., 1991

Таблица 16. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Авт. ном.	Э-2908-1*	Э-12*	Э-989-1	Э-275-1	Э-479-1	Э-400-2	Э-856-1	Э-989-2	Э-444-4
SiO ₂	70,15	62,28	71,10	69,32	71,90	70,57	68,60	69,40	68,62
TiO ₂	0,34	0,48	0,25	0,25	0,20	0,32	0,32	0,32	0,34
Al ₂ O ₃	15,40	15,68	14,53	16,10	15,10	16,60	16,55	15,53	15,26
Fe ₂ O ₃	0,75	1,13	0,86	1,24	0,60	0,42	0,69	1,52	1,17
FeO	2,30	4,02	2,01	1,93	1,08	1,51	1,72	1,86	2,33
MnO	0,05	0,10	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05
MgO	0,94	3,73	0,90	0,70	0,50	0,81	0,61	2,21	1,33
CaO	2,90	5,19	3,08	3,08	2,94	3,22	3,08	1,82	3,58
Na ₂ O	5,01	4,53	4,79	5,20	4,69	5,05	5,50	4,79	4,46
K ₂ O	1,34	1,33	1,53	1,29	1,82	1,01	1,70	1,49	1,50
P ₂ O ₅	0,12	0,35	–	0,13	–	–	–	–	–
H ₂ O	0,09	0,20	0,39	0,18	0,08	0,12	0,10	0,10	0,09
ппп	0,40	0,97	0,26	0,28	0,60	0,25	0,67	0,58	0,79
Cr	48,8	102	–	285	136	193	117	123	–
Ni	8,3	52,9	–	8	8	8	8	10	–
Co	7,3	12,1	–	2	2	4	4	11	–
Sc	4,5	11,4	–	–	–	–	–	–	–
V	31,6	85,2	–	51	31	49	24	73	–
Cu	6,3	9,0	–	–	–	–	–	–	–
Pb	7,2	–	–	12	7	7	7	15	–
Zn	46	72	–	–	–	–	–	–	–
Bi	0,82	–	–	–	–	–	–	–	–
Cd	0,16	–	–	–	–	–	–	–	–
In	0,07	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	1,16	–	–	–	–	–	–	–
W	1,04	0,09	–	–	–	–	–	–	–
Mo	1,38	0,74	–	–	–	–	–	–	–
Ag	0,5	–	–	–	–	–	–	–	–
Re	0,08	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	102,8	30,4	56	36	21	42	77	70	–
Li	101,49	25,50	–	–	–	–	–	–	–
Cs	3,65	1,88	–	–	–	–	–	–	–
Ba	287	507	–	436	514	604	285	339	–
Sr	346	465	–	310	141	798	468	409	–
Tl	2,33	–	–	–	–	–	–	–	–
Ga	23,7	22,7	–	–	–	–	–	–	–
Ta	1,95	0,19	–	–	–	–	–	–	–
Nb	7,1	4,7	–	6,0	6,0	4,0	7,0	9,0	–
Hf	3,11	1,91	–	–	–	–	–	–	–
Zr	134,7	91	–	119	45	136	139	168	–
B	18,97	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	1,00	1,24	–	–	–	–	–	–	–
Y	7,4	7,2	–	12	14	20	11	13	–
Th	7,59	2,92	–	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	–
U	0,90	0,15	–	–	–	–	–	–	–
La	34,87	15,90	12,00	–	–	–	–	–	–
Ce	69,76	30,80	24,00	–	–	–	–	–	–
Pr	7,52	3,25	–	–	–	–	–	–	–
Nd	25,61	15,40	–	–	–	–	–	–	–
Sm	4,21	2,35	2,10	–	–	–	–	–	–
Eu	0,82	0,88	0,42	–	–	–	–	–	–
Gd	3,00	2,32	–	–	–	–	–	–	–
Tb	0,39	0,30	0,20	–	–	–	–	–	–
Dy	1,69	1,79	–	–	–	–	–	–	–
Ho	0,31	0,21	–	–	–	–	–	–	–
Er	0,67	0,77	–	–	–	–	–	–	–
Tm	0,09	0,12	–	–	–	–	–	–	–
Yb	0,49	0,72	0,27	–	–	–	–	–	–
Lu	0,066	0,037	0,04	–	–	–	–	–	–

Окончание табл. 16

№ пп	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Авт. ном.	Э- 381-1	Э- 400-1	Э- 624-т	Э- 280-3	Э-624-2	Э-616-1	Э2880- 1	Э2720- 1	БМ14-3	БМ12- 5	БМ 11/2	БМ14- 2	БМ17- 2	БМ 2- 3	Э2752- 1	Э2749- 1
SiO ₂	66,26	63,74	67,84	63,86	71,57	70,00	74,54	65,32	61,60	68,94	70,90	66,46	71,20	64,24	67,02	71,16
TiO ₂	0,45	0,37	0,20	0,49	0,22	0,25	0,28	0,36	0,93	0,41	0,41	0,55	0,22	0,84	0,84	0,34
Al ₂ O ₃	16,24	16,22	18,05	18,57	14,82	15,17	13,47	16,70	16,69	16,23	14,82	16,73	15,57	15,44	12,84	15,01
Fe ₂ O ₃	0,79	1,33	0,88	1,68	0,54	0,43	0,47	1,40	2,02	1,11	0,45	0,53	0,78	1,22	1,90	0,80
FeO	3,16	2,95	1,22	2,80	1,50	1,79	1,80	1,94	3,73	2,15	2,15	2,72	1,58	3,37	4,17	1,29
MnO	0,07	0,09	0,01	0,01	0,05	0,05	0,04	0,07	0,08	0,03	0,03	0,04	0,03	0,09	0,08	0,04
MgO	1,66	2,67	0,50	1,40	0,72	1,04	0,83	2,10	2,69	1,03	0,87	1,23	0,82	2,15	1,59	1,23
CaO	3,93	4,56	3,92	3,92	2,80	3,99	2,53	4,00	4,74	3,45	2,49	3,27	2,84	4,13	3,25	2,00
Na ₂ O	4,55	4,60	5,86	4,69	5,20	5,56	3,94	5,07	4,33	4,95	4,80	5,39	5,19	5,12	3,46	4,32
K ₂ O	1,81	1,64	0,96	1,87	1,76	1,00	1,21	1,58	1,63	1,08	2,50	2,14	1,41	1,86	3,69	2,33
P ₂ O ₅	—	—	—	0,22	0,07	0,11	0,11	0,19	0,25	0,11	—	—	—	0,29	0,34	0,15
H ₂ O	0,11	0,15	0,09	0,23	0,09	0,21	0,20	0,16	0,08	0,04	0,12	0,13	0,09	0,20	0,15	0,09
LOI	0,56	1,48	0,24	0,59	0,44	0,29	0,32	0,79	0,89	0,40	0,50	0,61	0,22	0,93	0,65	0,86
Cr	97	121	70	—	—	—	—	—	41	40	21	42	—	60	—	
Ni	18	26	8	—	—	—	—	—	10	8	25	11	—	10	—	
Co	17	14	8	—	—	—	—	—	5	2	6	2	—	10	—	
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	50	68	38	25	—	59	—	
V	116	81	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cu	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	—	
Pb	15	13	—	—	—	—	—	—	—	17	14	19	10	—	0	—
Zn	—	—	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80	—	
Rb	75	47	27	—	45	24	—	67	—	34	52	66	29	—	84	—
Cs	—	—	1,00	—	—	—	—	1,80	—	—	—	—	—	—	3,00	—
Ba	455	653	580	—	—	—	—	—	—	344	800	411	286	—	—	—
Sr	396	508	600	—	—	—	—	—	—	403	293	338	350	—	—	—
Li	—	—	15,74	—	—	—	—	39,00	—	—	—	—	—	—	26,00	—
Nb	9,0	9,0	—	—	—	—	—	—	—	4,0	3,0	10,0	7,0	—	—	—
Zr	187	108	—	—	—	—	—	—	—	129	195	185	97	—	—	—
Y	22	22	—	—	—	—	—	—	—	11	6	6	11	—	—	—
Th	6,00	8,00	—	—	—	—	—	—	—	7,00	7,00	8,00	7,00	—	—	—

П р и м е ч а н и е . Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах, кроме выделенных *, определены рентгено-флюоресцентным методом, в выделенных * – методом ICP-MS. 1 – район с. Гридино (к востоку от Гридинской тектонической пластины, м. Кирбей); 2–16 – Керетская гранит-зеленокаменная система: 2–15 – Керетьозерская структура, 16 – Вокшозерская структура; 17–23 – южная часть БПП (17 – р-он п. Золотец, 18–23 – острова Онежской губы Белого моря); 24–25 – Авнеозерская структура (Пебозерская гранит-зеленокаменная система).

экспериментов (Rapp et al., 1991). Обобщение их результатов показало (Туркина, 2000, 2002), что существует устойчивая корреляция между Р-Т условиями генерации тоналит-трондемитовых расплавов и их химическим составом, причем наиболее чувствительными являются содержания РЗЭ и Y. Исходя из этого, для анализа генезиса природных ТТГ ассоциаций предложена методика с использованием диаграммы Yb – Eu (Туркина, 2002).

Особенности состава пород ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса и, в частности, соотношение в них Yb – Eu (рис. 92, в) позволяют предположить, что ранняя составляющая пород комплекса формировалась в относительно малоглубинных условиях (около 8 кбар), так как ее расплав мог находиться в равновесии с амфибол-плагиоклазовым реститом, более поздние составляющие могли находиться в равновесии с гранат-плагиоклаз-пироксен-амфиболовым (с низким содержанием граната) реститом, что предопределяет условия плавления при давлении 15–16 кбар.

ТТГ ассоциация гранитоидов весьма гетерогенна и включает, по крайней мере, две разновозрастные группы: с возрастом формирования 2,83–2,8 и 2,76–2,72 млрд лет. Возможно, что существовали и более древние (с возрастом более 3,0 млрд лет) гранитоиды, цирконы из которых установлены в осадочных породах Беломорской провинции (Бибикова и др., 2004; Кожевников и др., 2006). В настоящее время не представляется возможным пространственно локализовать распространение каждой группы. Следует отметить синхронность главных фаз гранитообразования с формированием субдукционно-аккреционных комплексов.

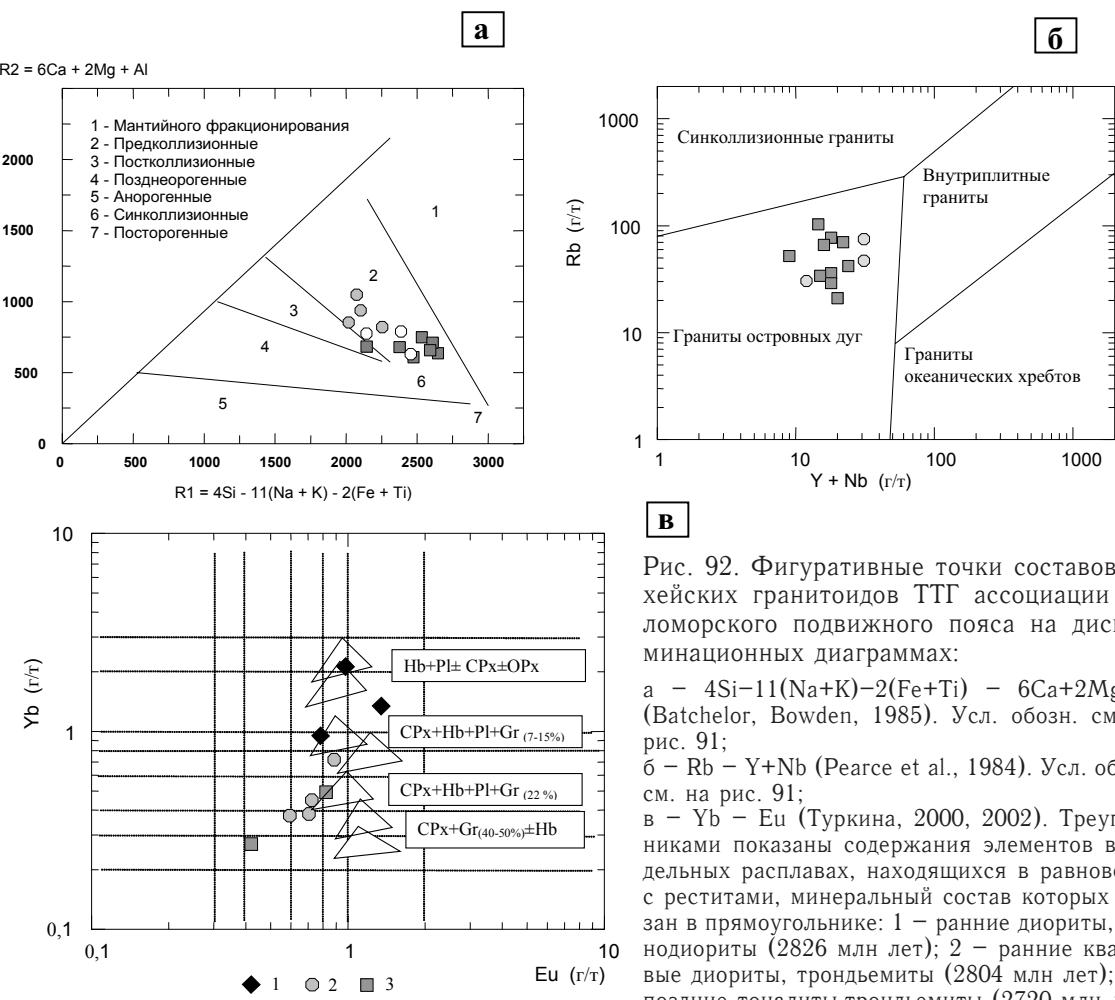


Рис. 92. Фигуративные точки составов архейских гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса на дискриминационных диаграммах:
 а – $4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$ – $6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ (Batchelor, Bowden, 1985). Усл. обозн. см. на рис. 91;
 б – $\text{Rb} - \text{Y}+\text{Nb}$ (Pearce et al., 1984). Усл. обозн. см. на рис. 91;
 в – $\text{Yb} - \text{Eu}$ (Туркина, 2000, 2002). Треугольниками показаны содержания элементов в модельных расплавах, находящихся в равновесии с рестиатами, минеральный состав которых указан в прямоугольнике: 1 – ранние диориты, гранодиориты (2826 млн лет); 2 – ранние кварцевые диориты, трондемиты (2804 млн лет); 3 – поздние тоналиты-трондемиты (2720 млн лет)

(Габбро)-эндербит-чарнокитовые комплексы. В составе Западно-Беломорского гранулитового пояса (Glebovitsky, 1997) выделяются массивы гиперстеновых гранодиоритов и диоритов, детально изученные на о. Поньгомнаволок, где установлено время магматической стадии их образования – 2728 ± 21 млн лет и время их неоархейской (2717 млн лет) и палеопротерозойской (2454 ± 10 млн лет) переработки (Зингер, 1993; Левченков и др., 1996; Zinger et al., 1996, 1999), в пос. Чупа (2727 ± 32 млн лет, Глебовицкий и др., 2000), а также сложнопостроенный нотозерский комплекс, в состав последнего входят габброиды, интрузивные эндербиты и чарнокиты (Володичев, 1990; Король, 1983; Лобач-Жученко и др., 1995; Ризванова и др., 1994). Гранулитовый пояс, вероятно, прослеживается далее на северо-запад: в районе оз. Ковдозеро, участок Ягодный, установлены жилы эндербитов в кристаллических сланцах с возрастом $2712,6 \pm 2,5$ млн лет (Бибикова и др. 1995а), к югу от оз. Ори-Ярви, к западу от пос. Зареченск, пос. Алакуртти также известны (Другова и др., 1995) тела интрузивных гиперстеновых кварцевых диоритов и гранодиоритов (чарнокитоидов) с ксенолитами основных кристаллических сланцев.

В составе нотозерского комплекса выделяется (Володичев, 1990) три группы плутонических пород: 1) габбро, эндербиты и чарнокиты известково-щелочной серии; 2) породы от габбро-диоритов до чарнокитов толеитовой серии; 3) граниты (чарнокиты) Пажминского массива (Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995; Ранний..., 2005). Интрузивные породы комплекса содержат включения кристаллических сланцев и гнейсов, отвечающих по составу андезитам, толеитовым и коматитовым базальтам, соответствующих породам зеленокаменных

поясов (Володичев, 1990; Лобач-Жученко и др., 1995). Причем вероятными их аналогами являются метавулканиты керетьозерского зеленокаменного комплекса, что доказывается не только сходством их состава, но и тем, что U-Pb возраст цирконов из кристаллического сланца андезитового состава составляет 2834 ± 40 млн лет (Бибикова и др., 1999б), т. е. такой, как среднекислых вулканитов хаттомозерской СТА.

Выделенные по геологическим данным (Володичев, 1990) три серии plutонических пород отчетливо различаются по химическому составу. Породы известково-щелочной серии по сравнению с толеитовой характеризуются при одинаковом содержании SiO_2 более низкими содержаниями TiO_2 , FeO , K_2O , Y , Zr , Nb , V , но более высокими содержаниями MgO , CaO , Cr , Ni (Лобач-Жученко и др., 1995). Важной петрогохимической особенностью этих серий является: непрерывность составов в известково-щелочной серии (от габбро до трондемита (чарнокита)) и наличие перерыва в толеитовой серии, обусловленного отсутствием пород с содержанием SiO_2 от 56 до 61% (Ранний..., 2003). Чарнокиты Пажминского массива отличаются от кислых членов двух первых серий повышенной щелочностью за счет большего содержания K_2O , а также значительно более высокими содержаниями Ba и Rb . Породы всех трех серий являются метаглиноземистыми и отвечают по соотношению Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O гранитам I-типа (Chappell, White, 1974). На дискриминационных диаграммах (Pearce et al., 1984) фигурационные точки нотозерских гранитоидов попадают в поле островодужных гранитоидов, причем точки пород толеитовой серии благодаря более высоким содержаниям Y и Nb приближаются к полю внутриплитных гранитов (Ранний..., 2005).

Возраст plutонических пород нотозерского комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам, независимо от их состава оценивается в 2730–2710 млн лет (Лобач-Жученко и др., 1995), что свидетельствует об узком интервале времени их формирования. Магматические процессы здесь субсинхронны с низкобарическим гранулитовым метаморфизмом ($T = 800$ – 950 °C, $P = 4$ – 5 кбар, Лобач-Жученко и др., 1995).

По оценкам В. П. Чекулаева и С. Б. Лобач-Жученко (Ранний..., 2005), разнообразие составов пород нотозерского комплекса, имеющих близкий возраст, предполагает наличие одновременно различных источников и механизмов генерациимагмы. Габбро и габбро-диориты магнезиальной серии могли быть образованы при плавлении пород мантии с последующей кристаллизационной дифференциацией. Судя по соотношениям Ti , Y и Cr , эволюция габбро-диоритового расплава обеспечивалась фракционированием пироксенов, но не плагиоклаза и амфибола, так как содержание Sr и Zr остается постоянным для всех пород серии. Протолитом для образования исходных железистых базитовых расплавов (толеитовая серия) могли быть более древние основные породы, типа ферробазальтов нижней мафической СТА хизов-арского зеленокаменного комплекса. Возможным механизмом и источником для образования гранитоидов толеитовой серии является процесс плавления толеитов и тоналитов. Согласно изотопным Sm-Nd данным, возраст протолита мог быть на 50–70 млн лет древнее магматических пород нотозерского комплекса. Расплавы, отвечающие по составу Пажминским гранитам и существенно обогащенные K , Rb , Ba , могли быть получены, согласно экспериментальным данным, из источника, обогащенного этими элементами. Таким источником могли быть, прежде всего, породы сиалической коры – тоналиты, дациты, граувакки (Ранний..., 2003). Это согласуется с представлением об образовании части нотозерских гранитоидов при плавлении тоналитов (Лобач-Жученко и др., 1995). Большие объемы магматических интрузивных пород в районе оз. Нотозеро свидетельствуют о большой степени плавления источника. Это возможно при значительных температурах, что согласуется с проявлением в это время высокоградиентного гранулитового метаморфизма и с составом гранитоидов, который свидетельствует об отсутствии в ростите таких минералов, как биотит, амфибол, плагиоклаз. Отсутствие в ростите граната указывает на относительно небольшие глубины магмообразования ($P = 5$ – 10 кбар при $T = 1000$ – 1050 °C, Лобач-Жученко и др., 1995).

Широкое развитие в пределах Западно-Беломорского гранулитового пояса plutонических пород, образовавшихся в условиях высокоградиентного метаморфизма и имеющих геохимические характеристики, отражающие внутриструктурную природу части гранитоидов, позволяет интерпретировать обстановку формирования комплекса как супрасубдукционную, сопоставимую с активной континентальной окраиной (Лобач-Жученко и др., 1995; Ранний..., 2005) или зрелой островной дугой (Слабунов и др., 2007в; Slabunov et al., 2006b). Следует также отметить, что проявления рассмотренного магматизма и субсинхронного метаморфизма предшествовали низкоградиентному метаморфизму кианитового типа, сопровождавшему коллизионные процессы в Беломорском подвижном поясе (Володичев, 1990).

Диорит-плагиогранитный (санукитоидный) комплекс. В северо-восточной части Карельского неоархейского кратона, в непосредственной близости от Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов Беломорского подвижного пояса, расположен (рис. 5) Северо-Карельский диорит-плагиогранитный (санукитоидный) массив (Бибикова и др., 1997; Ларионова и др., 2007). Породы массива известны также как Таваярвинский комплекс (Геология..., 1960). Северо-Карельский массив (батолит) выходит на площади около 5 тыс. км² и в плане имеет форму разбитого на блоки эллипса. Его длинная ось, ориентированная субширотно, имеет размеры около 120 км и короткая – около 85 км (рис. 93). Это самый крупный на Карельском кратоне массив санукитоидов. К югу от главного поля его развития на протяжении примерно 40 км отмечены сходные по составу, но более разгнейсовые тела размером 4–20 км, а к северу аналогичные диориты наблюдаются в выступе фундамента среди палеопротерозойских образований Пана-Куолаярвинской структуры, а также в северном борту последней. Батолит рассечен телами плагиомикроклиновых гранитов, которые имеют северо-западное простирание в центральной и западной частях территории и широтное – в восточной. Такие же гранитоиды обрамляют батолит с юга, запада и востока. Северный его борт срезается протерозойской Пана-Куолаярвинской структурой. В настоящее время достоверных контактов батолита с вмещающими его породами не отмечено – он находится среди плагиомикроклиновых гранитов, которые его секут.

Северо-Карельский диорит-плагиогранитный массив образовался в неоархее. U-Pb возраст цирконов из этих пород равен $2724, 4 \pm 7,8$ млн лет (рис. 94) и фиксирует время магматической стадии формирования массива, а возраст сфена, равный 2700 млн лет, – время позднемагматических процессов в нем (Бибикова и др., 1997). Данные Sm-Nd изотопных исследований (Бибикова и др., 1999б; Ларионова и др., 2007; Slabunov et al., 2000) пород массива (ϵ_{Nd} (2,7) = +1,24...+2,2) указывают на отсутствие значительной коровой предыстории этих пород. Sm-Nd изохона, построенная по породам массива, отвечает линии 2725 млн лет (Ларионова и др., 2007). Весьма приблизительный U-Pb возраст плагиомикроклиновых гранитов, секущих диорит-плагиограниты батолита, – 2702 ± 84 млн лет (Буйко и др., 1995).

Более древние породы по отношению к диорит-плагиогранитам батолита сохранились в нем в виде ксенолитов. Эти амфиболиты и сланцы сходны по составу с вулканитами зеленокаменных поясов (Слабунов, Степанов, 1993).

Главные типы пород, слагающие батолит, – это кварцевые диориты, диориты и их субщелочные аналоги, гранодиориты и плагиограниты. Его составляющей являются также субщелочные габброиды (Степанов, 1994). Последние образуют два крупных скопления ксенолитов и иногда выделяются как массивы, примером которых служит Кундозерский (рис. 93). Кроме того, они встречаются в южной части массива. Здесь они образуют структуры, чрезвычайно схожие с минглинг-структурами фанерозойских орогенных систем (А. Н. Щипанский, уст. сообщ.): тела габброидов округлой, дайкообразной формы «растекаются» в гранитоидах. Эти структуры могут служить доказательством субсинхронности внедрения и механического смешения мантийных (базитовых) и коровых (монцонитовой и граномонцонитовой магмы).

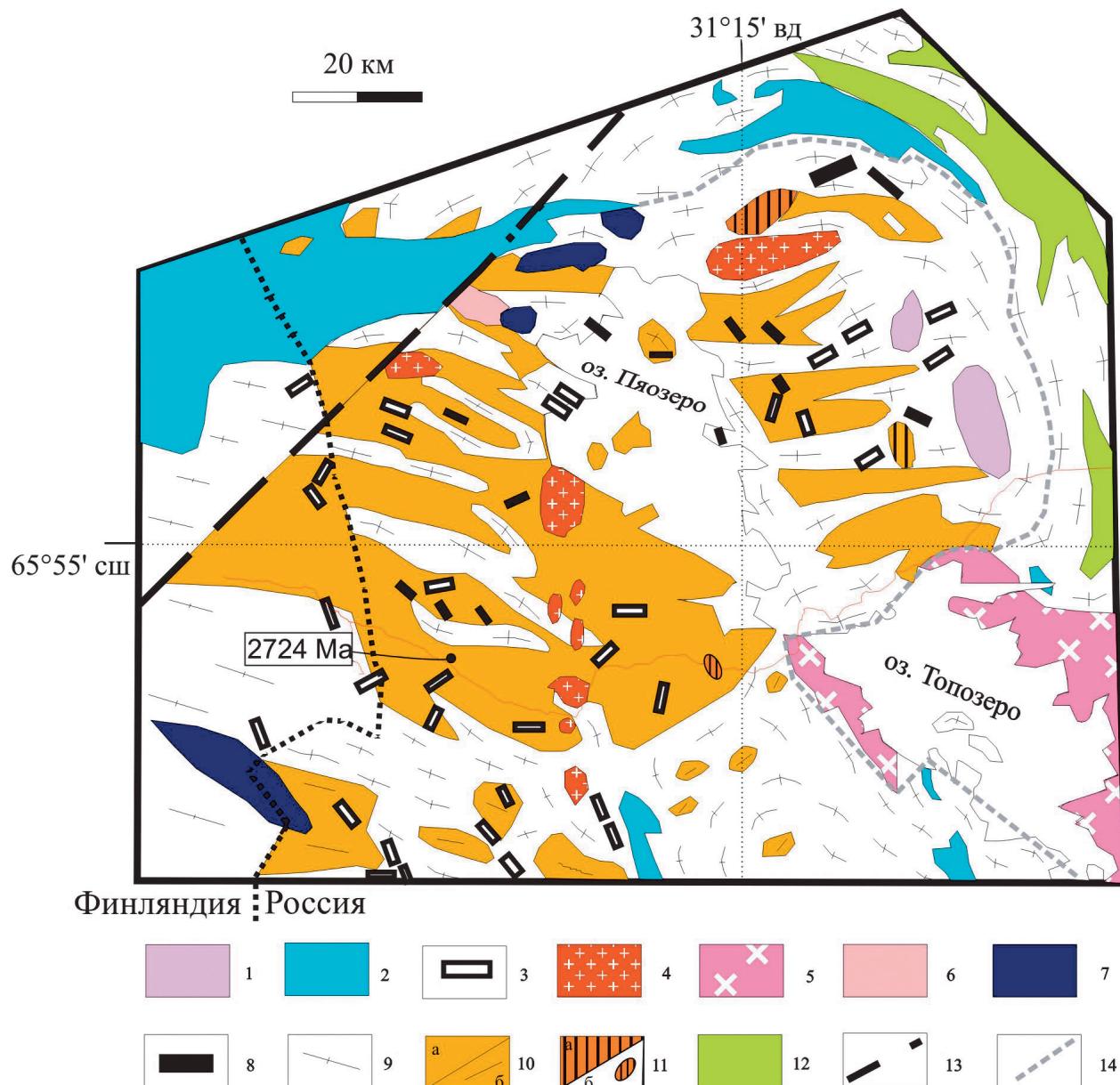


Рис. 93. Схема геологического строения Северо-Карельского диорит-плагиогранитного (санукитоидного) массива в районе оз. Плоизера (Северная Карелия) (составил А. И. Слабунов с использованием личных наблюдений, данных А. А. Щипанского и опубликованных материалов: Бибикова и др., 1997; Коншин, 1990, 1994; Ларионова и др., 2006; Степанов, 1994; Сыстра, Семенов, 1990; Elo, 1992):

1 – Ельтьозерский щелочной комплекс (1,7–1,8 млрд лет); 2 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) осадочные и вулканогенные образования; 3 – дайки габбро-диабазов (2,1–2 млрд лет); 4 – микроклиновые граниты нуюруненского типа (2,45 млрд лет); 5 – интрузивные чарнокиты и метачарнокиты топозерского типа (-2,45 млрд лет); 6 – гранофиры; 7 – расслоенные интрузии Оланской группы (2,44–2,36 млрд лет); 8 – дайки габроноритов (2,446 млрд лет); 9 – неоархейские плагиомикроклиновые гнейсограниты; 10 – неоархейские (2724 млн лет – обозначено место отбора геохронологической пробы) санукитоиды (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты) массивные и умеренно разгнейсовые (а) и сильно разгнейсовые (б); 11 – субщелочные габброиды санукитоидной ассоциации Кундозерского типа (а) и в виде вклюений и дайкообразных тел (б); 12 – неоархейские зеленокаменные комплексы; 13 – зона Соколозерского разлома; 14 – предполагаемая граница между Беломорской и Карельской провинциями

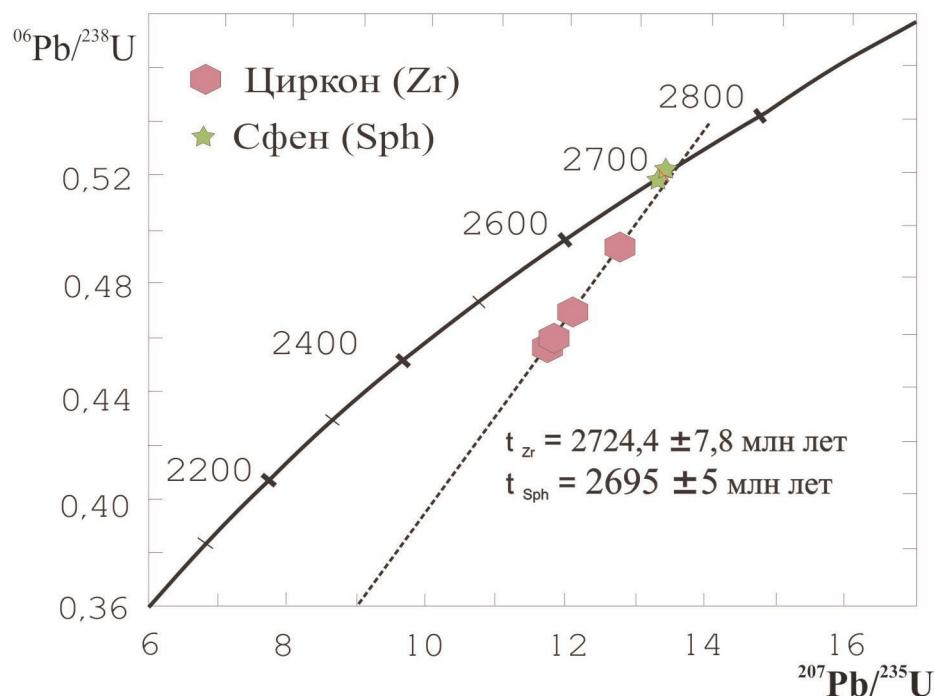


Рис. 94. Диаграмма с конкордией для цирконов и сфенов из кварцевого диорита (проба Э-2421-1) батолита Северной Карелии (санукитоидная ассоциация). Возраст цирконов по верхнему пересечению конкордии – $2724,4 \pm 7,8$ млн лет, возраст сферен – 2695 ± 5 млн лет (Бибикова и др., 1997)

Слабоизмененные разности диоритов и гранитоидов имеют массивную текстуру, гипидиоморфозернистую структуру, часто с крупными (до 2 см) идиоморфными зернами плагиоклаза. Обычны также бластокатастические структуры. В блоках-сателлитах к югу от главного тела батолита породы комплекса представлены гнейсами с лепидонематогранобластовой структурой.

Главными минеральными фазами пород являются: плагиоклаз, состав которого варьирует от 60% An до 5–10% An, присутствует кварц, в более кислых, чем диорит, разностях – калиевый полевой шпат (КПШ), из темноцветных минералов обычны: биотит, эпидот, реже встречаются гиперстен и диопсид, акцессории представлены апатитом, сференом, цирконом, рудные – магнетитом и сульфидами (Коншин, 1994).

Породы комплекса варьируют по составу от диоритов до лейкогранитов (рис. 95, а, б; табл. 17), однако преобладают среди них кварцевые диориты и гранодиориты. Диоритоиды комплекса имеют содержания петrogenенных элементов, весьма близкие к средним для этого класса пород по Дели, хотя концентрации в них MgO и Na₂O выше, а TiO₂ – ниже. Большая разница наблюдается в содержании в них микроэлементов: все породы комплекса существенно обогащены относительно кларковых содержаний (Виноградов, 1962; Беус, 1981) в соответствующих породах Cr, Ni, Co и обеднены Rb.

По петрохимическим параметрам диориты и кварцевые диориты относятся к породам субщелочного (умеренно-щелочного) ряда (рис. 95, а), т. е. являются монцодиоритами и кварцевыми монцонитами соответственно. Но это не согласуется с их минерологическим составом: дело в том, что содержание в них КПШ не превышает единиц процента (Коншин, 1994), а характерной особенностью пород семейства монцонитов является присутствие КПШ (Петрографический..., 1995). Для более кислых составляющих комплекса – гранодиоритов и плагиогранитов – петрохимическая и минерологическая классификации сопоставимы. Последние соответствуют по составу известково-щелочной серии (рис. 95, в) и относятся к калиево-натровому ряду.

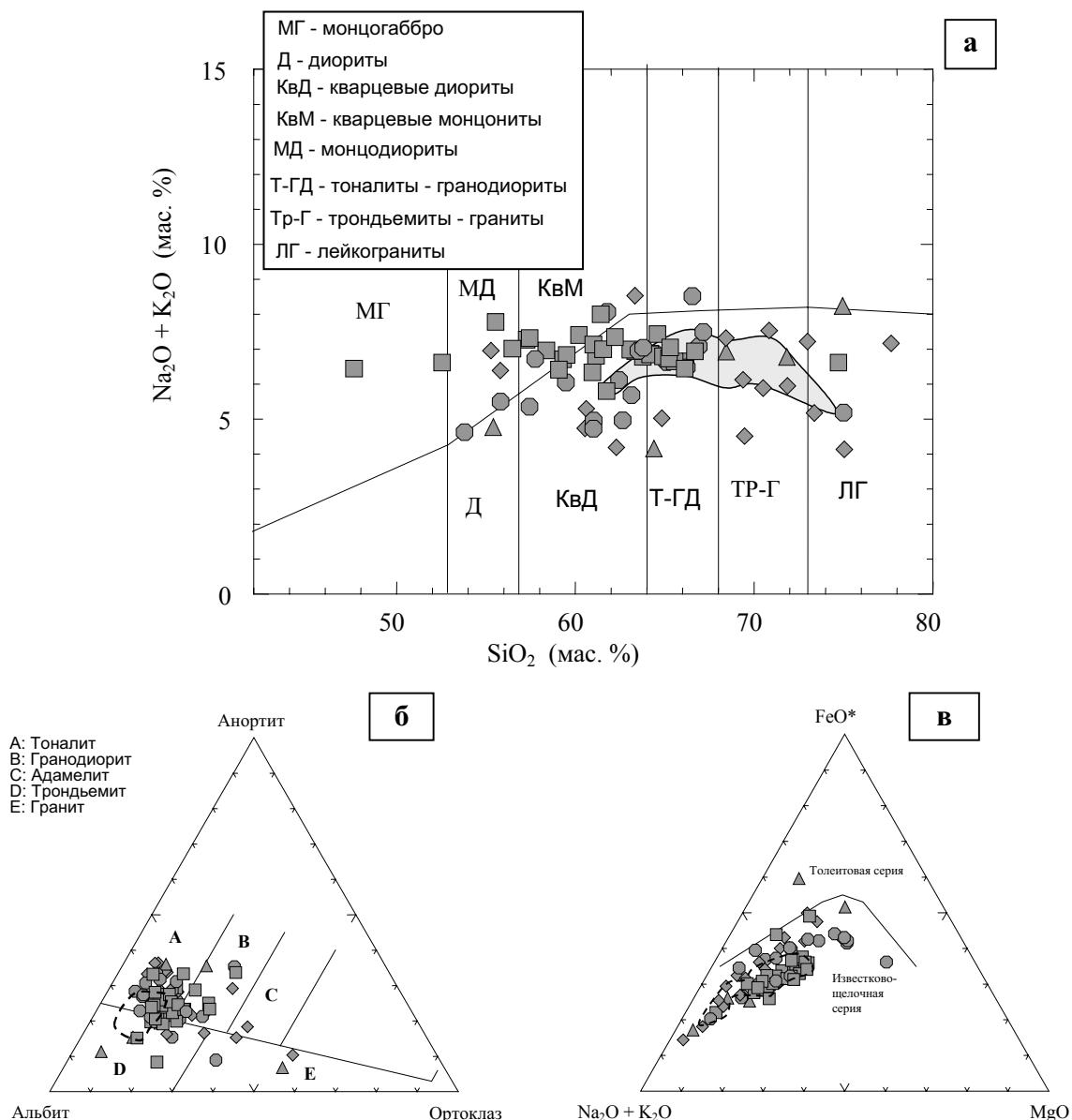


Рис. 95. Классификационные диаграммы: (а) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, (б) нормативных количеств альбит-анортит-ортоклаз (O'Connorg, 1965), (в) AFM (Irvine, Barager, 1971) для диорит-плагиогранитного (санукитоидного) Северо-Карельского массива (*геометрические знаки*). Серое поле на рис. а и поля, оконтуренные пунктирной линией на рис. б и в, — вариации состава гранитоидов ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса

На бинарных вариационных диаграммах (рис. 96) отчетливо видно, что породы комплекса образуют непрерывный ряд составов от диоритов до гранитов, они по сравнению с породами ТТГ ассоциации являются более основными, содержат больше MgO , CaO , Ni , Cr , Sr . По данным характеристикам они сопоставимы с породами архейского комплекса высоко- Mg диоритов (санукитоидов) Канадского щита (рис. 96, а, ж, з). Породы всех типов отмечены во всех частях батолита, однако в его западной части преобладают диоритоиды, а в восточной — более кислые разности.

Рассматриваемый комплекс имеет некоторые черты сходства с тоналит-плагиогранит-гра-нодиоритовой магматической формацией, формирование которой приурочено к переломным этапам развития фанерозойских складчатых областей, отвечающих окончанию островодужной

Таблица 17. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) типичных пород диорит-плагиогранитного (санукитоидного) Северо-Карельского массива

№ пп	1	2	3	4	5	6	7
Авт. ном.	Э- 1020/1	Э- 2421/1	Э- 1071/1	C-2461- 5	K-44- 5	B-254	PY- 703/5
SiO ₂	56,87	61,30	61,89	65,39	66,11	69,99	48,40
TiO ₂	0,66	0,52	0,57	0,45	0,51	0,34	1,37
Al ₂ O ₃	17,10	16,22	16,45	16,17	15,39	14,42	16,82
Fe ₂ O ₃	7,33	6,01	4,14	4,82	4,86	3,29	11,46
MnO	0,11	0,11	0,07	0,06	0,14	0,03	0,17
MgO	3,76	2,88	2,16	1,27	2,40	0,98	6,34
CaO	5,16	4,58	4,52	3,89	3,96	3,18	8,34
Na ₂ O	4,79	4,96	4,95	5,02	3,97	3,92	3,83
K ₂ O	2,38	1,60	1,96	1,66	2,46	2,26	2,58
P ₂ O ₅	0,40	0,23	0,34	0,14	0,19	0,11	0,69
ппп	1,26	1,04	1,42	0,37		0,38	
Cr	134	152	131	76	108	260	105
Ni	24,5	64,2	25,7	9,9	47,3	13,6	60,2
Co	20,0	17,0	12,0	8,3	13,9	7,9	33,4
Sc	–	–	–	–	12,2	0,0	21,1
V	124,0	89,8	60,2	49,2	93,0	36,7	171,0
Cu	15,3	39,2	5,8	7,0	3,0	6,7	18,4
Pb	4,3	8,5	7,2	16,2	13,3	19,0	5,6
Zn	72,5	132,0	71,4	67,5	66,0	44,2	117,0
W	0,81	0,51	0,14	0,10	0,23	0,31	0,06
Mo	0,41	1,26	0,24	0,29	0,48	0,55	0,35
Rb	65,5	45,8	46,9	59,4	92,0	80,8	68,0
Cs	0,96	1,21	0,80	1,18	1,87	0,58	1,01
Ba	1079	872	972	301	1278	554	1330
Sr	856	861	967	249	693	193	1185
Ta	0,41	0,20	0,22	0,49	0,25	0,12	0,02
Nb	4,8	3,5	4,8	9,4	4,7	4,6	1,6
Hf	3,85	3,98	5,64	5,43	4,97	6,52	3,45
Zr	154	162	217	237	199	240	146
Y	12,7	8,9	11,1	14,3	12,7	6,0	24,3
Th	4,38	1,60	1,76	11,85	6,69	36,99	1,71
U	0,80	0,44	0,44	2,57	0,67	0,91	0,29
La	32,09	15,95	19,13	26,41	42,14	35,25	87,44
Ce	74,15	37,71	47,38	47,98	78,28	66,13	212,90
Pr	9,05	5,00	6,78	5,07	8,74	5,49	26,34
Nd	35,98	21,22	30,85	18,70	32,13	16,99	99,81
Sm	6,23	3,98	6,01	4,10	5,26	2,69	14,69
Eu	1,78	1,27	1,71	0,82	1,25	0,84	3,28
Gd	4,76	3,15	4,00	3,57	3,70	2,05	8,41
Tb	0,55	0,35	0,48	0,52	0,45	0,28	1,01
Dy	2,62	2,10	2,37	2,92	2,28	1,16	4,73
Ho	0,51	0,33	0,38	0,54	0,42	0,23	0,83
Er	1,34	0,84	1,01	1,30	1,12	0,54	1,98
Tm	0,17	0,12	0,15	0,17	0,16	0,07	0,27
Yb	1,03	0,84	0,98	1,04	0,97	0,41	1,55
Lu	0,15	0,12	0,16	0,16	0,16	0,08	0,22

Примечание. Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН, кроме № 5 и 7, которые приводятся по: Ларионова и др., 2007. Содержания элементов в пробах определены методом ICP-MS. 1 – диорит из района оз. Таваярви; 2 – кварцевый диорит (геохронологическая проба) из р-на г. Паловаара; 3 – кварцевый диорит из р-на оз. Таваярви; 5 – гранодиорит из р-на оз. Тунгудского; 6 – гранодиорит из р-на оз. Пяозеро (образец из коллекции В. С. Степанова); 5 – трондемит из р-на оз. Тикшозеро (образец из коллекции В. А. Коншина); 7 – габброид из р-на оз. Тунгудского.

стадии и началу орогении (Магматические..., 1979). На дискриминационной диаграмме R1–R2 (Batchelor, Bowden, 1985), пригодной для грубой оценки геодинамической природы гранитов (Великославинский, 2003), фигуративные точки составов пород комплекса отвечают главным образом постколлизионным гранитоидам, хотя часть из них лежит в поле предколлизионных. Соотношение в породах батолита молекулярных содержаний Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) менее 1,1 (в среднем около 0,9), что характерно для I- и M-гранитов (Геодинамические..., 1991). По петрохимическим параметрам породы батолита сходны с I-гранитами кордильерского типа (Магматические..., 1987), но резко отличаются от последних более высокими содержаниями Ni, Cr и более низким – Ti.

По особенностям содержания РЗЭ породы комплекса характеризуются резко дифференцированным спектром распределения РЗЭ, по сравнению с хондритами они обогащены в 60–100 раз ЛРЗЭ и в 2–5 раз – ТРЗЭ (рис. 97). От пород ТТГ ассоциации отличаются большим содержанием ТРЗЭ, вместе с тем им свойственно наличие Nb и Ti отрицательных аномалий (рис. 98). По своеобразию состава рассматриваемые породы имеют черты сходства с породами серии высокомагнезиальных диоритоидов (санукитоидов), которым, как известно (Shirey, Hanson, 1984; Stern et al., 1989), присущи высокая магнезиальность, высокие содержания Cr (примерно 200 г/т) и Ni (100 г/т) при содержании SiO₂ – 60%.

Кварцевые диориты Северо-Карельского батолита, как было отмечено выше, характеризуются положительными значениями ε_{Nd} (2,7) = +1,24, что также типично для высоко-Mg диоритоидов (санукитоидов).

В настоящее время в пределах Карельского кратона, так же как в провинции Сьюпирор Канадского щита (Shirey, Hanson, 1984; Stern, Hanson, 1991; Stern et al., 1989), кратоне Пилbara Западно-Австралийского щита (Smithies, Champion, 2000), установлены породы этого комплекса (Бибикова и др., 2005; Ларионова и др., 2007; Петрова и др., 2003; Самсонов и др., 2001; Чекулаев, 1996; Bibikova et al., 2005; Halla, 2000; Käpyaho et al., 2006; Lobach-Zhuchenko et al., 2003, 2005; Samsonov et al.,

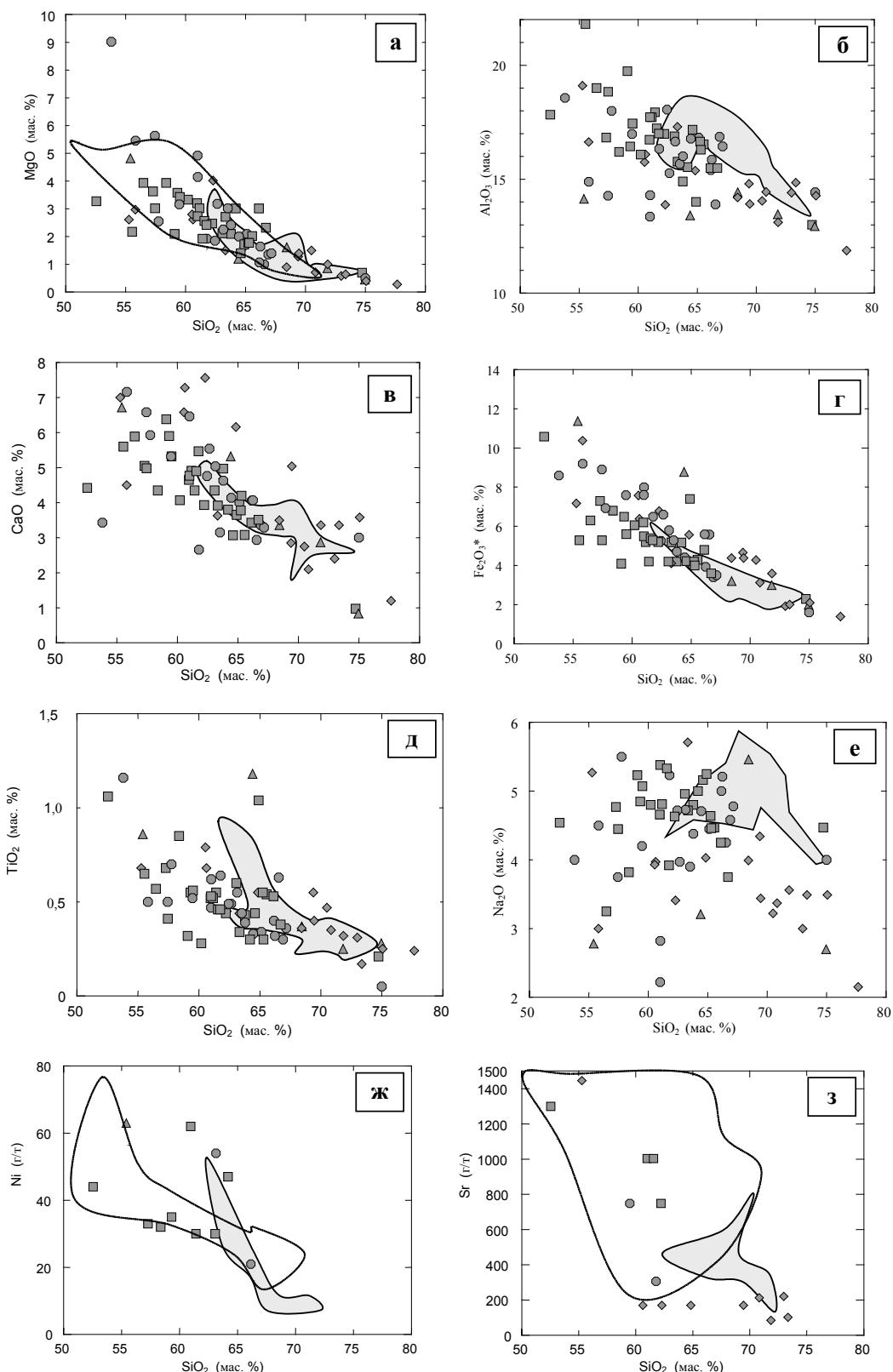


Рис. 96. Вариационные диаграммы SiO_2 – окислы (а–е), элементы (ж–з) для пород диорит-плагиогранитного (санукитоидного) Северо-Карельского массива (геометрические знаки), гранитоидов ТТГ ассоциации БПП (серое поле), пород неоархейского комплекса высокомагнезиальных диоритов (санукитоидов) провинции Сьюпирор (Sternet et al., 1989) – поле оконтурено пунктирной линией

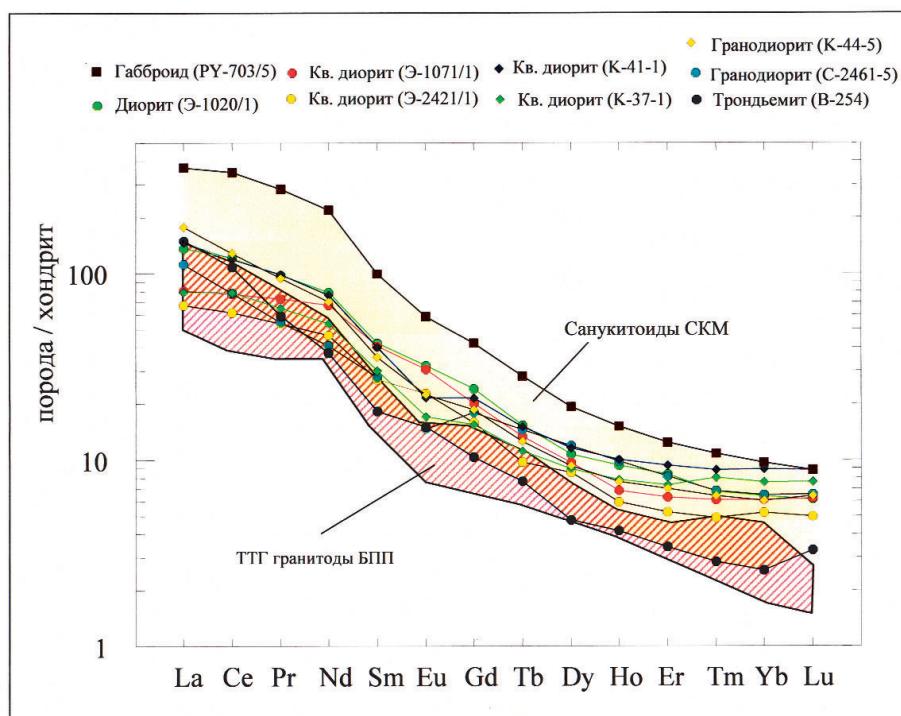


Рис. 97. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в породах диорит-плагиогранитного (санукитоидного) Северо-Карельского массива и гранитоидах ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (БПП)

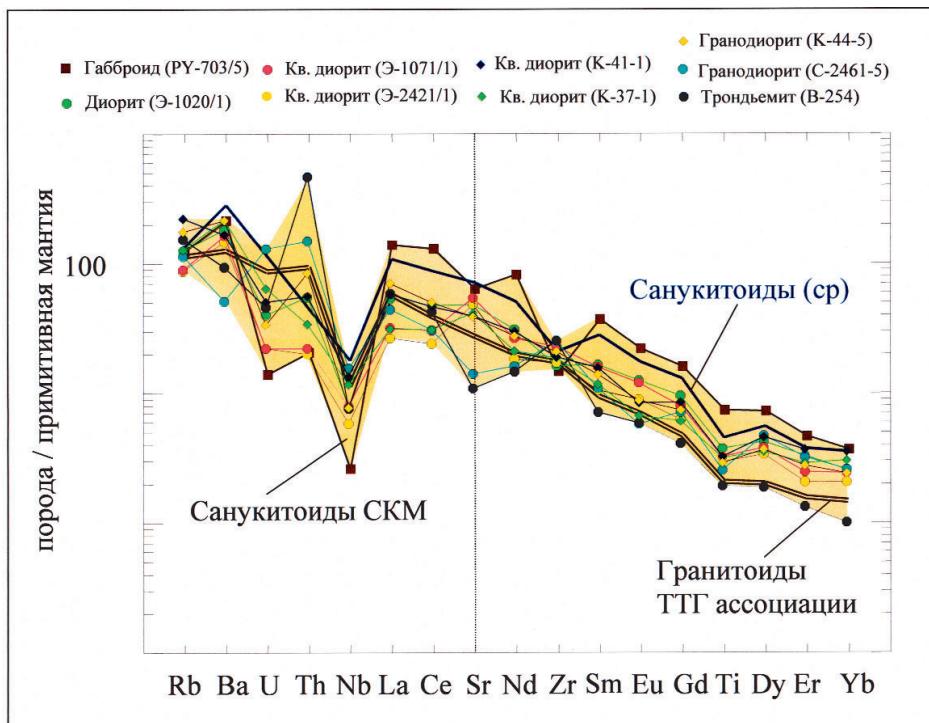


Рис. 98. Нормированные по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в породах диорит-плагиогранитного (санукитоидного) Северо-Карельского массива (СКМ), средний состав архейских пород комплекса ТТГ (Martin, 1994) и санукитоидов (Martin et al., 2005)

2005). Здесь выделено две разновозрастные группы массивов посттектонических санукитоидов с возрастом 2740 и 2710 млн лет соответственно (Bibikova et al., 2005). Они так же, как и на других кратонах, образовались позднее наиболее распространенных пород ТТГ ассоциации.

С учетом существующих моделей формирования магматитов санукитоидной серии, Северо-Карельский диорит-плагиогранитный батолит мог сформироваться в процессе предколлизионной субдукции в тыловой части системы, как это предполагается в ряде моделей (Шинкарев, Григорьева, 1995; Harris et al., 1987), за счет плавления метасоматизированной мантии (De Wit, 1998). Вторая, более молодая группа санукитоидов Карельского кратона могла образоваться за счет плавления метасоматизированной мантии под воздействием образовавшегося неоархейского Беломорского коллизионного орогена.

Комплекс лейкогранитов. Лейкограниты широко развиты в Беломорском подвижном поясе, но наиболее крупные массивы образуют в пределах Чупинского парагнейсового пояса. Особенности минерального и химического состава пород комплекса лейкогранитов (гранитов II, Гродницкий и др., 1985), тесно связанного с мигматитами, подробно рассмотрены коллективом Л. Л. Гродницкого (1985).

В формировании этих гранитов основная роль принадлежит метасоматическим процессам (Гродницкий и др., 1985; Судовиков, 1939; Шуркин и др., 1962), проходящим при температурах дистен-микроклиновой субфации. Магматические (анатектические) процессы играют при этом подчиненную роль, вместе с тем именно с ними связано формирование наиболее крупных (сотни метров) массивов этого комплекса. Сходные соотношения между неосомой мигматитов и крупными гранитными массивами отмечены в Гималаях (Neogi et al., 1998).

Одним из типичных массивов лейкогранитов Беломорского подвижного пояса является Варацкий (рис. 99), расположенный к югу от пос. Чупа. Он представлен слаборазgneйсованными гранат-двуслюдяными плагиолейкогранитами и состоит из двух тел подковообразной формы, согласно залегающих среди мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов Чупинского пояса. Лейкограниты секутся габроноритами палеопротерозойского комплекса лерцолитов – габроноритов, что определяет их верхнюю возрастную границу.

Из плагиолейкогранитов Варацкого массива и вмещающих их «глиноземистых» гнейсов были выделены цирконы нескольких морфологических типов, и Е. В. Бибиковой было проведено их геохронологическое исследование на вторично-ионном масс-спектрометре NORDSIM (Стокholm, Швеция). Возраст тонкопризматических магматических цирконов из лейкогранитов оценивается в 2700 ± 10 млн лет (Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2000), и он интерпретируется как возраст кристаллизации гранитов, кроме того, в них присутствуют более древние захваченные из вмещающих гнейсов зерна цирконов. Этот возраст хорошо согласуется с возрастом гранитов из агматитов, образовавшихся по гиперстеновым диоритам пос. Чупа: возраст мигматитов (Глебовицкий и др., 2000) – 2707 ± 1 млн лет (оценка по конкордантной точке одной из фракций цирконов) или $2717 \pm 4,3$ млн лет (оценка по 7 точкам).

Плагиолейкограниты Варацкого массива по особенностям состава относятся к группе широко распространенных среди глиноземистых гнейсов гранитов – гранитам II A (по: Гродницкий и др., 1985). По соотношению $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ они принадлежат семействам гранитов и лейкогранитов нормального и субщелочного рядов (рис. 100, а), а на треугольной диаграмме $\text{Ab} - \text{An} - \text{Or}$ их фигуративные точки располагаются преимущественно в поле гранитов. Важной особенностью гранитов является значительный избыток Al в их составе, что отражается на положении фигуративных точек их составов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, главным образом, в области глиноземистых (пералиюминиевых) гранитов (рис. 100, в). Близкое положение на этой и выше рассмотренных диаграммах занимают лейкограниты Гималайского коллизионного орогена. В соответствии с петрохимическими характеристиками ($\text{SiO}_2 > 70\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{cp}} = 1,15$) лейкограниты Беломорского подвижного пояса относятся к типу S-гранитов (Chappell, 1999; Chappell, White, 1974) (или

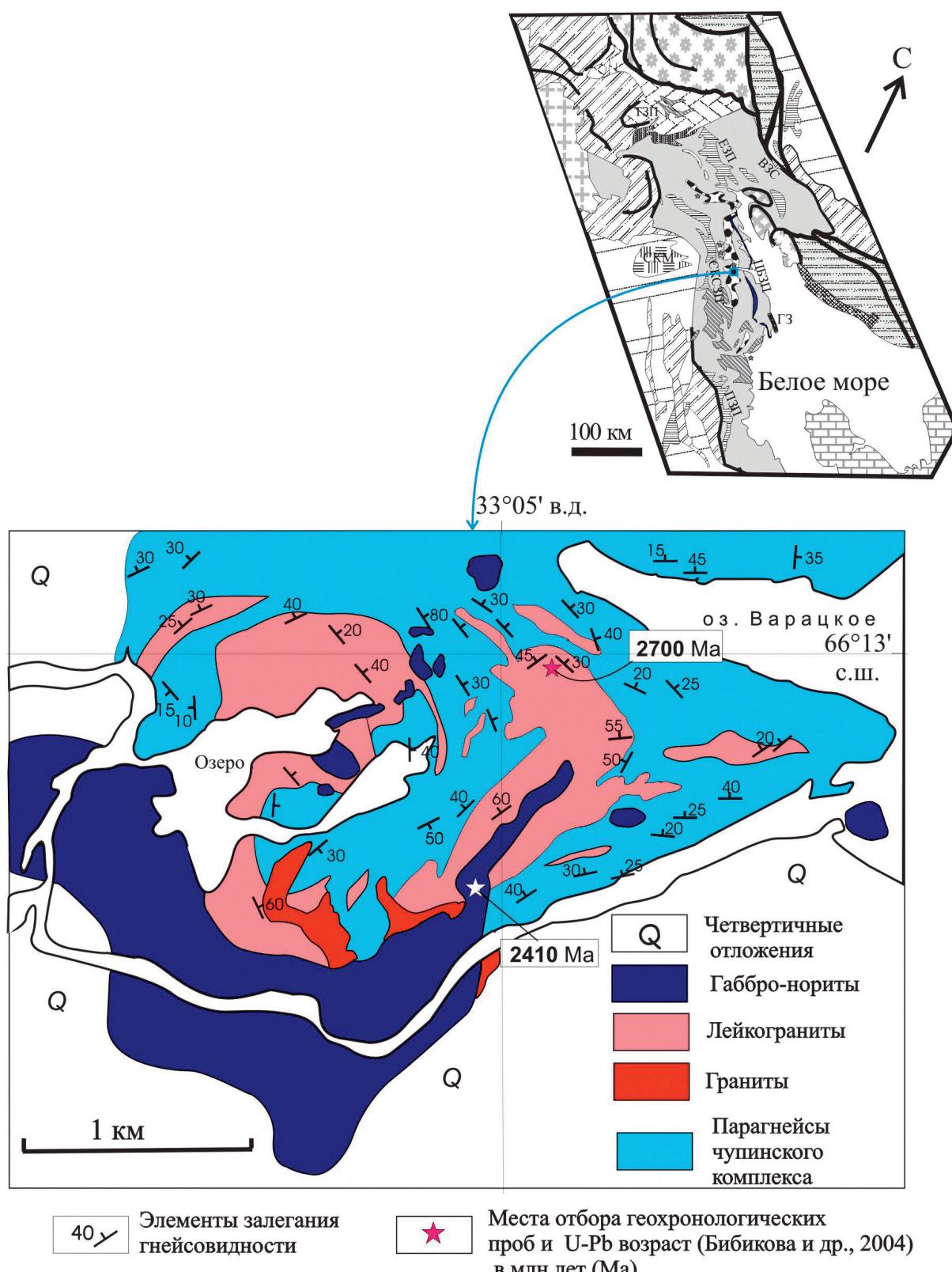


Рис. 99. Схема геологического строения района оз. Варацкого (составили В. С. Степанов, А. И. Слабунов по материалам личных наблюдений и Е. П. Чуйкиной)

На врезке: местоположение рис. 99 на схеме распространения архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса и сопряженных структур. Усл. обозн. см. на рис. 60

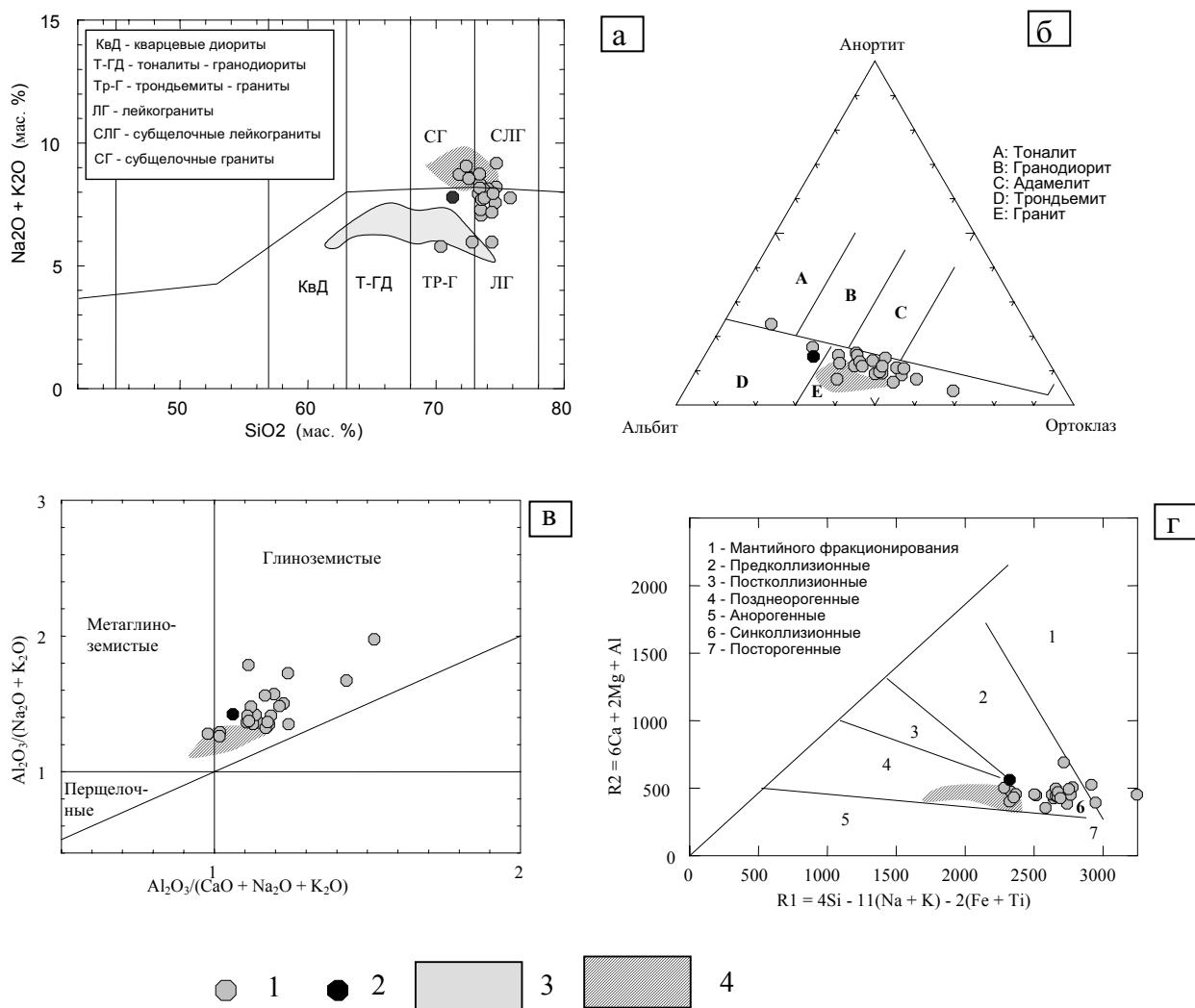


Рис. 100. а – классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (границы между семействами пород проведены по: Петрографический..., 1995);

б – диаграмма соотношений нормативных количеств $\text{Ab} - \text{An} - \text{Og}$ (O'Connorg, 1965);

в – диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Maniar, Piccoli 1989);

г – диаграмма $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti}) - 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (Batchelor, Bowden, 1985) для гранитоидов:

1–2 – неоархейские лейкограниты Беломорского подвижного пояса: 1 – лейкограниты (граниты II по: Гродницкий и др., 1985), 2 – геохронологическая проба Э-2548-2; 3 – гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса; 4 – лейкограниты и монцограниты Гималайской коллизионной системы (по: Розен, Федоровский, 2001)

мусковитсодержащим высокоглиноземистым (MPG) по: Barbarin, 1990), вместе с тем они отличаются от обычных пород этого типа низкими содержаниями Rb (40–160 г/т) и, соответственно, низкими значениями коэффициентов Rb/Sr (0,03–0,36), Rb/Ba (0,01–0,15), что больше характерно для I-гранитов. Граниты S-типа (и MPG) образуются, как считают многие исследователи (Ненахов и др., 1992; Розен, Федоровский, 2001; Barbarin, 1999), в коллизионных обстановках. С данным выводом согласуется положение фигуративных точек состава лейкогранитов Беломорского подвижного пояса в поле синколлизионных гранитов на дискриминационной диаграмме $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti}) - 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (рис. 100, г), близкое положение занимают граниты Гималайской коллизионной системы.

Лейкограниты обеднены $\text{TPZ}\text{Э}$, Ti , Y по сравнению с гранитоидами ТТГ ассоциации (рис. 101), что весьма характерно для S-гранитов (Chappell, 1999) и также позволяет считать, что они сформировались в коллизионной обстановке.

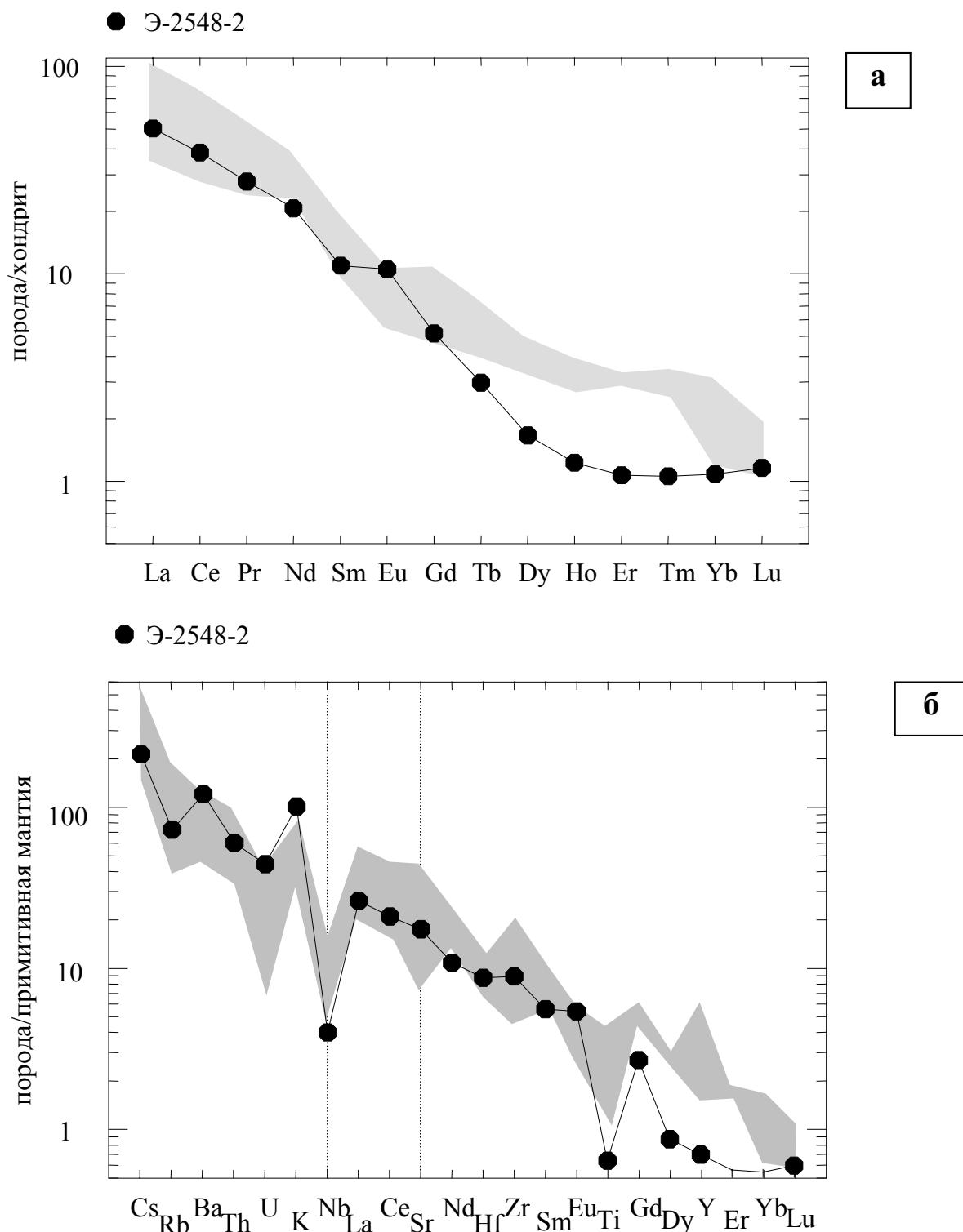


Рис. 101. а – нормированные по хондриту (Taylor, McLennan, 1985, см. прил. 1) содержания РЗЭ в лейкоплагиограните (черный круг) неоархейского комплекса лейкогранитов Беломорского подвижного пояса и в гранитоидах ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (*серое поле*);

б – нормированные по примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985, см. прил. 1) содержания малых элементов в лейкоплагиограните (черный круг) неоархейского комплекса лейкогранитов Беломорского подвижного пояса и в гранитоидах ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (*серое поле*)

Комплекс плагиомикроклиновых гранитов. Неоархейские плагиомикроклиновые граниты довольно широко распространены в Беломорском подвижном поясе и на сопряженной территории Карельского кратона (Другова и др., 1995; Коншин, 1994; Чекулаев и др., 1997), где образуют как небольшие жильные тела, так и крупные массивы (например, Сигозерский в южной части Тикшозерского зеленокаменного пояса, Кичанский – в северной). Эти граниты представлены серыми и розовато-серыми средне- и крупнозернистыми разновидностями, среди темноцветных минералов преобладает биотит, отмечается мусковит, микроклин обладает магматической гипидиоморфнозернистой структурой, плагиоклаз представлен главным образом олигоклазом (25–35% *An*) (Другова и др., 1995; Коншин, 1994). Часто содержат ксенолиты вмещающих зеленокаменных комплексов и более древних гранитоидов. Граниты, как правило, слабо разgneйсованы.

Неоархейский возраст плагиомикроклиновых гранитов определяется тем, что они, с одной стороны, секут неоархейские зеленокаменные комплексы, а с другой – на них установлена сумийская (палеопротерозойская) физическая кора выветривания (Коншин, 1994; Коросов, Назарова, 1977). Однако главная информация о возрасте этого комплекса получена путем U-Pb датирования 4 фракций цирконов из Кичанского массива (Другова и др., 1995), представленного посткинематическими плагиомикроклиновыми гранитами (Сыстра, 1990). Возраст гранитов оценивается в $2674,1 \pm 4$ млн лет (Другова и др., 1995).

Породы комплекса по особенностям химического состава (Другова и др., 1995; Коншин, 1994) варьируют от нормальных гранитов ($\text{SiO}_2 - 69,26\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 7,4\%$), редко кварцевых сиенитов до субщелочных лейкогранитов ($\text{SiO}_2 - 74,87\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 8,8\%$). Относятся к типу глиноземистых: $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 1,08$. Характеризуются высокими содержаниями Rb (211–249 г/т) и умеренными – Nb, Y, и на дискриминационной диаграмме Rb – Nb+Y фигуративные точки их составов располагаются в поле коллизионных гранитов (Другова и др., 1995). Плагиомикроклиновые граниты имеют черты сходства с высокоглиноземистыми кордиеритсодержащими (перальюминиевыми) гранитоидами типа CPG (по: Barbarin, 1990, 1999), которые формируются в обстановках континентальной коллизии.

Комплекс субщелочных гранитоидов. В северо-восточной части Фенноскандинавского щита установлены архейские субщелочные граниты двух возрастных уровней: с возрастом около 2,8 млрд лет и около 2,7 млрд лет.

В Северной Финляндии в пределах зеленокаменного пояса Тулппио (рис. 55) закартирован небольшой Марьяваарский (Matjavaara) шток сиенитов, а также их жилы (Juopperi, Vaasjoki, 2001). Породы массивные и слабодеформированные, состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и роговой обманки, в одном случае отмечен пироксен, в качестве акцессорных минералов описаны сфен, кварц, сульфиды, апатит, карбонаты, эпидот и циркон. Последний был использован для определения возраста пород U-Pb методом. Магматическая стадия образования цирконов пород оценивается в 2795 ± 20 и 2805 ± 81 млн лет (Juopperi, Vaasjoki, 2001).

В южной части Беломорского подвижного пояса выделяется юковский субщелочный комплекс, сложенный интрузиями гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и дайками монцодиоритов, кварцевых монцонитов (Чекулаев, 1996; Чекулаев и др., 1994). U-Pb изохронный возраст гранитов комплекса – 2671 ± 15 млн лет, а монцодиоритов – 2678 ± 27 млн лет (Чекулаев и др., 1994). Гранитоиды данного комплекса обогащены Y, Nb, Ta, Ti, и на дискриминационных диаграммах их фигуративные точки находятся в области внутриплитных гранитов (Чекулаев и др., 1994). Они характеризуются дифференцированным спектром распределения РЗЭ, без Eu аномалий. Nd систематика пород ($\epsilon_{\text{Nd}}(2700) = +0,1 \dots +3,4$) указывает на отсутствие у них длительной коровой истории.

В северной части Центрально-Карельского террейна Карельского неоархейского кратона, расположенного непосредственно к западу от Беломорской провинции, были установлены

небольшие дайкообразные тела, сложенные гнейсогранитами, отвечающими по составу монцонитам, граносиенитам, и описанные как лампрофиры (Самсонов и др., 2001). Время формирования этих тел определено U-Pb методом по цирконам в 2694 ± 10 млн лет и рассматривается как проявление завершающего цикла архейской магматической активности (Ларионова и др., 2007; Самсонов и др., 2001).

Кроме перечисленных выше гранитоидных комплексов, в северо-западной части Беломорского подвижного пояса установлены небольшие жилы тоналитов, трондемитов и диоритов, сформировавшихся в период 2,68–2,58 млрд лет (2674 ± 48 млн лет, Кудряшов, 1996; 2582 ± 18 млн лет, Bogdanova, Bibikova, 1993).

Sm-Nd систематика гранитоидов. Ценные сведения для установления возраста и первичной природы протолита архейских метаморфических комплексов, в том числе гранитоидов, дает изучение Sm-Nd изотопной системы пород в целом (Фор, 1989), хотя при рассмотрении этой системы могут быть получены лишь усредненные данные о возрасте и первичной природе субстрата пород (Коваленко и др., 1996; DePaolo, 1988). Для решения этой задачи наиболее эффективно использовать комплексные исследования, включающие исследование как Sm-Nd изотопной системы, так и цирконометрию. Именно такой метод применялся для установления первичной природы и возраста протолита архейских пород Беломорской и северной части Карельской провинции Фенноскандинавского щита (Бибикова, Слабунов, 2002).

Все изученные вулканические породы Беломорского подвижного пояса, как было показано выше (см. гл. 2), имеют модельные Sm-Nd возрасты (DePaolo, 1988, DM), равные U-Pb возрасту цирконов из той же породы или меньше его, и положительную величину $\varepsilon_{Nd}(t)$, что говорит о ювилийной природе данных вулканитов. Возможно, что деплетирование мантийного протолита было несколько более высоким, чем следует из модели DePaolo (1988). Только в части метаграувакк Чупинского парагнейсового пояса установлено присутствие более древнего (до 3,2 млрд лет) протолита.

Sm-Nd систематика гранитоидов и диоритов на траверсе, проходящем через Беломорский подвижный пояс и северную часть Карельского кратона (рис. 102), показывает, что модельные возрасты ортопород в пределах Беломорской провинции (оз. М. Ворочистое, оз. Кереть, западный берег оз. Топозеро, с. Гридино, г. Беломорск) и в восточной, прилегающей к ней части Карельского кратона (к западу от оз. Вермас, оз. Охтанъярви, район пос. Суоперя) составляют 2,82–2,96 (в основном 2,85) млрд лет и только в районе Тухольского порога на р. Войнице в западной части кратона в палеосоме мигматизированных гнейсов – 3,05 млрд лет (Бибикова и др., 1999б; Slabunov et al., 2000).

Имеющиеся данные указывают на то, что в Беломорской провинции и Центрально-Карельском террейне Карельской провинции не установлены комплексы, в субстрате которых присутствует материал с относительно древней коровой предысторией (рис. 102, 103), но они отмечены в террейнах Иломантси – Вокнаволок, Иисалми, Рантуа, Водлозерском, в породах финской Лапландии (рис. 103).

Приведенные данные о Nd изотопии гранитоидов хорошо согласуются с другими, полученными в последнее время из всех основных геоструктур Фенноскандинавского щита (Балаганский, 2002; Бибикова и др., 1999б; Лобач-Жученко и др., 2000а; Чекулаев, 1996; Arrestova et al., 1999; Chekulaev et al., 1999; Timmerman, Daly, 1995). Это данные, в частности, позволили (Лобач-Жученко и др., 2000а; Чекулаев, 1996; Chekulaev et al., 1999; Slabunov et al., 2000) выделить в составе Карельского архейского кратона разновозрастные блоки земной коры с возрастом протолита: 3,5–3,0 млрд лет (Водлозерский террейн или блок), 3,0–2,8 млрд лет (Западно-Карельский или Вокнаволок – Иломантси террейн), 2,85–2,7 млрд лет (Центрально-Карельский и Беломорский терреин).

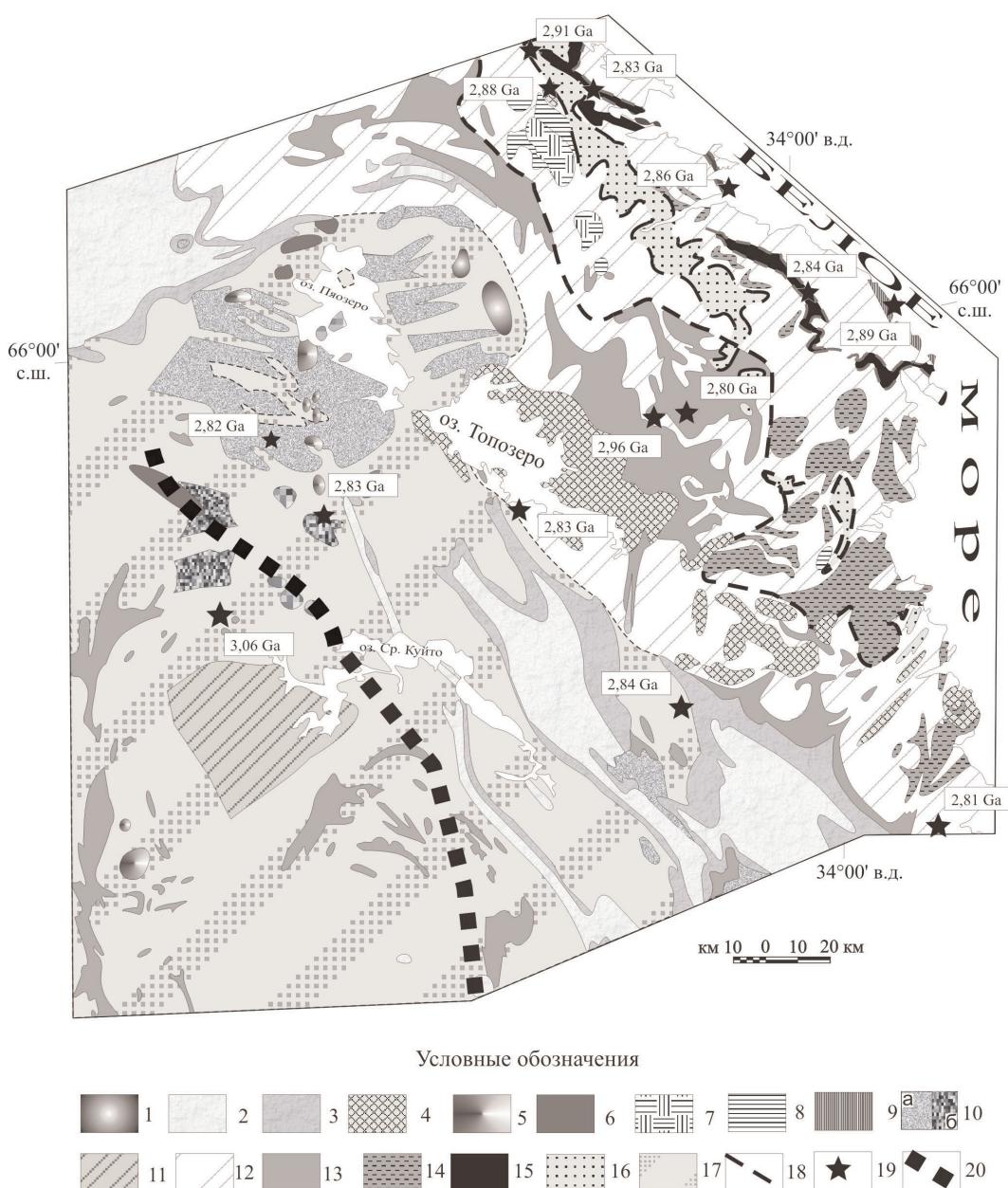


Рис. 102. Схема геологического строения северной части Карелии и сопредельных территорий (Слабунов, Степанов, 1999), места отбора проб и значения их модельного Sm-Nd (t_{DM}) возраста (Бибикова и др., 1999б; Slabunov et al., 2000):

1 – Ельтиозерско-Тикшозерский ультрамафит-габбро-щелочной комплекс (1,745–1,827 млрд лет); 2 – позднекарельские (2,3–1,92 млрд лет, ятулийские людиковийские и калевийские) осадочные и вулканогенные образования; 3 – раннекарельские (2,5–2,3 млрд лет, сумийские и сариолийские) осадочные и вулканогенные образования; 4 – интрузивные метачарнокиты топозерского типа (~2,45 млрд лет); 5 – палеопротерозойские (2,45 млрд лет) микроклиновые граниты нуоруненского типа; 6 – палеопротерозойские (2,44–2,36 млрд лет) расслоенные интрузии Оланской группы; 7 – чарнокиты пажминского типа (2,66 млрд лет); 8 – эндербиты (2,71 млрд лет); 9 – неоархейский гридинский эклогитсодержащий меланж; 10 – неоархейский (2,72 млрд лет) комплекс габбро-плагиогранитов (санукитоидов) Северо-Карельского массива (батолита) (а) и его возможные разногнейсовые аналоги (б); 11 – неоархейский вокнаволокский гранулитовый комплекс; 12 – мезо- и неоархейские гранитоиды БПП (2,9–2,6 млрд лет); 13–16 – мезо- и неоархейские супракrustальные комплексы: 13 – зеленокаменные комплексы (2,87–2,75 млрд лет), 14 – амфиболиты (метабазальты) с прослоями парагнейсов, 15 – базит-гипербазитовый комплекс ЦБЗП, 16 – парагнейсы Чупинского комплекса; 17 – архейские (3,5–2,85 млрд лет) гранитоиды Карельского неоархейского кратона; 18 – предполагаемые границы неоархейских покровов; 19 – места отбора проб и их t_{DM}^{Nd} в млрд лет (по: Бибикова и др., 1999б; Лобач-Жученко и др., 2000а; Slabunov et al., 2000); 20 – предполагаемая область распространения ТТГ с возрастом протолита более 3,0 млрд лет

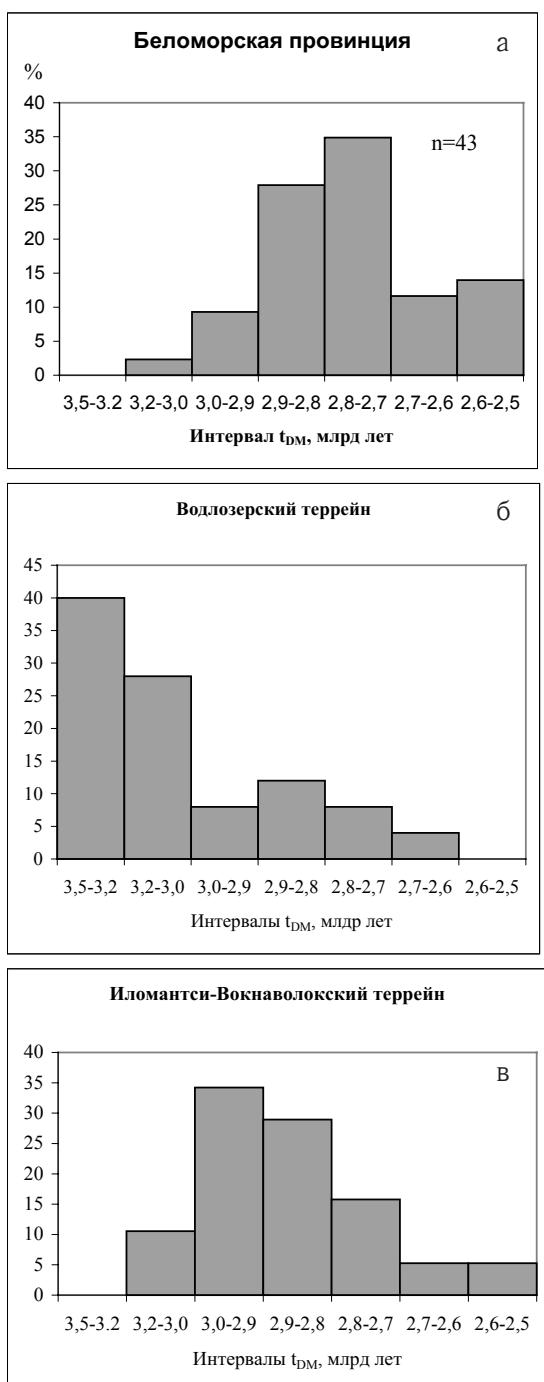


Рис. 103. Гистограммы распределения Sm-Nd модельных возрастов (все данные пересчитаны по модели DePaolo, 1988) пород Беломорской провинции (подвижного пояса) (а), террейнов Карельского неоархейского кратона: Водлозерского (б) и Иломантси-Вокнаволокского (в), n – число измерений

Гистограммы составлены по данным: Бибикова и др., 1999б; Лобач-Жученко и др., 2000а, Мыскова, 2001, Мыскова и др., 2003а; O'Brien et al., 1993а; Timmertman, Daly, 1995 и данным автора

3.2. АРХЕЙСКИЕ ГАББРОИДЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

В Беломорской провинции уверенно выделяются, наряду с широко развитыми палеопротерозойскими габброидами (друзитами) (Степанов, 1981), неоархейские. Они изучены в двух местах в центральной части пояса (рис. 104, А): 1 – в районе губы Тупой оз. Ковдозеро (Балаганский и др., 1990; Бибикова и др., 1993); 2 – в районе с. Гридино (Слабунов и др., 2006, 2008; Степанова и др., 2008). Возраст (U-Pb метод по цирконам) габброидов из дайкообразного тела в первом районе оценивается в $2691,9 \pm 1,4$ млн лет (Балаганский и др., 1990; Бибикова и др., 1993), лейкогаббро (SHRIMP-II) во втором – в 2711 млн лет (Слабунов и др., 2008).

Наиболее детально исследован массив неоархейских габброидов на островах Супротивные (рис. 104, Б; 105). Массив тектонически раздроблен и состоит здесь из отдельных фрагментов. Их контакты конформны гнейсовидности вмещающих пород, по их периферии развиваются гранатовые амфиболиты, образуя зоны мощностью до десяти метров. Вмещающие породы – гридинский эклогитсодержащий метамеланж.

Массив сложен мелко- и среднезернистыми метагаббро, варьирующими от мезо- до лейкократовых (рис. 106, А). Преобладают светлоокрашенные разновидности. В ряде случаев в тела установлены зоны мощностью до 5 м с магматической расслоенностью, обусловленной вариациями метагаббро от мезократовых (до 40% Pl) до лейкократовых (>65% Pl). Мощность слоев варьирует от 1 до 3 см. Среди рассматриваемых габброидов преобладают разновидности с массивной текстурой и реликтами габбровой структуры (рис. 106, Б). В породах не сохраняются первичные магматические минералы, в них развиты коронарные структуры, характерные для базитов Беломорской провинции. Короны выполнены мелкими идиоморфными зернами граната ($\text{Alm}_{64}\text{Pgr}_{16}\text{Grs}_{20}$) и развиваются на границе зерен плагиоклаза (An_{16-22}) и клинопироксена. Рудные минералы представлены ильменитом. В породах в различной степени проявленна амфиболизация, при которой клинопироксен замещается паргаситовой роговой обманкой (Степанова и др., 2008).

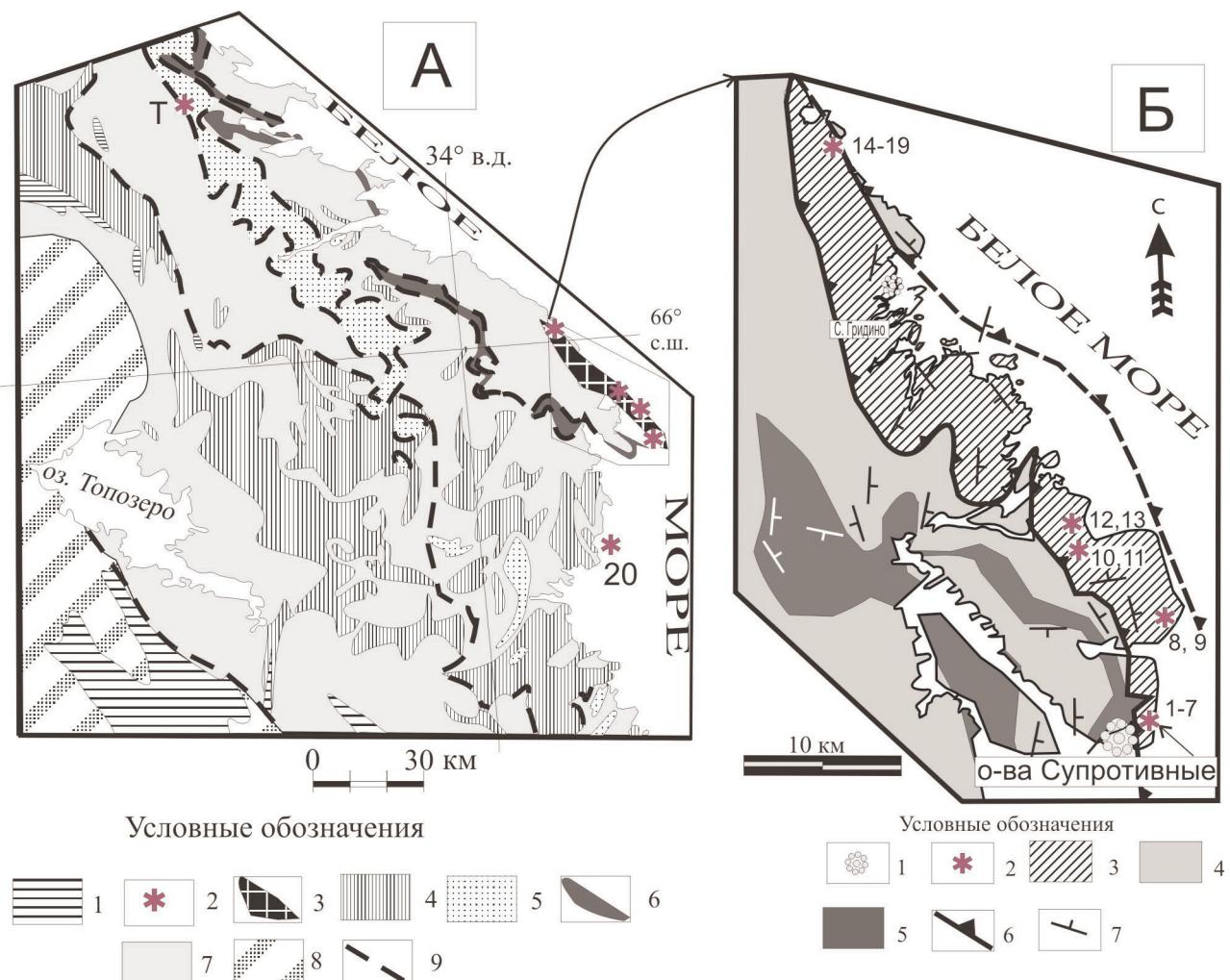


Рис. 104. Схема геологического строения Северной Карелии (А) и района с. Гридино (Б) (Слабунов, 2005 с дополнениями):

А: 1 – палеопротерозойские (2,5–1,92 млрд лет) супракrustальные образования; 2 – неоархейские габброиды (буквой «Т» обозначена дайка габброидов в губе Тупой оз. Ковдозера, цифрой «20» – лейкогаббро в районе губы Лебяжьей, анализ № 20 в табл. 18); 3 – Гридинский неоархейский эклогитсодержащий комплекс; 4–6 – мезо- и неоархейские (2,9–2,78 млрд лет) супракrustальные комплексы: 4 – Кертьозерский и Хизоваарский зеленокаменные, 5 – Чупинский парагнейсовый, 6 – мафит-ультрамафитовый Центрально-Беломорского пояса; 7 – архейские (2,9–2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса; 8 – архейские (3,2–2,7 млрд лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского кратона; 9 – предполагаемые надвиги;

Б: 1 – гранитные массивы (не древнее 2,7 млрд лет); 2 – неоархейские (2,71 млрд лет) массивы лейкогаббро, номера соответствуют номерам анализов в табл. 18; 3 – неоархейский эклогитсодержащий меланж; 4 – гранитоиды ТТГ ассоциации; 5 – мафит-ультрамафиты (амфиболиты, метаультрабазиты) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, а также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 6 – тектонические границы (поверхность предполагаемого надвига); 7 – элементы залегания гнейсовых и метаморфической полосчатости

Химический состав типичных габброидов рассматриваемой группы приводится в табл. 18. На классификационных диаграммах (рис. 107, А) большая часть фигуративных точек их составов располагается в поле основных пород нормальной щелочности толеитовой серии, а на катионной диаграмме Йенсена – в поле Fe-толеитов. Габброиды района губы Тупой (Балаганский и др., 1990) и небольшая часть габброидов района Гридино относятся к известково-щелочной серии, они, по сравнению с другими разновидностями, менее обогащены Ti и Fe. На спайдерграхмах для всех пород устанавливается слабая деплетированность Nb, Zr, Hf и Ti (рис. 107, Г). Нормированные по хондриту содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) характеризуются

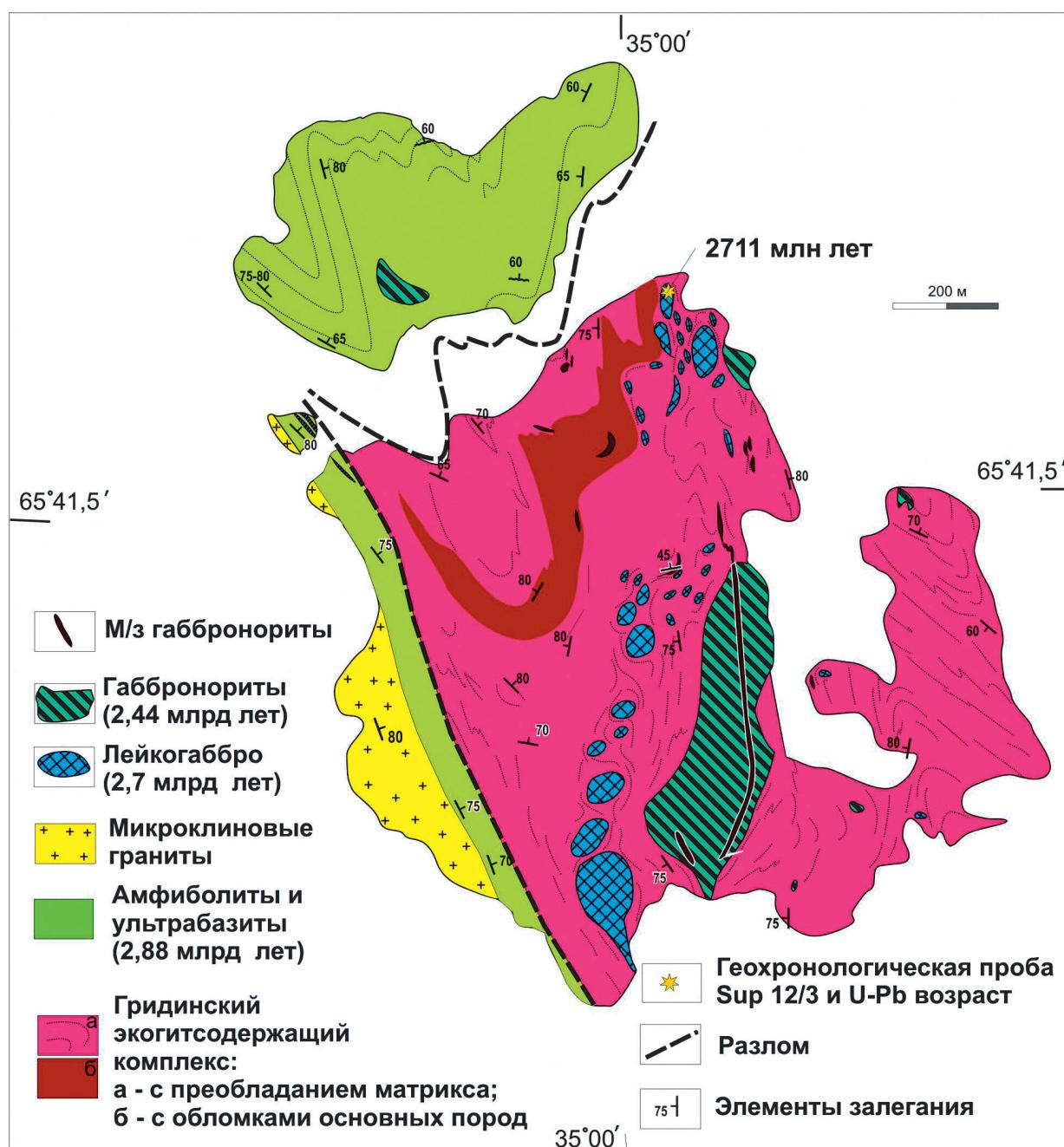


Рис. 105. Схема геологического строения о-вов Супротивные. Составили: И. И. Бабарина, А. В. Степанова, О. С. Сибелев с использованием материалов А. И. Слабунова (Степанова и др., 2008)

слабодифференцированным распределением с незначительным обогащением легкими РЗЭ ($(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2,75$) и плоским распределением в средней и тяжелой частях спектра (рис. 107, Д). Это позволяет предполагать, что исходные расплавы не были в равновесии с гранатом, т. е. формировались на глубине не более 50 км, а последующая их эволюция происходила, вероятно, при преимущественно оливиновом контроле, следствием чего являются низкие содержания Mg и Ni в породах (Степанова и др., 2008).

Важно отметить, что по особенностям состава неоархейские габброиды отличаются от других базитовых комплексов Беломорской провинции: друzyты комплекса лерцолитов – габброноритов и габброанортозитов имеют по сравнению с ними более высокую магнезиальность,

низкие содержания высокозарядных элементов и резко дифференцированный характер распределения РЗЭ. От пород комплекса коронитовых габбро они отличаются характером распределения высокозарядных элементов, тогда как другие геохимические характеристики этих пород очень близки.

По ряду петрогохимических особенностей габброиды района с. Гридино имеют аналоги среди фанерозойских базитов, формирующихся на этапе коллапса коллизионных орогенов (Скляров и др., 2001; Turner et al., 1999), хотя и отличаются от последних большей дифференцированностью и обогащением крупноионными литофильными элементами, что, вероятно, является следствием различной степени контаминации коровым веществом.

Изотопное датирование габброидов Беломорской провинции по цирконам осложнено тем, что породы, как правило, контаминыированы древним коровым веществом и содержат детритовые зерна (Бибикова и др., 2004). Поэтому нами при датировании цирконов из лейкократовых габброидов был использован ионный зонд SHRIMP-II (ВСЕГЕИ), позволяющий проводить измерения возраста в единичных зернах.

Среди цирконов, сепарированных из среднезернистых массивных лейкократовых габброидов о-вов Супротивные, выделяется три группы (рис. 108, А–В). Они различаются по морфологии, внутреннему строению, содержанию U и Th, а также возрасту (Слабунов и др., 2008).

Первая группа представлена изометричными или слабоудлиненными кристаллами с тонкой зональностью (рис. 108, А), характерной для гранитоидов ТТГ ассоциации. Этот циркон характеризуется низкими содержаниями U и Th. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст зерен циркона в центральной и краевой частях близок и равен 2786 ± 26 и 2820 ± 15 млн лет, соответственно. Данная группа цирконов является ксеногенной, и их возраст отвечает возрасту формирования гранитоидов рамы, в которую

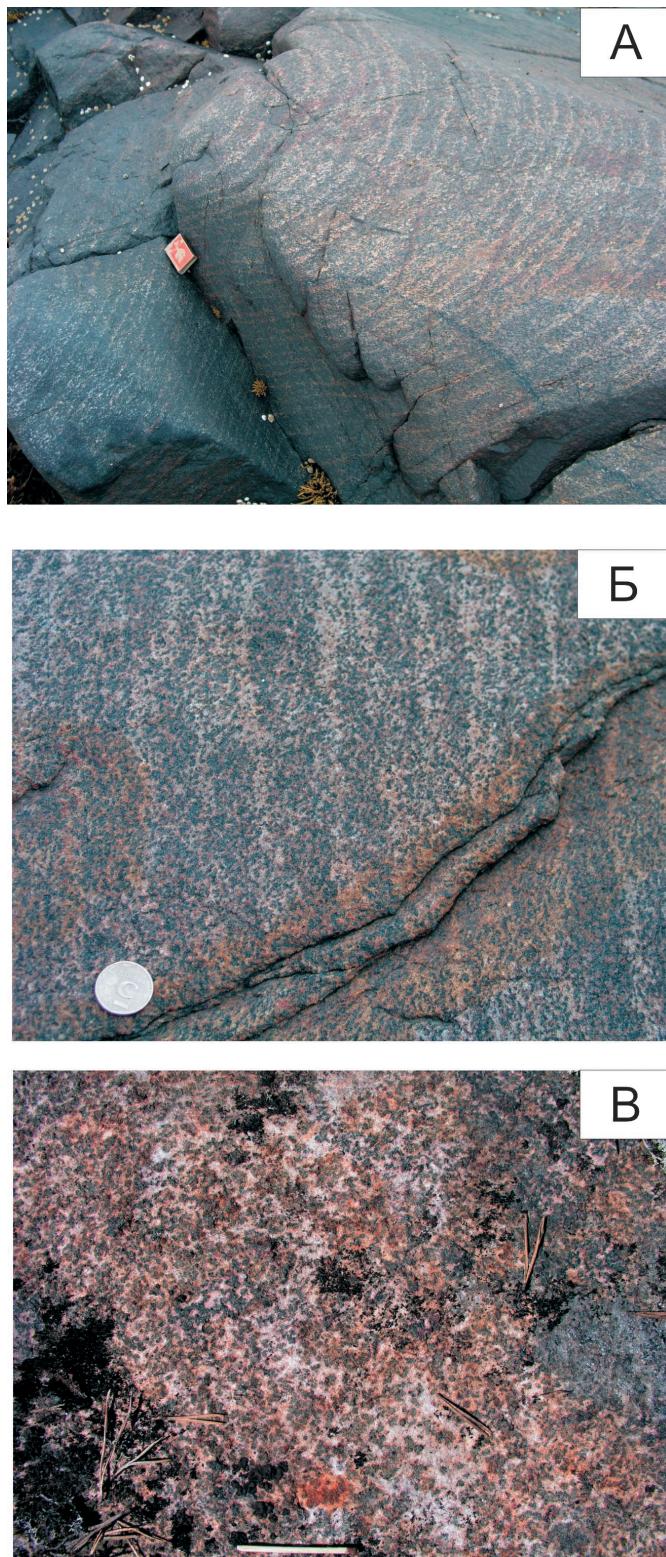
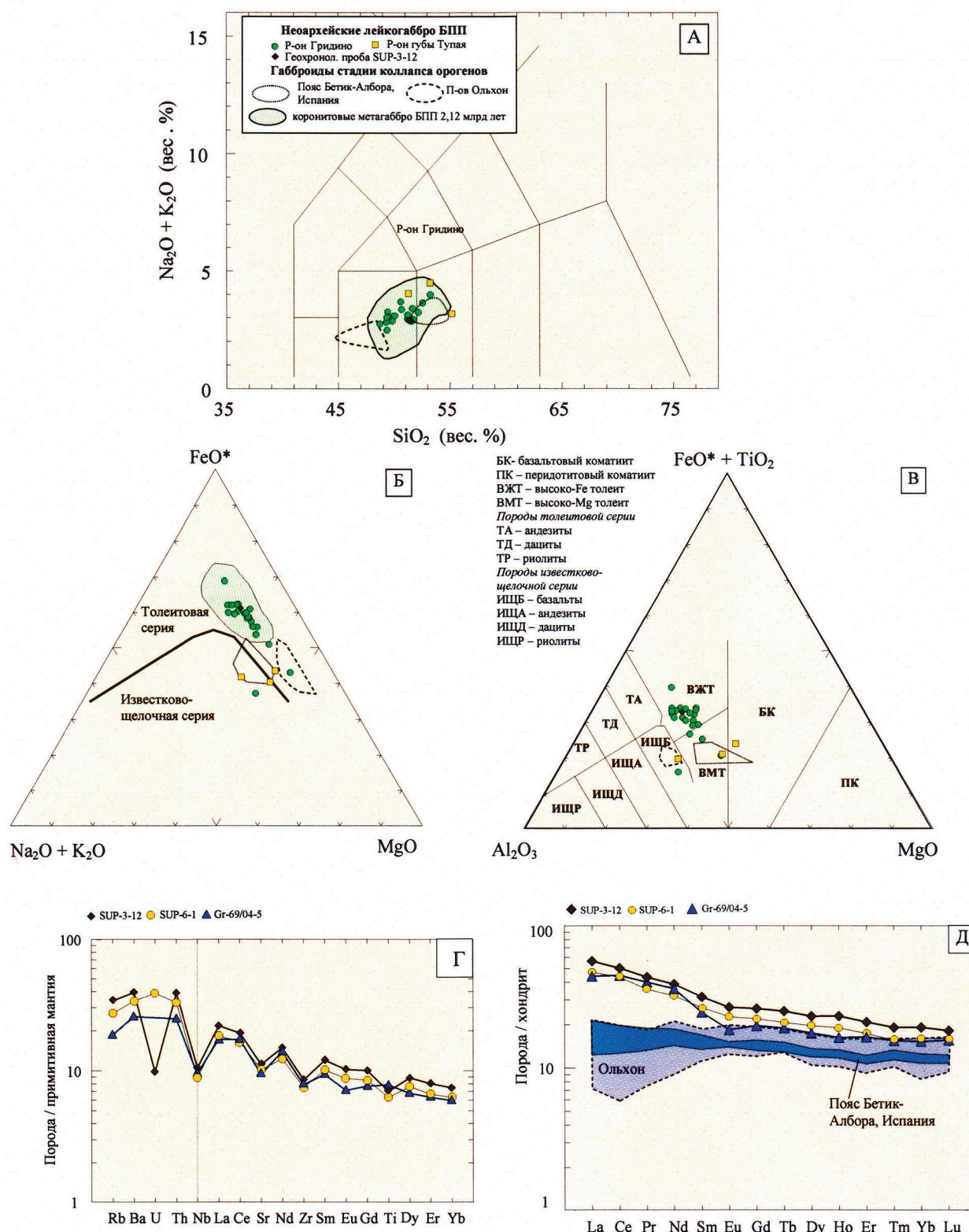


Рис. 106. Текстурные и структурные особенности неоархейских лейкогаббро (фото А. И. Слабунова):

А, Б – магматическая расслоенность в лейкогаббро о-вов Супротивные; В – массивная друзитовая структура лейкогаббро о. Олений



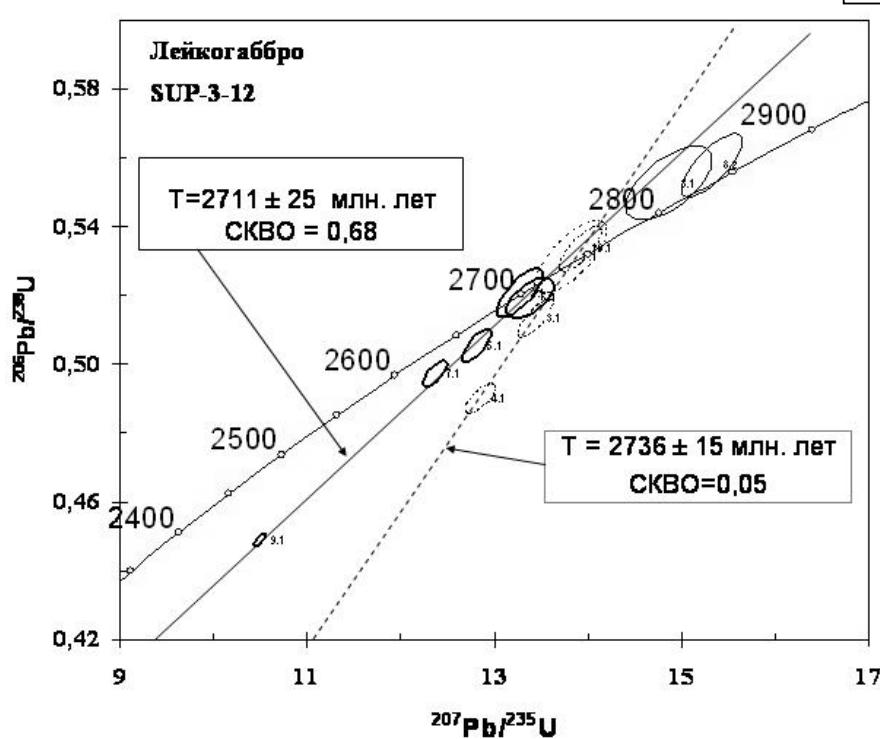
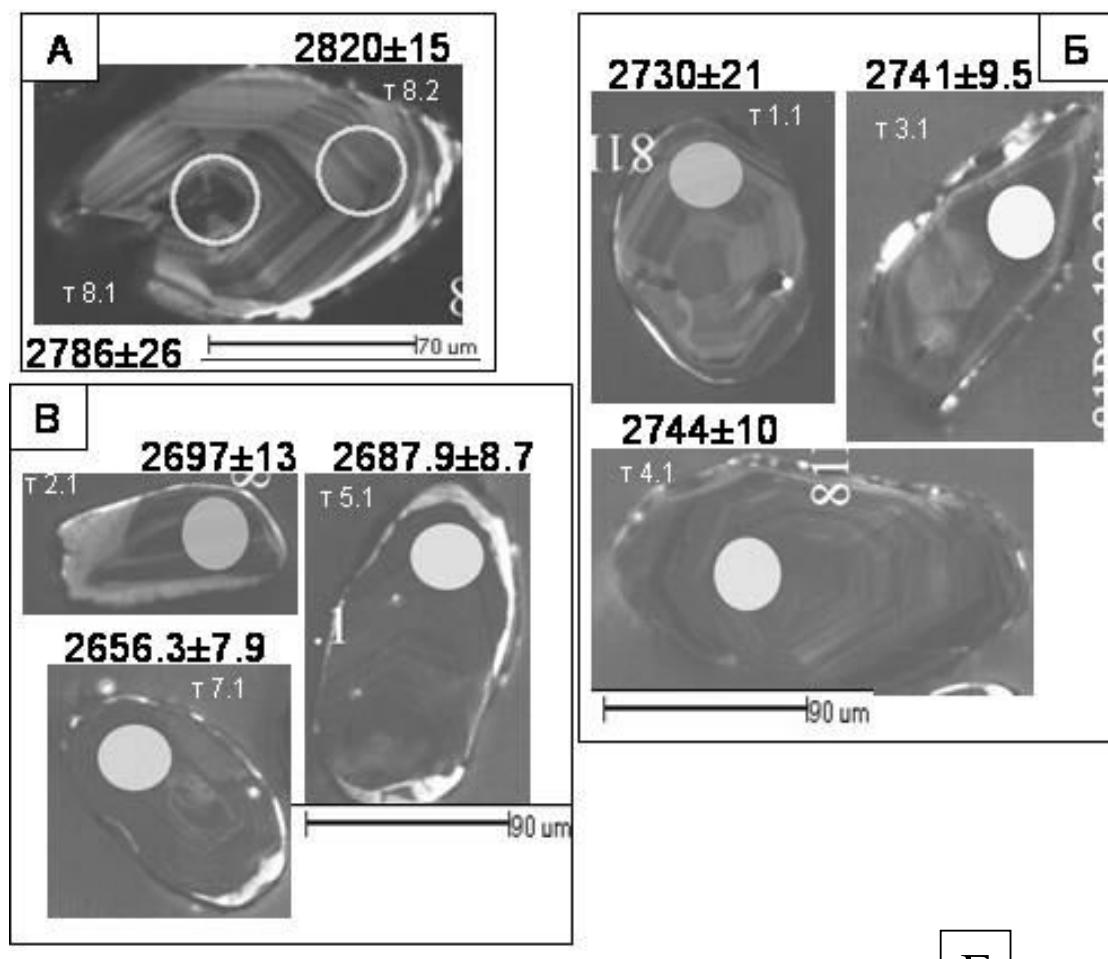


Рис. 108. Катодолюминесцентные снимки (А–В) и изохона с конкордией (Г) для цирконов из лейкогаббро о-вов Супротивные (проба SUP-3-12). На рис. А, Б и В – три морфологических типа цирконов (В – магматические, «габбровые») и значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в млн лет (Слабунов и др., 2006б, 2008)

Таблица 18. Состав неоархейских лейкогаббро и амфиболитов по ним массивов на о-вах Супротивные (1–7), о. Никонов, губа Полевая (8, 9), о. Олений, губа Горелая (10–13), губа Широланга (14–19), остров в губе Лебяжьей (20) (Степанова и др., 2008)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	№ пп	8	9	10	11	12	13
Авт. ном.	SUP- 3-12	SUP- 6-1	SUP- 6-2	SUP- 3-2	SUP- 3-9	SUP- 3-4	SUP- 3-6	Авт. ном.	Э-Gr- 27 / 04-2	Э-Gr- 27 / 04-3	Э-Gr- 81 / 04-1	Э-Gr- 80 / 04-1	Э-Gr- 70 / 04-1	Э-Gr- 69 / 04-5
SiO ₂	51,22	51,56	51,32	51,18	51,70	51,40	51,30	SiO ₂	50,00	49,80	50,56	50,64	49,28	49,46
TiO ₂	1,27	1,14	1,02	1,45	1,17	1,93	1,33	TiO ₂	1,58	1,11	1,49	1,49	1,59	1,41
Al ₂ O ₃	14,12	13,84	14,27	13,60	14,35	12,90	13,70	Al ₂ O ₃	14,43	14,40	15,01	13,72	13,91	15,32
Fe ₂ O ₃	3,42	1,22	1,47	2,24	0,83	2,10	1,35	Fe ₂ O ₃	2,18	1,76	3,23	3,46	2,50	4,10
FeO	10,48	11,73	11,13	11,45	12,00	11,25	12,32	FeO	12,24	11,52	11,20	10,63	12,78	10,05
MnO	0,22	0,23	0,22	0,23	0,24	0,25	0,24	MnO	0,29	0,22	0,23	0,22	0,24	0,24
MgO	5,63	6,68	6,89	6,60	6,20	6,36	6,18	MgO	5,50	7,53	4,96	5,73	6,85	6,24
CaO	8,94	9,43	9,43	8,58	9,38	9,44	9,53	CaO	9,47	9,40	7,94	8,87	8,15	8,44
Na ₂ O	2,42	2,37	2,50	2,10	2,46	2,39	2,37	Na ₂ O	2,50	2,45	2,99	2,79	2,25	2,63
K ₂ O	0,57	0,50	0,45	0,85	0,47	0,50	0,54	K ₂ O	0,59	0,42	0,69	0,57	0,56	0,42
P ₂ O ₅	0,16	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	P ₂ O ₅	0,19	0,10	0,25	0,19	0,21	0,22
H ₂ O	0,05	0,04	0,07	0,20	0,04	0,10	0,07	H ₂ O	0,05	0,08	0,16	0,18	0,15	0,19
ппп	1,02	1,10	1,10	1,47	1,03	1,20	0,83	ппп	0,88	1,00	0,82	1,20	1,13	1,09
Cr	111	111	88	88	89	89	75	Cr	—	—	89	—	293	198
Ni	161	182	162	110	94	102	102	Ni	—	—	58	—	198	139
Co	62	64	54	55	55	55	55	Co	—	—	44	—	56	41
Sc	45	43	—	394	—	—	—	Sc	—	—	—	—	39	33
V	419	436	320	386	398	465	346	V	—	—	304	—	347	279
Cu	128	143	50	—	94	47	142	Cu	—	—	—	—	168	37
Pb	4,6	15,8	2,6	—	—	—	—	Pb	—	—	13	—	6	4
Zn	115	109	79	—	—	—	—	Zn	—	—	—	—	107	272
As	0,60	0,97	1,11	—	—	—	—	As	—	—	—	—	0,85	0,88
Se	0,33	0,78	0,51	—	—	—	—	Se	—	—	—	—	0,07	0,53
Ag	0,3	1,2	0,16	—	—	—	—	Ag	—	—	—	—	0,5	0,4
Re	0,01	0,07	0,006	—	—	—	—	Re	—	—	—	—	0,0	0,0
Rb	18	14	12,6	—	—	—	—	Rb	—	—	19	—	14	10
Ba	238	203	168	—	—	—	—	Ba	—	—	223	—	196	154
Sr	203	184	163	—	—	—	—	Sr	—	—	170	—	169	172
Ga	23	21	19	—	—	—	—	Tl	—	—	—	—	0,11	0,07
Li	103,66	40,31	31,48	—	—	—	—	Ga	—	—	—	—	19	17
Ta	0,41	0,34	0,59	—	—	—	—	Li	—	—	—	—	14,55	12,18
Nb	6,5	5,5	5,08	—	—	—	—	Ta	—	—	—	—	0,56	0,33
Hf	2,46	2,11	1,80	—	—	—	—	Nb	—	—	13,0	—	8,3	5,8
Zr	82	72	51,9	—	—	—	—	Hf	—	—	—	—	2,93	1,93
Y	35	29	25,6	—	—	—	—	Zr	—	—	116	—	112	76
Th	3,15	2,67	2,18	—	—	—	—	Y	—	—	34	—	35	28
U	0,20	0,78	0,33	—	—	—	—	Th	—	—	—	—	2,12	2,00
La	13,38	11,15	9,90	—	—	—	—	U	—	—	—	—	—	—
Ce	30,81	26,57	18,65	—	—	—	—	La	—	—	—	—	13,99	10,46
Pr	4,04	3,31	2,93	—	—	—	—	Ce	—	—	—	—	32,40	27,37
Nd	17,68	14,62	13,02	—	—	—	—	Pr	—	—	—	—	4,21	3,72
Sm	4,64	3,91	3,42	—	—	—	—	Nd	—	—	—	—	18,35	16,38
Eu	1,49	1,27	1,18	—	—	—	—	Sm	—	—	—	—	4,27	3,61
Gd	5,17	4,37	3,66	—	—	—	—	Eu	—	—	—	—	1,23	1,03
Tb	0,90	0,75	0,67	—	—	—	—	Gd	—	—	—	—	4,77	3,91
Dy	5,66	4,85	4,11	—	—	—	—	Tb	—	—	—	—	0,80	0,68
Ho	1,27	1,05	0,84	—	—	—	—	Dy	—	—	—	—	5,35	4,31
Er	3,34	2,78	2,40	—	—	—	—	Ho	—	—	—	—	1,11	0,90
Tm	0,48	0,39	0,36	—	—	—	—	Er	—	—	—	—	3,19	2,63
Yb	3,09	2,60	2,36	—	—	—	—	Tm	—	—	—	—	0,47	0,39
Lu	0,46	0,40	0,34	—	—	—	—	Yb	—	—	—	—	3,08	2,46
								Lu	—	—	—	—	0,49	0,39

внедрялся интрузив. Мезоархейские гранитоиды и вулканиты близкого возраста широко развиты в Беломорской провинции (Бибикова и др., 1999; Слабунов и др., 2006г).

Вторая группа цирконов по морфологическим свойствам близка второй, но зональность в них менее отчетливая (рис. 108, Б), содержания U и Th варьируют в очень широких пределах, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст этих зерен циркона варьирует от 2744 ± 10 до 2730 ± 21 млн лет. Верхнее пересечение дискордии с конкордией, построенное по четырем точкам, – 2736 ± 15 млн лет. Данные цирконы также рассматриваются как ксеногенные.

Третья группа цирконов имеет большее удлинение, зональность в них либо отсутствует, либо грубая (рис. 108, В), они характеризуются относительно высокими содержаниями U и Th. Цирконы с такими свойствами могут формироваться на магматической стадии кристаллизации габброидов. Их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст варьирует от $2656,3 \pm 7,9$ до 2697 ± 13 млн лет. Верхнее пересечение изохроны, построенной по четырем точкам, с конкордией – 2711 ± 25 млн лет (рис. 108, Г) и отвечает магматической стадии становления габброидного массива.

Неоархейские габброиды Беломорской провинции формируются на коллизионной стадии развития Беломорского орогена (Слабунов, 2005) и, вероятно, связаны с ранним этапом его коллапса (Слабунов и др., 2006д, 2008).

Окончание табл. 18

№ пп	14	15	16	17	18	19	20
Авт. ном.	Э-6- 49/1	Э-6- 49/2	Э-6- 49/3	Э-6- 49/5	Э-6- 55/1	Э-6- 55/2	Э-GP- 20/1
SiO ₂	51,20	52,54	49,34	48,70	51,62	52,14	52,02
TiO ₂	1,88	1,41	0,89	0,87	1,27	1,45	1,33
Al ₂ O ₃	13,73	14,45	15,55	15,30	14,90	14,53	16,00
Fe ₂ O ₃	3,96	3,61	3,76	3,95	1,95	3,43	1,10
FeO	12,35	9,48	8,62	8,26	11,06	10,10	10,20
MnO	0,23	0,17	0,19	0,18	0,20	0,21	0,20
MgO	4,08	4,90	7,34	8,67	5,31	4,84	4,88
CaO	8,60	8,31	10,01	9,87	8,70	8,56	9,14
Na ₂ O	2,40	2,61	2,56	2,20	2,48	2,40	3,10
K ₂ O	0,73	1,03	0,46	0,54	0,92	0,84	0,66
P ₂ O ₅	0,34	0,31	0,18	0,18	0,21	0,21	0,18
H ₂ O	0,15	0,15	0,08	0,04	0,07	0,03	0,13
ппп	0,00	1,00	1,02	1,18	1,16	1,02	1,00
Cr	59	–	247	291	147	141	84
Ni	27	–	101	127	70	72	33
Co	48	–	54	39	43	55	44
V	384	–	222	221	228	276	337
Pb	10	–	16	15	9	7	7
Rb	10	–	5	2	14	19	80
Ba	150	–	150	150	150	259	150
Sr	128	–	128	97	140	145	152
Nb	13,0	–	5,0	2,0	11,0	10,0	7,0
Zr	156	–	57	43	105	133	74
Y	38	–	19	14	24	36	19
Th	7,00	–	11,00	10,00	7,00	7,00	7,00

ГЛАВА 4

ТЕКТОНИКА АРХЕЙСКИХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Опыт использования дистанционных методов исследования Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита показал (Пржиялговский, 1991; Терехов, 1986; Przhijalgovsky, Terekhov, 1995 и др.), что он характеризуется своеобразным сочетанием линеаментных и кольцевых структур (рис. 5, врезка). Устанавливается (Пржиялговский, 1991) связь кольцевых структур со сдвигово-надвиговой тектоникой и куполообразованием. Линеаменты, пронизывающие пояс, часто преломляются на его границах, подчеркивая последние (рис. 5, врезка). Дешифрируемая на космических снимках система линеаментов хорошо согласуется с полихронной системой разрывных нарушений (Сыстра, 1990). В прибрежной зоне Белого моря безусловно влияние Беломорской рифтовой системы (Балуев и др., 2000; Журавлев, Шипилов, 2007).

Структура Беломорского подвижного пояса представляет собой неоднократно деформированный (Сыстра, 1978, 1990) сложный тектонический коллаж, состоящий из отдельных пластин, погружающихся в целом на северо-восток в центральной части (Чупино-Лоухский сегмент) и на северо-северо-восток в северной (Енкий сегмент). Покровы сложены разновозрастными породами, часто сформированными в разных геологических обстановках. На моноклинальный характер залегания породных ассоциаций региона обратили внимание его первые исследователи и рассматривали его либо как запрокинутый на юго-запад синклиниорий северо-западного простирания, либо как юго-западное крыло (моноклиналь) крупного синклиниория. На основании этих представлений составлялись схемы стратиграфии беломорского комплекса (см. гл. 1).

Идею о покровно-складчатой структуре Беломорской структуры впервые выдвинул Ю. В. Миллер (1988) и позднее с коллегами детально обосновал ее в серии статей (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997б, 2002; Миллер и др., 2002). В этих работах главные аргументы в пользу покровно-складчатой структуры подвижного пояса следующие:

- чередование в предполагаемом разрезе разновозрастных осадочно-вулканогенных и интрузивных образований;
- налегание тоналито-гнейсов на осадочно-вулканогенные образования;
- наличие структурных и азимутальных несогласий между комплексами;
- существование неоархейской обращенной метаморфической зональности.

Найдки фрагментов зон меланжа (Сибелев и др., 2002, 2006; Травин, 2002; Травин, Сибелев, 2002) в западной части пояса (район оз. Ниж. Котозеро, оз. Коржино, рис. 22) хорошо согласуются с данной моделью. Обломочная составляющая меланжа вблизи основания Чупинского покрова в районе оз. Ниж. Котозеро (Сибелев и др., 2002; Травин, 2002) представлена телами метадиоритов, амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Размер их варьирует от сотен метров (некоторые блоки метадиоритов) до нескольких сантиметров. Матрикс меланжа полностью преобразован и представлен биотитовыми и амфиболсодержащими плагио- и плагиомик-

роклиновыми гранитогнейсами. Видимая мощность зоны 0,5–1 км. Гнейсовидность в гранитогнейсах (метаматриксе) плавно огибает крупные блоки, создавая структуру ротационного типа (закатыши), обычную в зонах надвигов (Диагностика..., 1994). В ее пределах установлена четкая минеральная линейность (по амфиболу), тогда как за ее пределами она проявлена слабо и имеет иную ориентировку. В тектонической зоне пик метаморфизма достигает условий (зафиксирован по минералам – включениям в зернах граната) высокобарической амфиболитовой фации. Время формирования зоны оценивается как неоархейское, на основании того что массивы габроидов комплекса лерцолитов – габброноритов, время образования которых оценивается в 2,43–2,44 млрд лет, секут ее. Котозерская зона меланжа интерпретируется как сохранившийся фрагмент зоны надвига в основании Чупинской (по: Миллер, Милькевич, 1995) тектонической пластины (Сибелев и др., 2002; Травин, 2002).

В южной части Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Коржино выявлен еще один фрагмент зоны меланжа мощностью до 500 м. Он имеет генеральное северо-восточное простижение и находит выражение в сейсмоотражающих поверхностях. Этот фрагмент был детально закартирован О. С. Сибелевым (Сибелев и др., 2006).

Обломочная часть меланжа представлена телами линзовидной формы, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 300 м. Обломки представлены гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (парагнейсами), амфиболитами, биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Последние являются весьма экзотическими для Беломорского подвижного пояса и известны лишь в нескольких точках (Володичев, 1975; Косой, 1936; Степанов, Слабунов, 1994).

Матрикс меланжа представляет собой мигматизированный меланократовый гранат-биотит-амфиболовый гнейс, палеосома которого по составу отвечает кварцевому диориту.

Зона меланжа также сечется крупным массивом габброноритов палеопротерозойского (2,43–2,44 млрд лет) комплекса лерцолитов – габброноритов, что определяет его верхнюю возрастную границу.

Неоархейские покровные структуры устанавливаются в пределах Керетского зеленокаменного пояса, а также северного окончания Тикшозерского, где располагается Ковдозерский геодинамический полигон (Миллер, 2002; Миллер и др., 2002).

В пределах последнего на основании детального структурного картирования (Миллер, 2002) и изотопного датирования показано, что неоархейские (2,76–2,72 млрд лет) первично-магматические тоналиты залегают на зеленокаменных образованиях (2775 млн лет, Мыскова и др., 2003а). Такое соотношение подразумевает значительные перемещения комплексов и наиболее правдоподобно объясняется с точки зрения покровной тектоники (Миллер, Милькевич, 1995).

Не менее показательна в этом отношении структура Керетского зеленокаменного пояса (рис. 7, 129). Наличие несогласия между породами майозерской СТА и нижележащими образованиями (Слабунов, 1993) наилучшим образом объясняется исходя из представлений о покровной тектонике (Миллер, Милькевич, 1995). Главными элементами строения пояса являются складки нескольких генераций и гранитогнейсовые купола. Западная часть пояса представляет собой синклиниорий, что обосновывается, прежде всего, характером расположения толщ зеленокаменного комплекса: по бортам структуры выходят породы верхнекумозерской СТА (нижняя часть тектоностратиграфического разреза), а в центральной – майозерской и хаттомозерской. Главными элементами строения этой части пояса являются крупные линейные изоклинальные складки, запрокинутые на восток, осевые поверхности которых ориентированы по азимуту СЗ 320–330°. Размах крыльев этих структур меняется от 0,2 до 5 км. Обычным структурным мотивом в поясе являются S-образные изгибы осевых поверхностей складок F₁, что указывает на существование правосдвиговых движений. Можно полагать, что деформации раннего этапа (D₁) включали в себя два эпизода: в ходе раннего из них (D₁¹)

сформировались линейные складки (F_1), которые позднее (D_{12}) были запрокинуты на восток, а, кроме того, их осевые поверхности были S-образно изогнуты (Слабунов, 1990б, 1993а).

В обрамлении гранитогнейсовых купольных структур также отмечены ранние деформации (D_1), выраженные складками с северо-западной ориентировкой осевых поверхностей. Эти структуры также запрокинуты на северо-восток.

Купольные структуры, ядра которых слагаются гетерогенным комплексом гнейсо-границоидов, представляют собой в структурном отношении своды. По форме выделяются купола изометричной, линейной и S-образной формы (рис. 10). Гранитогнейсовые ядра куполов воз действуют на вмещающие породы. Это отражается в характере метаморфической зональности в восточной части пояса: вокруг ядер отмечается повышение степени мигматизации пород. Кроме того, они искажают структуру возникших ранее пликативных форм. S-образные купольные структуры являются, так же как и аналогичные по форме изгибы ОП складок, результатом сдвиговых движений.

Важно отметить, что купольные структуры в западной части Беломорского подвижного пояса сформировались в неоархее. Это доказывается тем, что они секутся массивами габброидов палеопротерозойского комплекса лерцолитов – габроноритов (например, в районе оз. Верх. Шобозеро, рис. 109) и в то же время слагаются в различной степени мигматизированными и разгнейсованными тоналитами и трондемитами, магматическая стадия формирования которых оценивается в 2,76–2,72 млрд лет (Бибикова и др., 1995б, 1999б; Каулина, 1996), а ранней переработки (мигматизации) – около 2,7 млрд лет (2695 млн лет, Каулина, Богданова, 2000).

Связь между покровными и купольными структурами в неоархейской Беломорской коллизионной системе восточной части Фенноскандинавского щита аналогична таковой в детально изученных фанерозойских коллизионных системах (Розен, Федоровский, 2001; Федоровский, 1997).

В Беломорском подвижном поясе установлены довольно редкие пликативные структуры – колчановидные складки (Балаганский и др., 1986а, 2002; Миллер, 1997а; Balaganskiy, Kozlova, 1992), которые могут либо входить в структурный парагенезис тектонических покровов, либо быть результатом интерференции складчатости разных генераций. Диагностика этих структур крайне затруднена, так как необходима, как правило, структурная информация не в одном срезе. Ю. В. Миллер (1997а) обратил внимание на то, что в регионе развиты структуры размером в несколько километров, имеющие трубообразную форму. Детальные исследования позволили сделать вывод о том, что изученные структуры являются переориентированными («опрокинутыми» по Ю. В. Миллеру) палеопротерозойскими куполами. Вместе с тем предполагается (Миллер, 1997а), что в пределах Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Энгозеро существует и истинная колчановидная складка. Анализ имеющихся структурных наблюдений в замковых частях Майозерской (рис. 17) и Ногтевоозерской (рис. 15) структур пояса (Слабунов, 1990б) дает основания предполагать, что они имеют признаки,ственные колчановидным складкам. Дело в том, что в западной части структур наблюдается периклинальное замыкание с углами падения полосчастости от 20 до 80° в западных румбах, крылья круто погружаются на юг, восточное замыкание Ногтевоозерской не столь отчетливое, но имеет центриклинальный характер, а замок Майозерской срезается разломом. Редко отмечаются пологие, погружающиеся на запад линейности, параллельные осевой поверхности складок. Значительно более широко развита в регионе линейность, погружающаяся на ЮЗ и СВ, которая пронизывает все структуры. Исходя из сказанного, можно предположить, что названные структуры имеют форму конуса, ось которого погружается на запад, т. е. это колчановидные складки. При такой интерпретации данные складки являются результатом и индикатором формирования покровной структуры. Однако данное предположение требует проведения специальных исследований.

Таким образом, в неоархее главные этапы формирования структуры Керетского зеленокаменного пояса следующие: покровообразование (допокровные структуры, безусловно, существовали, но обнаружить их не удалось), купольный тектогенез, сдвиговые деформации.

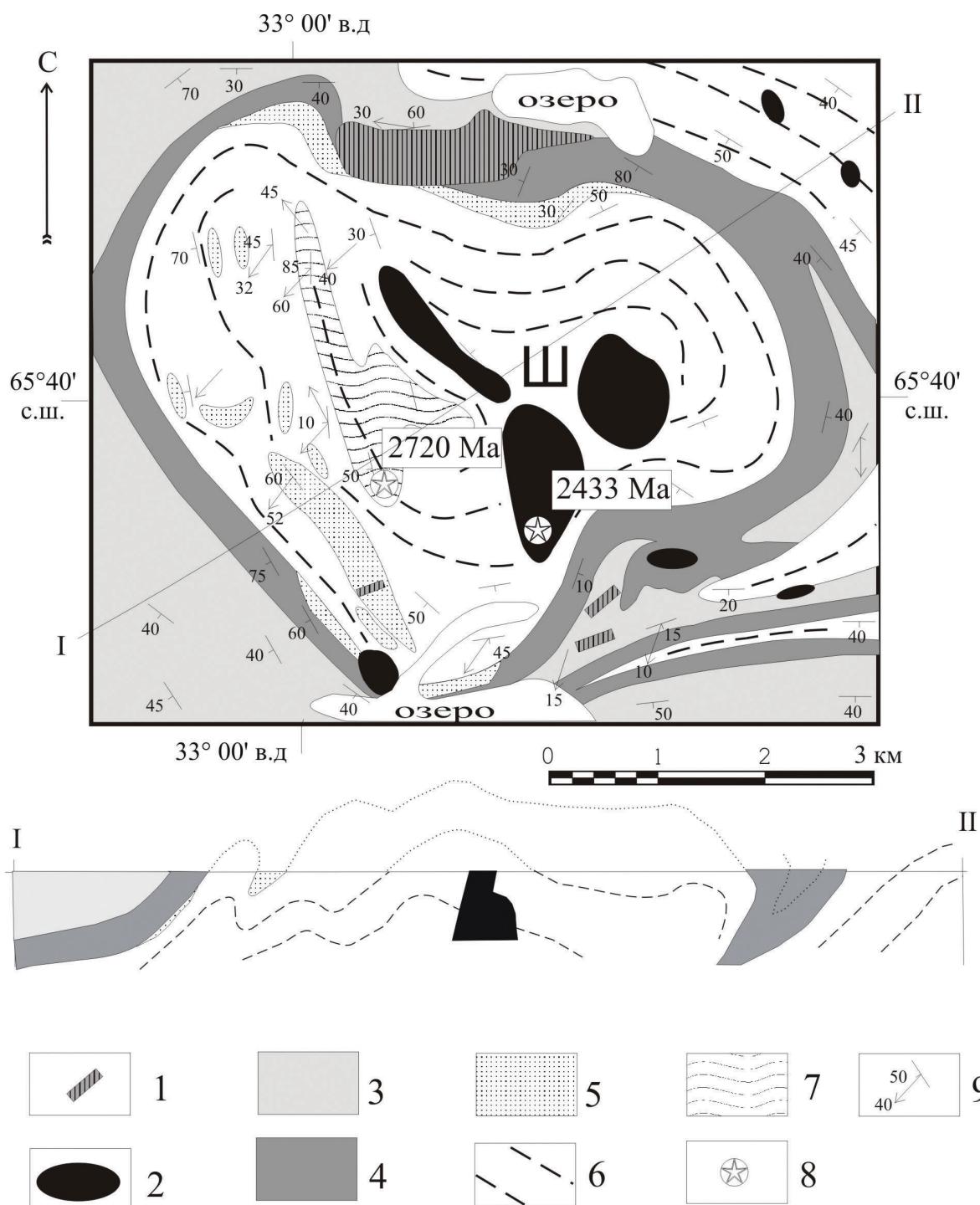


Рис. 109. Схема геологического строения и разрез по линии I-II (А) Шобозерского гранито-гнейсового купола в районе оз. Нижнее и Верхнее Шобозеро (составили А. И. Слабунов и В. С. Степанов с использованием данных О. И. Володичева):

1–2 – палеопротерозойские интрузивные образования: 1 – комплекса гранатовых габбро, 2 – комплекса лерцолитов – габброноритов (Ш – Шобозерский массив); 3–5 – неоархейские образования Керетского зеленокаменного пояса: 3 – метавулканиты среднего и кислого состава (хаттомозерская СТА), 4 – амфиболиты и метакоматиты (верхнекумозерская СТА), 5 – гранат-биотитовые гнейсы (метамеланж ?); 6–7 – неоархейский мигматизированный комплекс гнейсогранитов – гранитогнейсов: 6 – гнейсограниты, 7 – тоналитовые гнейсы; 8 – места отбора геохронологических проб и значения полученных возрастов (Бибикова и др., 1995б; Слабунов и др., 2001); 9 – элементы залегания: а – плоскостные, б – линейные

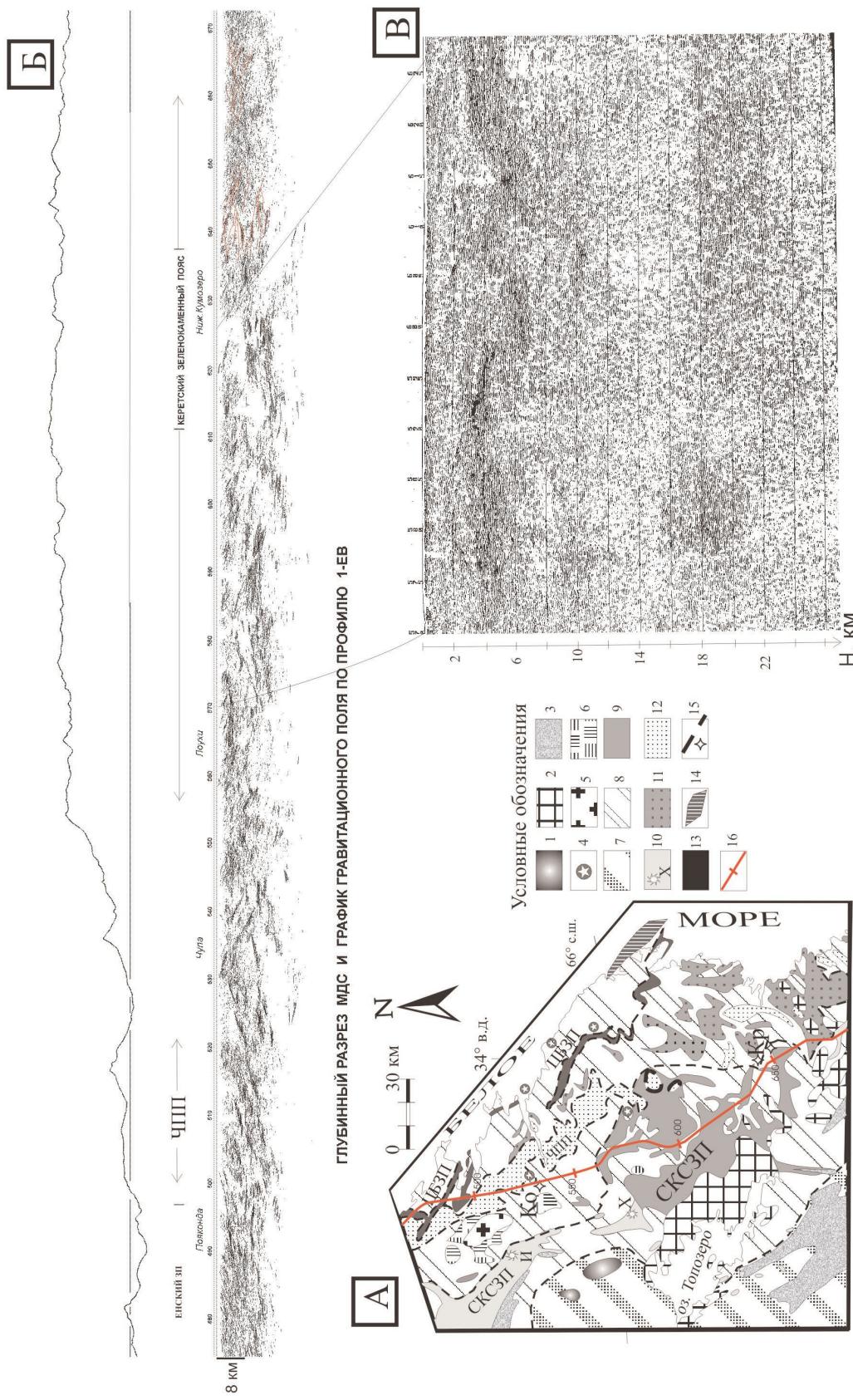


Рис. 110. А. Схема геологического строения центральной части БПП:

1 – Тикшозерско-Елетьозерский ультрамагнит-габбро-шелочных комплекс (1,745–1,827 млрд лет); 2 – чарнокиты топозерского типа (-2,45 млрд лет); 3 – палеопротерозойские осадочные и вулканогенные образования (2,5–1,92 млрд лет); 4 – массивы комплекса габбро-анортозитов (ок. 2,45 млрд лет); 5 – чарнокиты пажминского типа (2,66 млрд лет); 6 – интрузивные эндебиты (ок. 2,7 млрд лет); 7 – ТТГ Карельского кратона (3,5–2,85 млрд лет); 8 – ТТГ БПП (2,9–2,7 млрд лет); 9–10 – архейские зеленокаменные комплексы; 9 – керетозерский (2,9–2,82 млрд лет), 10 – хизоваарский (2,8–2,76 млрд лет). Звездочкой показано расположение структуры Х – Хизоваарской. И – Ириногорской. 11 – амфиболиты БПП (нерасчлененные); 12 – глиноzemистые гнейсы Чулинского парagneйсового пояса (ЧПП); 13 – базит-гипербазитовый комплекс ЦБЗП; 14 – неоархейский Гридинский эклогитодержащий комплекс; 15 – поверхности сместителей предполагаемых покровов. Ромбовидный значок – фрагменты зон неоархейского тектонического профиля 1-ЕВ. Б и В. Фрагменты сейсмического профиля 1-ЕВ (Сейсмогеологическая..., 1998) на участке Пояндана – р. Лоухи – Нижнее Кумозеро (В)

Кроме того, в центральной части Беломорского пояса установлены наложенные открытые складки (F_3 , по: Сыстра, 1991) с размахом крыльев до 10–15 км, осевые поверхности которых имеют северо-восток – субмеридиональное простирание (Сыстра, 1978, 1990). К антиформам этой системы складок приурочены жилы палеопротерозойских (1750–1780 млн лет, Геохронологические..., 1972) слюдоносных и керамических пегматитов (Сыстра, 1978), что позволяет оценить возраст этой складчатости как палеопротерозойский.

Глубинное строение земной коры Беломорского подвижного пояса по данным сейсмических исследований по профилю 4В Кемь – Калевала – госграница (Берзин и др., 2001) характеризуется тем, что до глубины 25 км она насыщена полого погружающимися на восток сейсмоотражающими поверхностями и осложнена куполовидными структурами, граница Мохо выражена плохо (Минц и др., 2001; Самсонов и др., 2001). Такое строение хорошо согласуется с представлениями о покровной-складчатой природе структуры. По структуре земная кора подвижного пояса значительно отличается от коры Карельского кратона отсутствием хорошо выраженной слоистости, характерной для зрелой континентальной коры (Самсонов и др., 2001). Глубинное строение земной коры в пределах Керетского зеленокаменного пояса (рис. 110), как видно на сейсмическом профиле 1-ЕВ (Берзин и др., 2001; Сейсмогеологическая..., 1998), на участке 555–655 км имеет ряд характерных особенностей, которые отличают ее от сопряженных территорий. Здесь на глубинах 2–8 км выделяется горизонт мощностью до 2 км, который может быть идентифицирован как коматиит-толеитовая стратотектоническая ассоциация зеленокаменного комплекса. Кроме того, только здесь на глубине 18 км выделяется верхняя граница горизонта мощностью 4–6 км, сложенного хорошо отражающими породами. За пределами пояса нижний отражающий горизонт не фиксируется.

Весьма примечательно, что на сейсмическом профиле 1-ЕВ в районе пикета 640 (рис. 110, А, Б) отчетливо проявлена до глубины 4 км сейсмоотражающая поверхность, полого погружающаяся на юго-восток (в данном срезе), далее она трассируется до глубины не менее 10 км. Данная поверхность надежно идентифицируется как рассмотренный выше фрагмент зоны меланжа в район оз. Коржино, маркирующий, вероятно, границу неоархейских покровных пластин.

В СВ борту Лехтинской структуры фиксируется выход наиболее контрастной сейсмической поверхности профиля 1ЕВ. Эта поверхность не совпадает с границей основания Лехтинской структуры и отстоит от нее на расстояние около 10 км (в районе пикета 740 км). Она полого погружается на юго-восток и прослеживается на глубину до 20 км. В районе исследований выходят слаборазгнейсованные гранитоиды, в которых установлена смена ориентировки гнейсовидностей: к северу от фиксируемой границы простириания гнейсовидности, метаморфической полосчатости, а также ориентировка тел метабазитов лежат в северо-восточных румбах, к югу – в северо-западных. В районе наблюдается хорошо выраженная линейность, которая имеет пологие юго-западные погружения, совпадающие с направлением погружения сейсмоотражающей поверхности.

Наряду с изменением структурного плана, происходит смена режима метаморфических преобразований пород: в тектонической зоне, примыкающей к Лехтинской структуре, нарастает степень мусковитизации, микроклинизации и катаклаза, появляются карбонат и в единичных случаях – гранат (Слабунов, Сибелев, 2008). Наиболее контрастная сейсмическая поверхность на юго-западной границе БПП (в районе Лехтинской структуры) сопоставляется с лежачим крылом, по-видимому, палеопротерозойской тектонической зоны, выраженной гнейсовидностью СЗ ориентировки.

Таким образом, существенную, а возможно, и решающую роль в формировании структуры центральной части Беломорского подвижного пояса играют неоархейские (около 2,72–2,70 млрд лет) тектонические покровы, но весьма велика роль и палеопротерозойских (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Минц и др., 2007б).

ГЛАВА 5

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА В АРХЕЕ (ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)

Главные структуры восточной части Фенноскандинавского щита – Карельский неоархейский кратон и Беломорский подвижный пояс – наиболее контрастно отличаются друг от друга по особенностям проявления метаморфических процессов (рис. 111). Эти отличия заключаются, прежде всего, в том, что структурно-вещественные комплексы кратона метаморфизованы, как правило, в условиях низких давлений (андалузит-силлиманитовой фации глубинности), тогда как в Беломорской провинции установлено неоднократное проявление метаморфизма высоких (кианитовая фация) давлений (Володичев, 1972, 1975), более того, здесь в 1971 г. О. И. Володичевым (1976) были открыты эклогиты. Данные закономерности зафиксированы на «Карте метаморфических фаций восточной части Балтийского щита» (1978), «Карте минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита» (1991) масштаба 1 : 1 500 000, подготовленных под редакцией В. А. Глебовицкого. Анализ метаморфизма позволил сопоставить Беломорский подвижный пояс с коллизионными орогенами гималайского типа (Володичев, 1997а, б; Глебовицкий и др., 1996; Глебовицкий, Шемякин, 1997).

В зеленокаменных комплексах Карельского кратона выделяется следующая последовательность метаморфических преобразований (Володичев, 2001, 2002в; Геология..., 1980; Рыбаков и др., 1988): 1) автометасоматические процессы, проявляющиеся в пропилитизации вулканитов (Рыбаков, 1987), 2) несколько (два – три) эпизодов (автономно в различных зеленокаменных комплексах) метаморфизма в условиях андалузит-силлиманитового барического типа, температурные условия при этом варьируют от зеленосланцевой фации до гранулитовой, 3) наиболее поздние из архейских процессов проходили в условиях амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа и приурочены к зонам транспрессии.

Уровень метаморфизма древних пород, например гнейсов водлозерского комплекса Водлозерского домена, соответствует высокотемпературной амфиболитовой – гранулитовой фации (Котова и др., 1995).

Наиболее характерной отличительной особенностью Беломорского подвижного пояса является неоднократное (как в неоархее, так и в палеопротерозое) проявление в истории его развития высокобарического (в том числе эклогитовой фации) метаморфизма (Володичев, 1972, 1990; Глебовицкий, 1973; Глебовицкий и др., 1996; Другова, 1996; Московченко, Турченко, 1975). Мигматиты также широко развиты в Беломорском подвижном поясе и являются, как отмечалось еще его первыми исследователями Н. Г. Судовиковым (1939, 1955), А. А. Полкановым (1937), К. А. Шуркиным (1957), одним из характернейших типов пород этой структуры. Они полихронны и развиваются по различному субстрату, что отражается на составе неосомы мигматитов (Гродницкий и др., 1985; Котов, Саморукова, 1990; Седова и др., 1998; Шуркин и др., 1962).

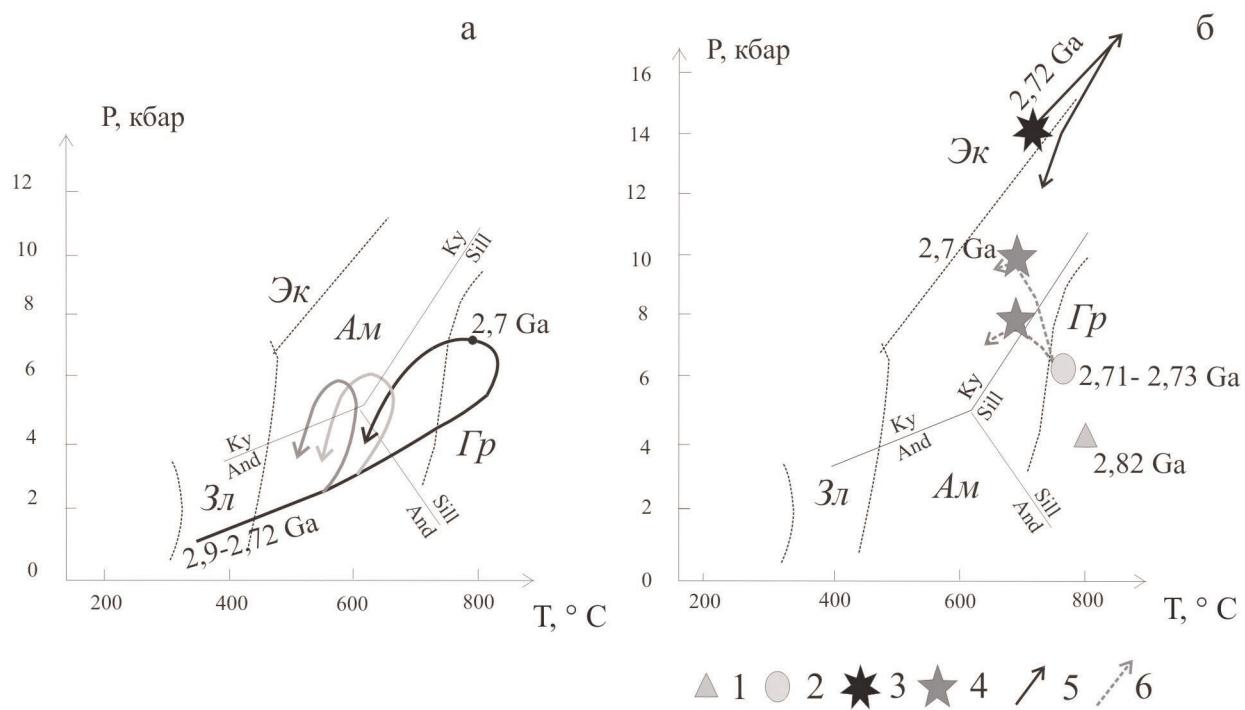


Рис. 111. Эволюция РТ-параметров метаморфизма структурно-вещественных комплексов Карельского неоархейского кратона (а) и Беломорского подвижного пояса (б) восточной части Фенноскандинавского щита в архее (Володичев, 2002в с дополнениями по: Другова, 1996; Лобач-Жученко и др., 1995). Цифры со знаком «Ga» показывают возраст метаморфического события в млрд лет:

а: различным цветом показаны линии эволюции для различных террейнов;
б: 1 – ранний гранулитовый метаморфизм; 2 – неоархейский гранулитовый метаморфизм; 3 – неоархейский эклогитовый метаморфизм; 4 – неоархейский высокобарический метаморфизм; 5 – линия эволюции доколлизионного метаморфизма в западной части Беломорского пояса, 6 – линии эволюции неоархейского метаморфизма в восточной части Беломорского пояса.

Поля метаморфических фаций обозначены: Зл – зеленосланцевая, Ам – амфиболитовая, Гр – гранулитовая; Эк – эклогитовая.

Поля устойчивости Al_2SiO_5 : Ky – кианит; Sill – силлиманин; And – андалузит

По особенностям проявления метаморфических процессов в архее в Беломорском подвижном пояса выделяется два домена: восточный и западный (Володичев, 2002а–в). Для пород первого из них (что особенно отчетливо проявлено в пределах Гридинской тектонической пластины) характерен Р-Т тренд эволюции «по часовой стрелке» (рис. 111, более подробно ниже), включающий проградную ветвь эклогитового метаморфизма ($P = 14\text{--}17,5$ кбар, $T = 740\text{--}865$ °C) и ретроградную ветвь, определяющую условия полистадийной субизотермической декомпрессии со снижением P от 14,0 кбар до 6,5 кбар и T от 770 до 650 °C (2,72 Ga и больше), соответствующий условиям высокобарической гранулитовой (мафических гранатовых гранулитов, Cloos, 1993) – амфиболитовой фаций (Володичев и др., 2004).

Эклогиты дают возможность по их равновесным и реакционным структурам, с использованием зональности минералов и включений в них, реконструировать Р-Т-параметры эклогитового метаморфизма и их проградную и декомпрессионную эволюцию.

Для определения Р-Т-условий эклогитового метаморфизма и стадий декомпрессионного преобразования (Володичев и др., 2004) применялись геотермометры и геобарометры компьютерной программы TPF ИЭМ РАН, версия 7.0 (авторы В. И. Фонарев, А. А. Графчиков, А. Н. Конилов). При определении палеотемператур сравнивались значения, полученные при использовании $Gt\text{-}Crh$ геотермометров Р. Пауэлла (Powell, 1985) и Я. Аи (Ai, 1994), но при построении Р-Т-диаграммы проградного и ретроградного метаморфизма архейских эклогитов Беломорья (рис. 112) были использованы температурные оценки по (Powell, 1985), поскольку

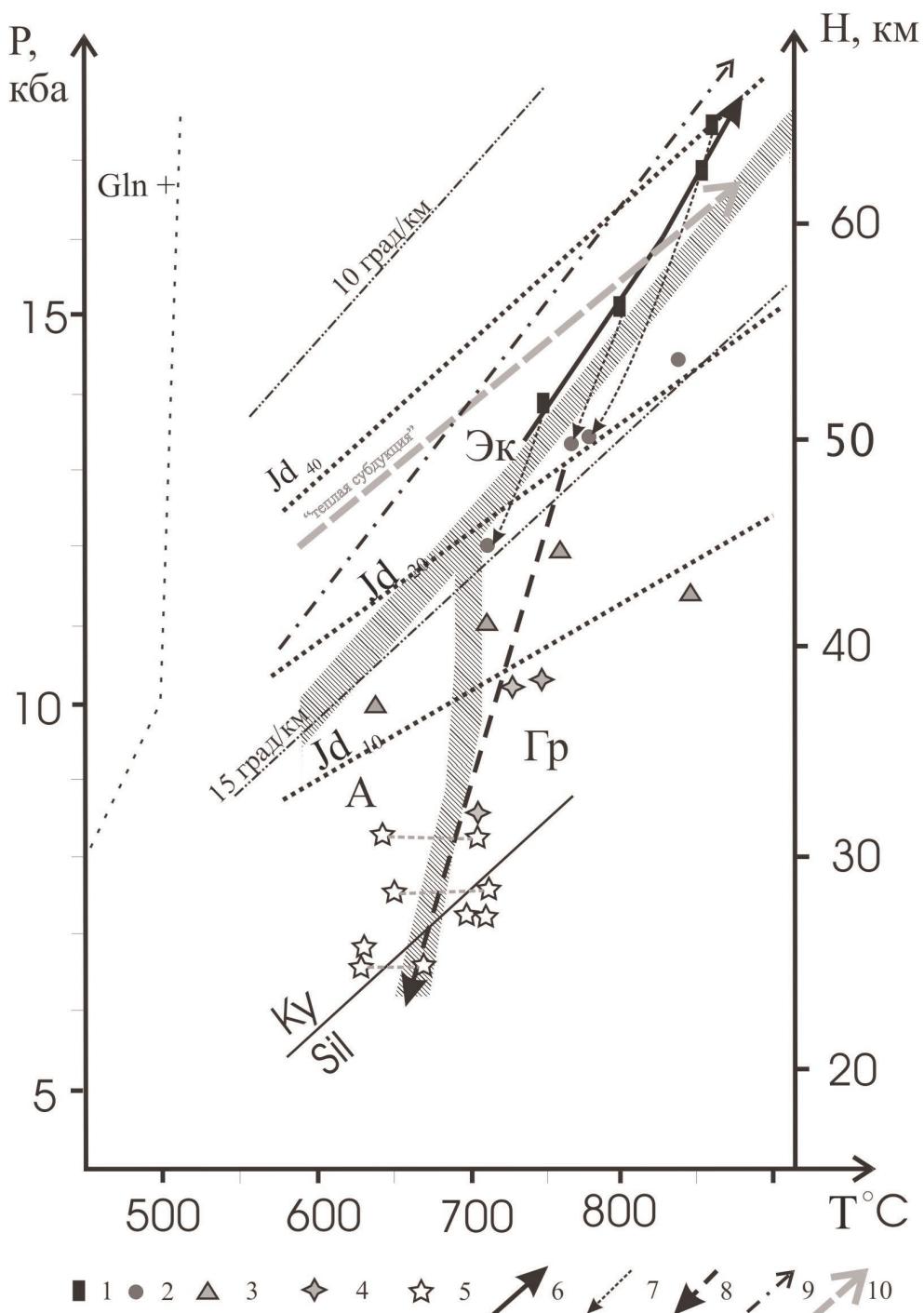


Рис. 112. РТ-параметры проградного и ретроградного метаморфизма неархейских эклогитов Гридинского комплекса Беломорского подвижного пояса (Володичев и др., 2004; Слабунов, Володичев, 2002):

1–5 – РТ-параметры: эклогитов (1); симплектитовых апоэклогитов I (2), II (3) и III (4) стадий декомпрессии; гранат-клинопироксеновых амфиболитов (5) IV стадии декомпрессии; 6 – тренд проградного метаморфизма эклогитов; 7 – тренды ретроградного метаморфизма I стадии «медленной» декомпрессии на примере отдельных образцов; 8 – обобщенный тренд ретроградного метаморфизма эклогитов на I–IV стадиях; 9 – архейский умеренный геотермический градиент по: Martin, 1986; 10 – геотерма «теплой» субдукции по: Peacock, 1993. Изоплеты равных содержаний Jd в Crpx по: Holland, 1980; линия Ky–Sil по: Holland, Powell, 1990, поле стабильности Gln по: Maresh, 1977; границы эклогитовой (Эк), гранулитовой (Гр) и амфиболитовой (А) фаций по: Cloos, 1993

они представляются более реальными, особенно для поздней стадии образования симплектитовых апоэклогитов, условия метаморфизма которых, исходя из анализа общей ситуации развития метаморфизма в этом районе (Володичев, 1990), соответствовали скорее амфиболитовой – 640 °С по (Powell, 1985), нежели эпидот-амфиболитовой – 550 °С по (Ai, 1994), фации.

Давления для *Gt-Cpx* и *Gt-Cpx-Pl-Qz* парагенезисов с *Cpx*, содержащим от 9 до 40% *Jd*, определялись с помощью изоплет *Jd* компонента в *Cpx* по данным Т. Холланда (Holland, 1980) с учетом температур, полученных по *Gt-Cpx* геотермометру (Powell, 1985). Для *Pl*- и *Qz*-содержащих парагенезисов сопоставлялись данные, полученные методом изоплет (Holland, 1980) и по *Gt-Cpx-Pl-Qz* геобарометрам Д. III. Перкинса и Р. Ньютона (Perkins, Newton, 1981) и Д. Эккера с соавторами (Eckert et al., 1991). В результате оказалось, что барические оценки по (Perkins, Newton, 1981) являются близко сопоставимыми с оценками, полученными методом изоплет (Holland, 1980), а данные по (Eckert et al., 1991) относительно них – значительно завышенными. Поэтому при построении РТ-диаграммы (рис. 125) для *Pl*- и *Qz*-содержащих парагенезисов использовались данные *Gt-Cpx-Pl-Qz* геобарометра по (Perkins, Newton, 1981) с учетом температур, полученных по *Gt-Cpx* геотермометру (Powell, 1985).

Для оценки РТ-условий метаморфизма амфиболсодержащих парагенезисов использовался *Hbl-Pl-Qz* геотермометр Т. Холланда и Дж. Блэнди (Holland, Blundy, 1994). В тех случаях, когда была уверенность в парагенетической связи амфиболя с гранатом, температуры определялись по *Gt-Hbl* геотермометру И. В. Лаврентьевой и Л. Л. Перчука (1989). Обычно используемый для оценки давлений в подобных комплексах (Кориковский, Говорка, 2001 и др.) *Gt-Hbl-Pl-Qz* геобарометр (Kohn, Spear, 1990) в данном случае оказался неприменимым из-за особенностей составов амфиболов, содержащих $\text{Na} > 0,6$ ф. е., и для *Ed*- и *Prg Hbl* давления определялись с помощью *Hbl* геобарометра (Blundy, Holland, 1990).

Собственно эклогиты представлены биминеральными парагенезисами Gt_{27-28}^{27-28} или Gt_{28-30}^{21-22} и *Omp28-40* (Володичев и др., 2004). Различия в составе минеральных фаз и соответственно РТ-условий их образования, очевидно, отражают разные ступени проградного развития процесса эклогитизации от $T = 740$ °С и $P = 14,2$ кбар (обр. В-3) до $T = 865$ °С и $P = 17,5$ кбар (обр. В-7-8) (рис. 112). В последующем минеральные парагенезисы в эклогитах становятся неустойчивыми, и породы подвергаются интенсивным декомпрессионным преобразованиям. Выделяется четыре стадии преобразования эклогитов с образованием симплектитовых апоэклогитов (I–III) и гранат-клинопироксеновых амфиболитов (IV). Первая, вторая и четвертая стадии устанавливаются уверенно, а граница между второй и третьей определена пока достаточно условно (Володичев и др., 2004).

По РТ-параметрам декомпрессионный тренд имеет довольно крутой субизотермический наклон с небольшим градиентом Т при значительном снижении давлений (рис. 112).

По составу минеральных фаз и РТ-условиям образования архейские коровые эклогиты Беломорского подвижного пояса соответствуют эклогитовой фации метаморфизма (Добрецов и др., 1989; Cloos, 1993; Miyashiro, 1973 и др.), хотя и ее «малоглубинной» части. Ассоциации минералов, образовавшиеся на I стадии декомпрессии, по степени метаморфизма параллелизуются с плагиоклаз-эклогитовой субфацией эклогитовой фации, выделенной С. П. Кориковским (2002) для температурного интервала 400–700 °С. РТ-условия II–III стадии соответствуют высокобарической гранулитовой фации – мафическим гранатовым гранулитам (Cloos, 1993), а IV стадии – пограничным условиям НР-амфиболитовой – гранулитовой фаций (рис. 112).

Эклогиты неоднородны по составу минеральных компонентов и РТ-условиям метаморфизма, что, вероятно, отражает разную глубинность их образования. В совокупности же они образуют тренд проградного развития с вариациями условий метаморфизма в интервалах $P = 14,0\text{--}17,5$ кбар, $T = 740\text{--}865$ °С (геотерма 12–13 град/км), сопоставимый с трендом архейского умеренного геотермического градиента (Martin, 1986), который, таким образом,

оказывается реальным при развитии процессов, формирующих архейскую земную кору. И этот факт предопределяет вероятность проявления субдукционных процессов в данный период в условиях «теплой» плиты (Peacock, 1993) (рис. 112).

Позднее (2691 ± 5 млн лет, Левченков и др., 2001) породы рассматриваемого домена, так же как и западного, были реметаморфизованы в высокобарическом режиме ($P = 9\text{--}10$ кбар, $T = 700$ °С с пиком до $P = 12\text{--}13$ кбар, $T = 650\text{--}700$ °С), определяющем, вероятно, градиентные барические условия коллизионной стадии развития системы (Володичев, 2002а, в).

В западной части (домене) Беломорского подвижного пояса (Володичев, 2002в) в породах Чупинского парагнейсового пояса и в основных кристаллосланцах нотозерского комплекса отмечено проявление умереннобарического гранулитового метаморфизма ($T = 800\text{--}950$ °С, $P = 4\text{--}5$ кбар, Лобач-Жученко и др., 1995; $T = 800$ °С, $P = 6\text{--}8$ кбар, Володичев, 1990). Это наиболее раннее метаморфическое событие, его возраст определяется в 2820 ± 15 млн лет (Бибикова и др., 2004). Оно, вероятно, связано с ранней субдукционно-аккреционной стадией развития системы. Следует отметить, что ранее возраст этого события оценивался в 2855 ± 5 млн лет (Бибикова и др., 1993; Лобач-Жученко и др., 1993, 1995), но последние прецизионные измерения (Бибикова и др., 2004) указывают на то, что оно моложе. Позднее формируется гранулитовый комплекс, представленный кристаллосланцами, эндербитами и чарнокитами известково-щелочной и Fe-толеитовой серий (Володичев, 1990) с возрастом около 2,72 (2,73–2,71) млрд лет (Лобач-Жученко и др., 1995; Ризванова и др., 1994). Надежно устанавливается наложение высокобарического метаморфизма кианит-ортоклазовой субфации на гранулитовый (Володичев, 1972, 1975, 1990). В районе п. Чупа время проявления гранулитового метаморфизма оценивается в 2727 ± 32 млн лет и последующей мигматизации, связанной с высокобарическим метаморфизмом, – 2707 ± 1 ($2717 \pm 4,3$) млн лет (Глебовицкий и др., 2000), в районе губы Поньгома возраст магматической стадии формирования гиперстеновых диоритов 2728 ± 21 млн лет и их переработка – 2718 млн лет (Левченков и др., 1996).

Высокобарический метаморфизм, таким образом, проявлен как в западном, так и в восточном домене пояса (Володичев, 2002а) и отражает коллизионные события.

Наиболее поздние архейские метаморфические события задокументированы в породах Беломорского пояса в районе губы Тупой оз. Ковдозеро (Балаганский и др., 1990; Володичев, 1990; Володичев, Король, 1983; Лобач-Жученко и др., 1993). Здесь метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений, возраст которого оценивается в 2660–2640 млн лет, и амфиболитовой с возрастом 2640–2580 млн лет накладывается на позднеколлизионные габронориты с возрастом $2692 \pm 1,4$ млн лет и кварцевые диориты – $2657 \pm 6,4$ млн лет (Балаганский и др., 1990; Бибикова и др., 1993; Лобач-Жученко и др., 1993).

Частью западного домена является Керетский зеленокаменный пояс. Условия метаморфизма его структурно-вещественных комплексов варьируют главным образом в пределах эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фаций повышенных давлений (5–6 кбар). С палеопротерозойскими интрузивными чарнокитами п-ова Вичаны (оз. Кереть) связан kontaktовый метаморфизм вулканитов в условиях гранулитовой фации. Ряд исследователей (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996) высказывают предположение, что он является неоархейским, хотя объективных данных для этого нет. Наиболее высокотемпературные парагенезисы в метавулканитах Керетского пояса синхронны с поздними архейскими деформациями. В породах пояса проявляется неоархейская метаморфическая зональность (Слабунов, 1990б). В западной части пояса выделяется зона, в которой минеральные парагенезисы соответствуют кианит-гранат-биотитовой субфации ставролитовой фации (по метабазитам – нижней субфации амфиболитовой фации, переходной к эпидот-амфиболитовой). Парагенезисы следующей зоны, наиболее широко развитой в западной части Керетского зеленокаменного пояса, отвечают фации биотит-мусковитовых гнейсов (по метабазитам – нижней субфации амфиболитовой фации). В восточной части пояса минеральные парагенезисы отвечают нижней субфации кианит-биотит-ор-

токлазовой фации (по метабазитам – верхней субфации амфиболитовой фации). Таким образом, в пределах данного зеленокаменного пояса наблюдается увеличение степени метаморфизма с запада на восток.

Для определения времени проявления рассматриваемого метаморфизма были проведены специальные исследования. Из глубокометаморфизованных андезитов были выделены цирконы без ядер, и эта метаморфогенная их фракция использована для датирования. По верхнему пересечению изохроны с конкордией, время раннего метаморфизма керетьозерского зеленокаменного комплекса оценивается в 2741 ± 14 млн лет (рис. 113, Бибикова и др., 1995б). Возраст, вероятно, несколько удревнен.

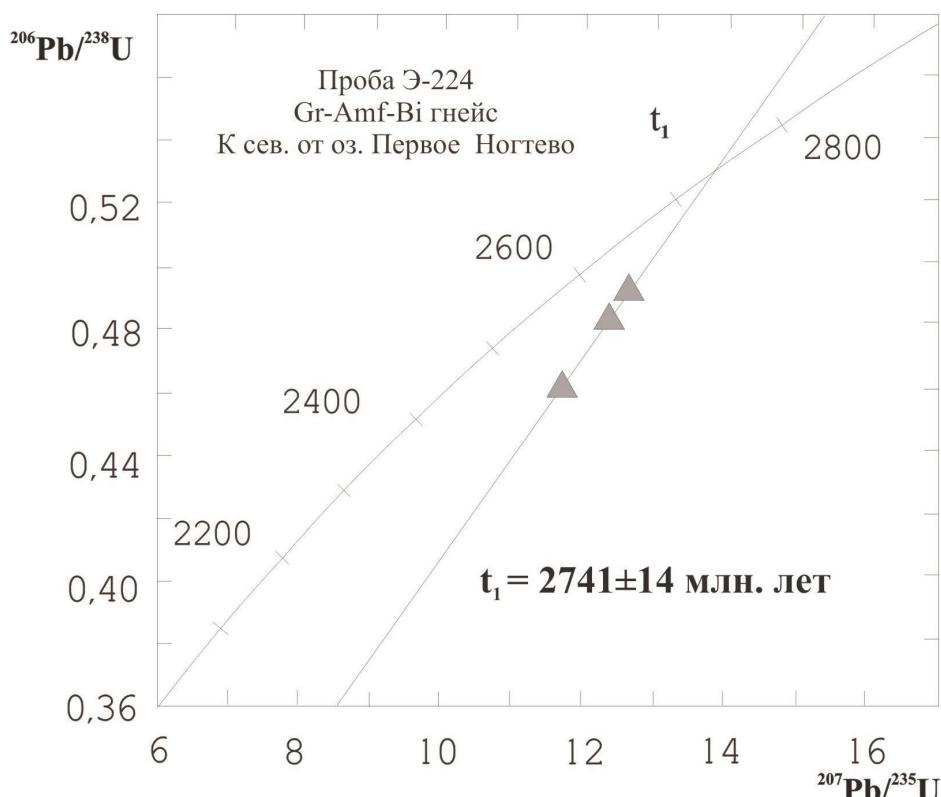


Рис. 113. Изохона с конкордией для цирконов из гранат-амфибол-биотитового гнейса по матаандезиту хаттомозерской стратотектонической ассоциации (Э-224). Возраст метаморфизма по верхнему пересечению (t_1) = 2741 ± 14 млн лет (Бибикова и др., 1995б)

Увеличение степени неоархейского (ребольского) метаморфизма с ЮЗ на СВ отмечается не только в масштабах отдельного зеленокаменного пояса, но и в целом в Беломорском подвижном поясе (Глебовицкий и др., 1996). В восточной части Беломорского пояса породы в это время метаморфизованы главным образом при $T = 650\text{--}700$ °C; $P = 6,3\text{--}8,5$ кбар (Глебовицкий и др., 1996), до $T = 650\text{--}700$ °C; $P = 8\text{--}12$ кбар (Володичев, 1990) в «шовной» зоне (рис. 127), в западной – при $T = 600\text{--}670$ °C; $P = 7,5\text{--}8,5$ кбар и до $T = 560\text{--}650$ °C; $P = 7,5$ кбар (Глебовицкий и др., 1996). Таким образом, отмечается увеличение температуры этого метаморфизма с ЮВ на СЗ, т. е. вверх по стратотектоническому разрезу, что позволяет выделить обращенную метаморфическую зональность (Глебовицкий и др., 1996). Такой стиль метаморфизма характерен для коллизионных орогенов (Метаморфизм..., 2001; Burg et al., 1989; Searle, Rex, 1989 и др.) с покровно-надвиговой структурой.

ГЛАВА 6

НЕОАРХЕЙСКИЙ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩИЙ КОМПЛЕКС БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (СОСТАВ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)

Архейские эклогиты Беломорской провинции являются древнейшими в мире коровыми эклогитами. Они установлены здесь в двух местах (рис. 5): в районе с. Гридино (Белое море) и в районе оз. Экостровская Имандра, Кольский полуостров, проливы Узкая и Широкая Салма – г. Куру-Ваара (Каулина, Апанасевич, 2005; Каулина и др., 2007; Щипанский и др., 2005, 2007; Konilov et al., 2004). Причем во втором районе, кроме эклогитов с неоархейским возрастом, таких же, как в районе Гридино, вероятно, присутствуют и мезоархейские (Каулина и др., 2007; Щипанский и др., 2007).

Наиболее полно в настоящее время изучен Гридинский неоархейский эклогитсодержащий комплекс (Бибикова и др., 2003б; Володичев, 1976, 1990, 1997а; Володичев и др., 2004; Слабунов, 2005; Слабунов и др., 2002а, б, 2006г; Slabunov et al., 2003, 2006а, 2007; Volodichev et al., 2003 и др.). Он формирует тектоническую пластину, проекция которой на современном эрозионном срезе имеет северо-западное простиранение. Ее выходы прослеживаются в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря примерно на 60 км от губы Сухой на СЗ до о-вов Супротивные на ЮВ при ширине 6–7 км (рис. 114). Она резко отличается как от распространенных к северо-востоку мигматизированных гранитогнейсов ТТГ ассоциации, так и от коллажа, состоящего из базит-гипербазитового комплекса Пиземско-Оленьеостровской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, глиноземистых гнейсов и гнейсогранитов на юго-западе.

По текстурным особенностям (рис. 115) описываемый комплекс относится к числу хаотических – микститов (Словарь-справочник..., 1993), а также сопоставим с мигматитами агматитового типа (Половинкина, 1966). Он, вероятно, имеет сложный полигенный и полихронный генезис и является сильно мигматизированным и деформированным меланжем – метамеланжем.

Матрикс метамеланжа представлен в различной степени мигматизированными гнейсами, гнейсогранитами и метаэндербитами (Сибелев и др., 2004). Первые из них, вероятно, представляют собой значительно переработанный ранний матрикс меланжа, сформировавшийся за счет разрушения всех пород, входящих в состав обломочной составляющей. Метаэндербиты образуют жильные тела и массивы, для их массивных разновидностей характерно присутствие коронарных гломеробластов, сложенных гранатом, клинопироксеном, амфиболом и биотитом, очевидно образовавшимися по ортопироксену. Гнейсограниты и метаэндербиты образовались на более поздних стадиях развития комплекса и могут быть продуктами плавления слагающих его пород.

Обломочная составляющая метамеланжа представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной, реже неправильной формы. Обломочная составляющая гридинского эклогитсодержащего комплекса распределена в метаматриксе в виде

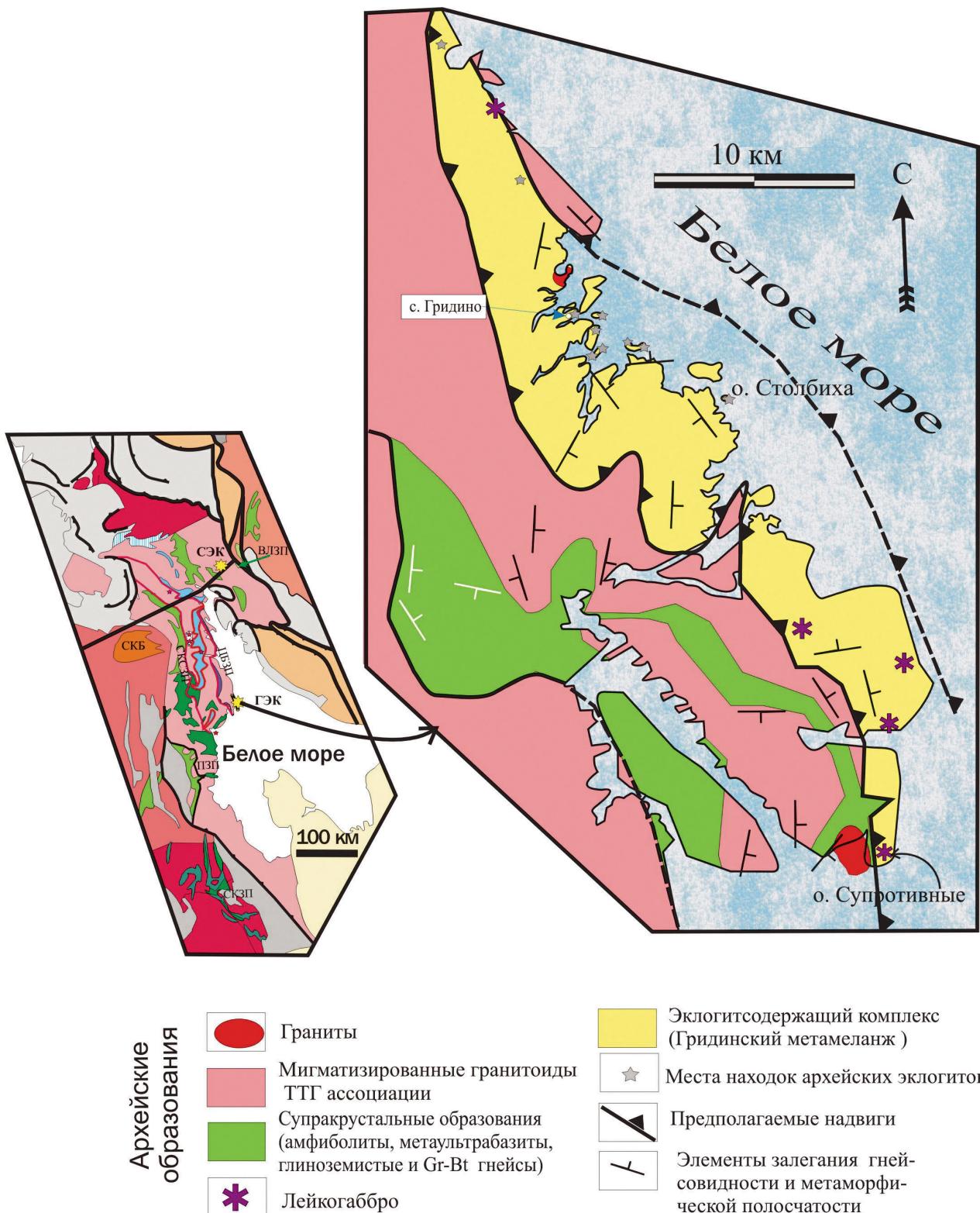


Рис. 114. Схема геологического строения района губа Сухая – о-ва Супротивные (Белое море), сложенного, главным образом, Гридинским эклогитсодержащим меланжем (Слабунов, 2005 с дополнениями). На врезке показано расположение неоархейских Гридинского (ГЭК) и Салминского (СЭК) эклогитсодержащих комплексов в составе Беломорского подвижного пояса (усл. обозн. см. на рис. 5).

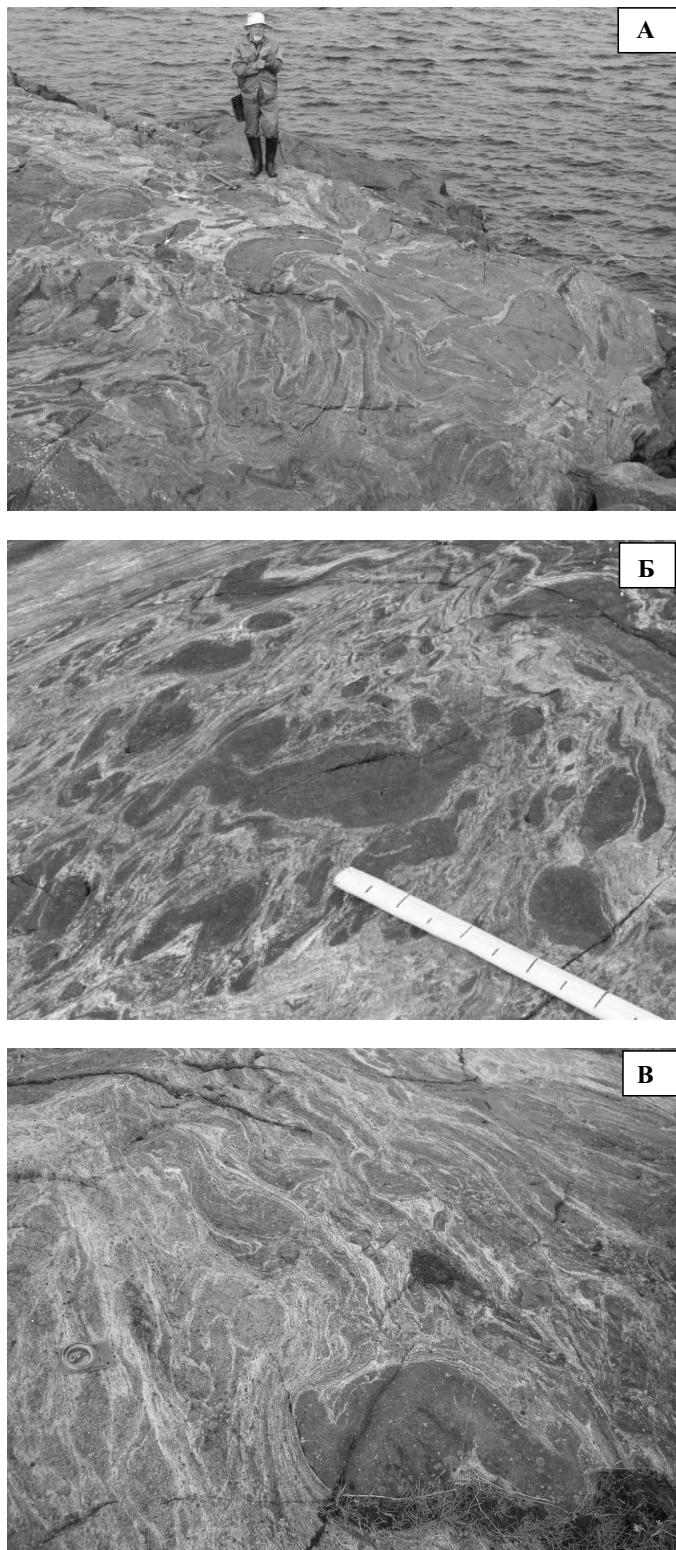


Рис. 115. Бrekчиевидная текстура Гридинского эклогита, содержащего метамеланж:

А–Б – деформированные линзовидные тела амфиболитов и амфиболитизированных эклогитов в матриксе амфибол-биотитовых гнейсов. А – о. Прянишная Луда, Б – о. Столбиха, В – с. Гридино

многочисленных тел линзовидной, эллипсовидной и реже угловатой формы (рис. 116, 117). Их концентрация в комплексе варьирует в широких пределах, составляя местами 25–30% его общего объема (Слабунов и др., 2007б; Slabunov et al., 2007). Специальные исследования (рис. 118) показали, что обломки в меланже распределены неравномерно: выделяются линзовидные тела мощностью до 200–300 м СЗ простирания, обогащенные обломками, тогда как в остальной части комплекса их концентрация несколько меньше, но в них выделяется неоднородность второго порядка.

Обломки сложены породами разного состава, генетической природы, формационной принадлежности и возраста. Состав обломков разнообразен, но резко преобладают породы основного состава, представленные в различной степени преобразованными эклогитами, а также амфиболитами: гранатовыми, гранат-клинопироксеновыми и полевошпатовыми и метаморфизованными габброидами. Эклогиты сохранились в виде реликтов среди гранат-клинопироксен-плагиоклазовых с амфиболом и кварцем пород, диабластическая структура которых с симплектитовыми срастаниями клинопироксена и плагиоклаза свидетельствует об их образовании по эклогитам за счет наложенных декомпрессионных преобразований. В дальнейшем симплектитовые эклогиты преобразуются в четкополосчатые гранат-клинопироксеновые и гранатовые амфиболиты, а в ряде случаев в полевошпатовые с псевдоморфозами плагиоклаза по гранату (Володичев и др., 2004). Такой характер преобразования эклогитов, однако, не означает, что все распространенные в обломках амфиболиты являются их производными. Кроме преобладающих базитов, в обломках присутствуют метаультрамафиты (рис. 116, е). На о. Воротная Луда отмечается эклогитизация пироксенитов,

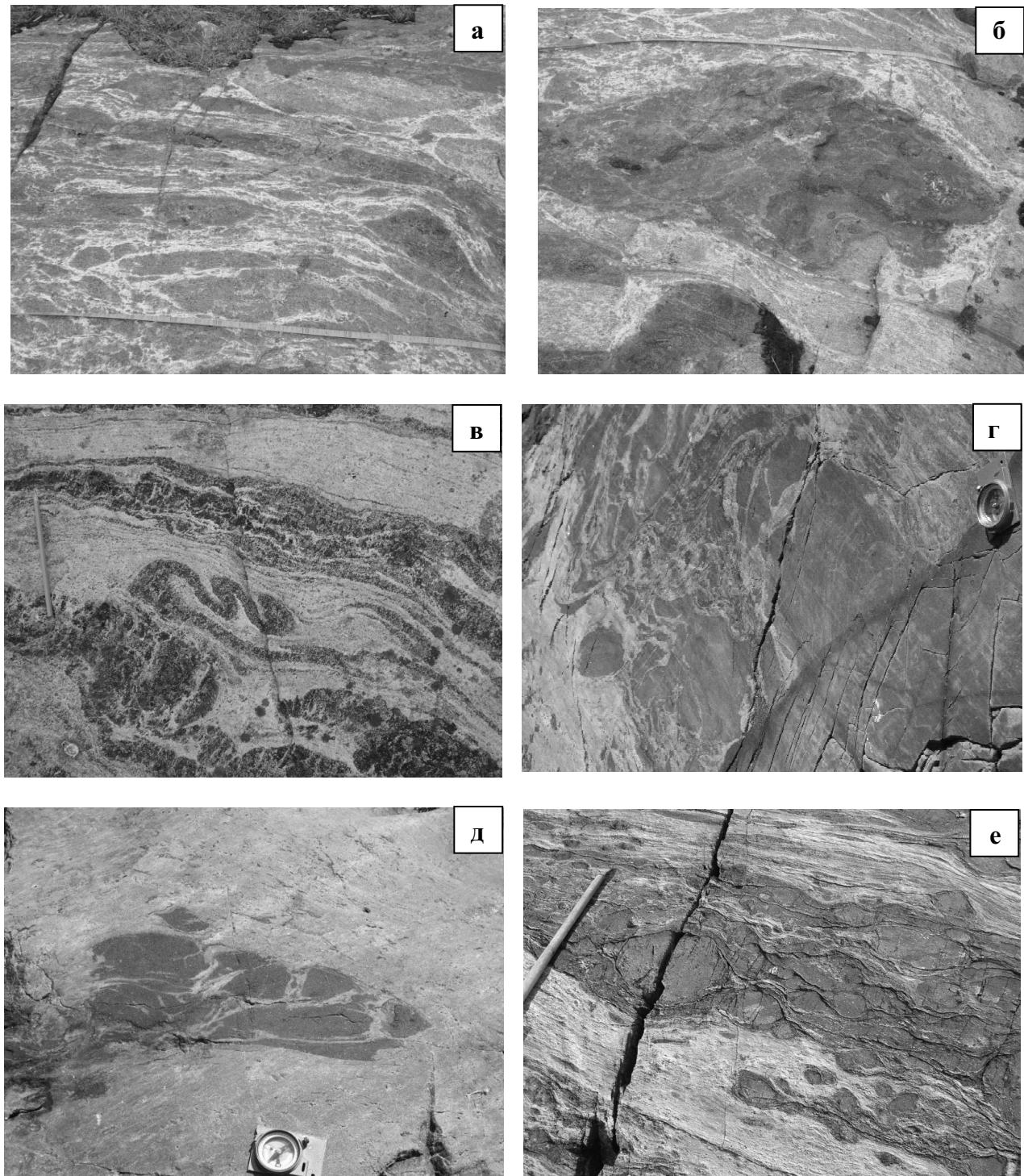


Рис. 116. Морфологические типы обломков эклогитов и амфиболитов по ним (а–д), пироксенитов (е) гридинского меланжа в с. Гридино (а–в), на о. Избная Луда (г–е):
а – угловатые, б – эллипсовидные, в – змеевидные, г – угловатые, осложненные вторичной дезинтеграцией,
д – эллипсовидные, осложненные вторичной дезинтеграцией, е – линзовидные, осложненные вторичной дезин-
теграцией

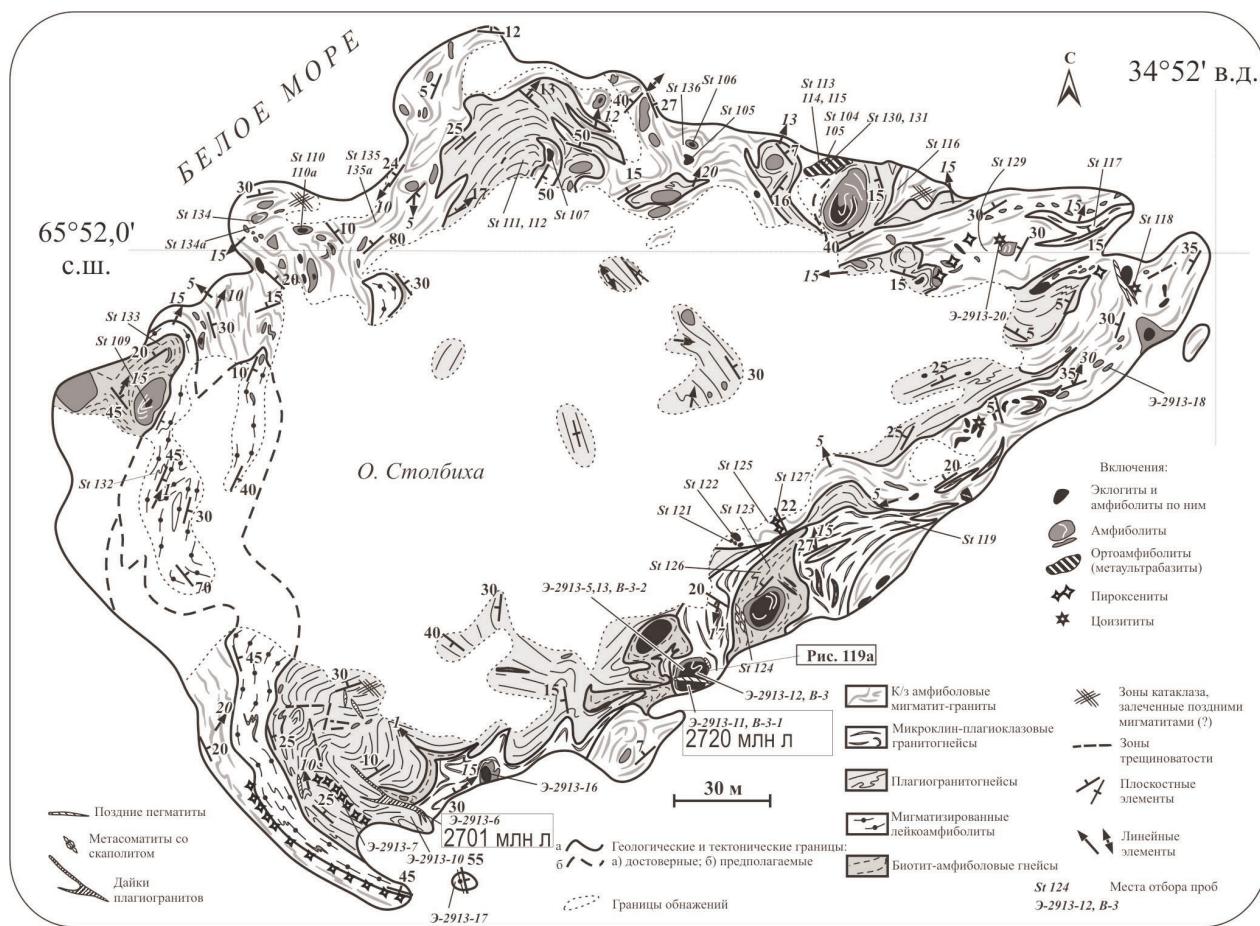


Рис. 117. Схема геологического строения эклогитсодержащего меланжа на о. Столбиха (Сибелев и др., 2004). Составили О. С. Сибелев и И. И. Бабарина при участии А. И. Слабунова с использованием материалов О. И. Володичева. Возраст цирконов из эклогитов и трондемитов показан цифрами (Володичев и др., 2004)

вероятно, не в изохимических условиях. Весьма характерными компонентами обломков являются цоизитовые и амфибол-цоизитовые бластолиты (рис. 118). В качестве редких находок в обломках фиксируются гнейсы, в том числе глиноземистые – кианит-гранат-биотитовые (м. Кирбей).

Породы, слагающие обломки, до попадания их в состав меланжа претерпели структурные преобразования различной степени, в одних случаях они сохранили массивную структуру, в других, в том числе и эклогиты, интенсивно деформированы (рис. 119, а) и смяты в изоклинальные складки, вероятно, не одной возрастной генерации (Володичев, 1990).

Гранулометрические исследования обломков (Слабунов и др., 2007б) показали, что они варьируют по размерам от первых десятков сантиметров в поперечнике до первых десятков метров. При этом средняя длина обломков – 38 см (дисперсия распределения (D_b) = 5), на моду (10–20 см) приходится 24% от их общего числа. Графики распределения размеров обломков имеют логарифмически нормальный характер.

Гранулометрия обломков различного состава имеет свои особенности. Фрагменты эклогитов и амфиболитизированных эклогитов выделяются крайне широкими вариациями размеров, от 1 до 500 см, при средней длине 119 см. Совсем другой характер распределения размеров обломков амфиболитов: их средняя длина – 64 см, модальное значение – 5–10 см, и на него приходится 25% выборки, распределение носит логнормальный характер.

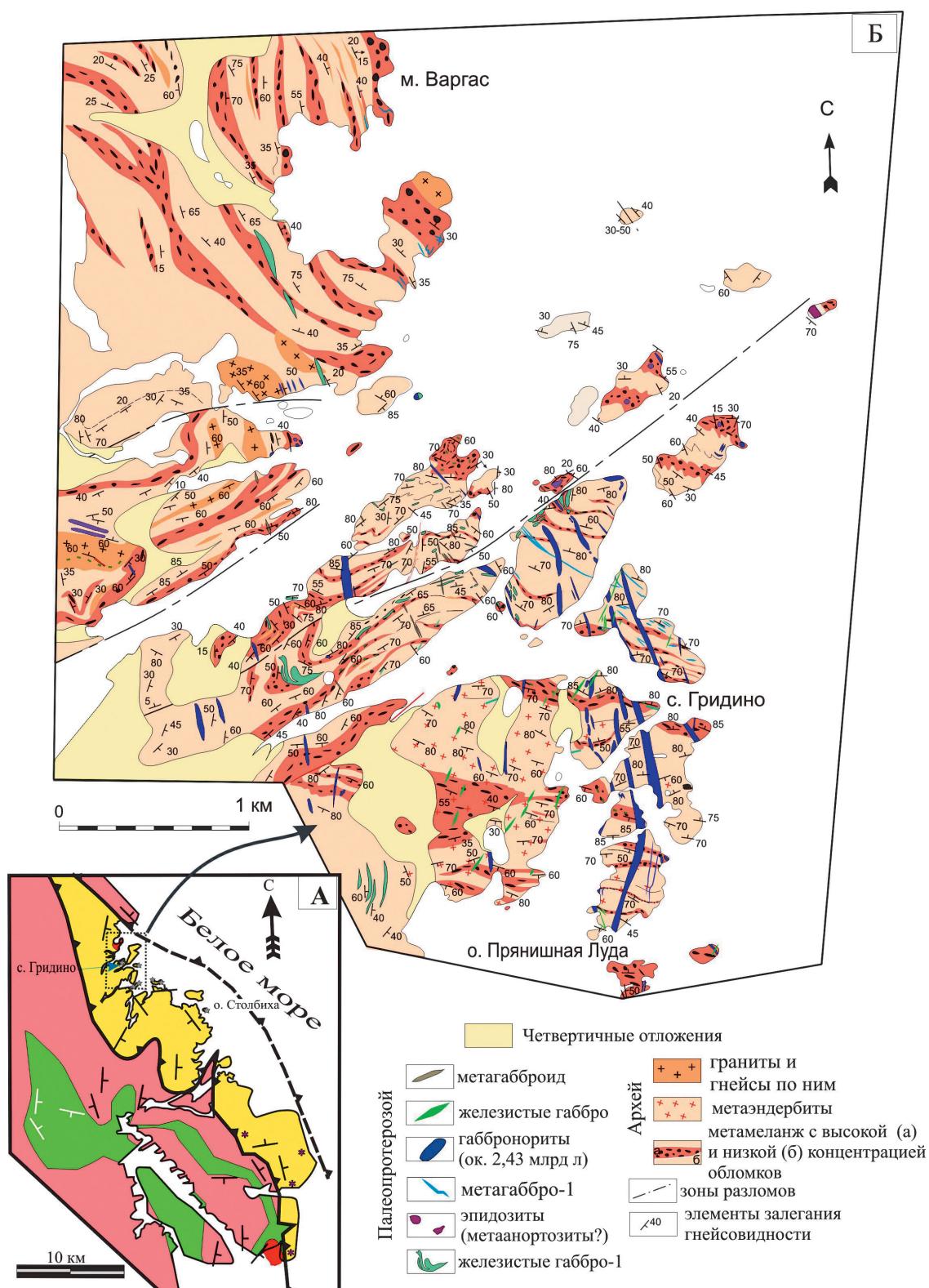


Рис. 118. Расположение рис. Б на схеме геологического строения района губа Сухая – о-ва Супротивные (усл. обозн. см. на рис. 114) (А) и схема геологического строения Гридинской тектонической пластины в районе м. Варгас – о. Прянишная Луда (Белое море) (Б). Составлена И. И. Бабариной (Слабунов и др., 2007б; Slabunov et al., 2007) по результатам личных наблюдений, с использованием материалов А. И. Слабунова, О. С. Сибелева, О. И. Володичева, а также: Степанов, Степанова, 2006

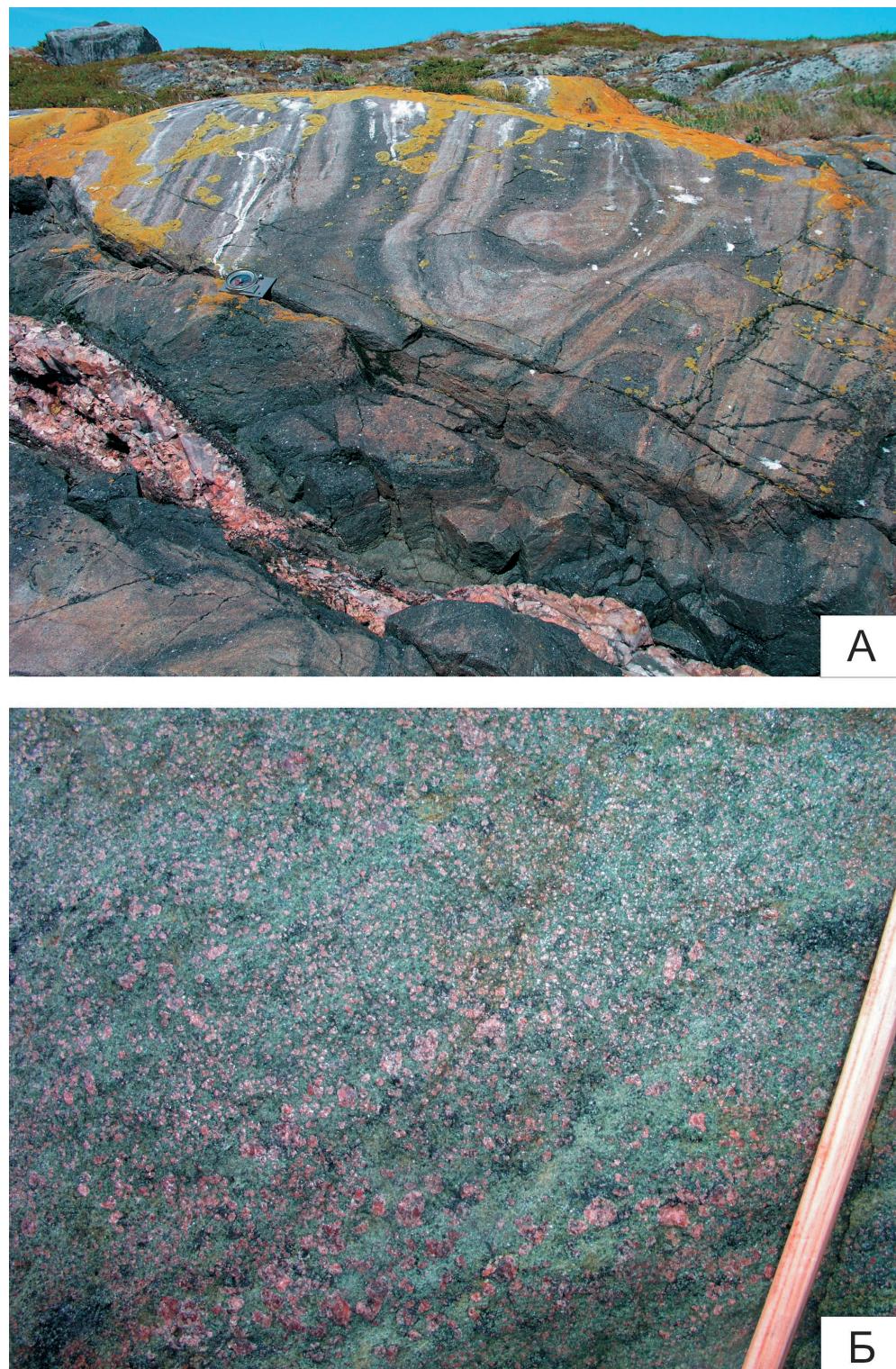


Рис. 119. Эклогиты о. Столбиха:

а – изоклинальные складки в симплектитовых и амфиболитизированных эклогитах. Полосчатость обусловлена чередованием симплектитовых эклогитов и образовавшихся по ним гранатовых амфиболитов. Фото центральной части тела неоархейских полосчатых эклогитов, рассеченных пегматитовой жилой (масштаб – горный компас длиной 12 см); б – слабоамфиболитизированный эклогит в северо-восточной части самого крупного обломка эклогитов (масштаб – карандаш толщиной 0,7 см)

Полученные данные по гранулометрии обломочной составляющей гридинского эклогитсодержащего комплекса позволяют с большой долей уверенности утверждать, что исследованная выборка характеризуется логнормальным распределением, не установлены факты более сложного распределения. Эти наблюдения позволяют сделать вывод о том, что данная обломочная составляющая образовалась в результате дробления вещества без последующей сепарации, что характерно в том числе для меланжей (Слабунов и др., 2007б).

Большое разнообразие пород в обломочной составляющей эклогитсодержащего комплекса (обломки отличаются по степени и характеру участия в деформациях, по условиям метаморфизма, размерам, по петрогохимическим особенностям) и его несомненные текстурные отличия от окружающих образований свидетельствуют о значительной дезинтеграции и перемещенности компонентов субстрата, представляющих по сути аллохтонную смесь. Она была, кроме того, интенсивно мигматизирована, что усложнило строение. Таким образом, архейский эклогитсодержащий комплекс Гридинской тектонической пластины представляет собой интенсивно мигматизированный меланж, к тому же в значительной степени преобразованный наложенными процессами деформаций и метаморфизма.

По геологическим данным верхний возрастной предел формирования эклогитсодержащего комплекса четко определен. Во-первых, секущее положение (рис. 116, г), часто с зонами закалки, по отношению к нему занимают габброноритовые дайки, относящиеся к палеопротерозойскому комплексу лерцолитов – габброноритов (Степанов, 1990) с возрастом 2,41–2,44 млрд лет (Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2001; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Следует отметить, что в ряде случаев наблюдается эклогитизация габброноритов и более поздних базитов (Володичев, 1990, Володичев и др., 2005а, б; Докукина, Конилов, 2007; Травин, Козлова, 2005; Volodichev, Slabunov, 2007), не связанная с меланжем. Во-вторых, комплекс сечется небольшими интрузивными телами (о-ва Бережные) и жилами (о. Столбиха) плагиогранитов, телами плагиомикроклиновых гранитов (м. Дмитриев), внедрившихся в уже разгнейсованный и реметаморфизованный микстит. В частности, на о. Столбиха (рис. 117) крутопадающая недеформированная жила плагиогранитов мощностью до 60 см, прослеживающаяся по простианию на расстояние 20 м, сечет гнейсовидность в гнейсограните матрикса и обломок амфиболитов.

Из этой жилы была отобрана геохронологическая проба (Э-2913-6). Аксессорные цирконы в ней представлены хорошо оформленными, прозрачными зернами, окрашенными в светлые тона (рис. 120). Кристаллы цирконов сильно трещиноваты, однако для датирования были отобраны наиболее совершенные зерна. Содержания урана в цирконах исключительно низкие (Бибикова и др., 2003б; Володичев и др., 2004), как правило, менее 100 г/т, однако, несмотря на это, цифры возраста заметно дискордантны. Возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил $2701,3 \pm 8,1$ млн лет (рис. 120), он и принимается за время кристаллизации циркона, а, с учетом его магматического генезиса, за время кристаллизации жилы гранита. Нижнее пересечение дискордии с конкордией, близкое к 1000 млн лет, может отражать двукратную потерю радиогенного свинца в свекофенное и современное время, что облегчалось сильной трещиноватостью кристаллов. При такой интерпретации возраст 2701 млн лет является минимальным возрастом гранита.

Полученные данные о возрасте плагиогранитов, с учетом их геологической позиции, позволяют утверждать, что эклогитсодержащий меланж сформировался в неоархее, не позднее 2701 млн лет назад, до внедрения посткинематических жил.

Эти данные хорошо согласуются с результатами геохронологических исследований симплектитовых эклогитов – эклогитов (проба Э-2913-11) из самого крупного обломка меланжа на о. Столбиха (рис. 117).

Из пробы Э-2913-11 удалось выделить незначительное количество (~1 мг) циркона. Цирконы были представлены изометричными зернами, прозрачными, бесцветными, незональными

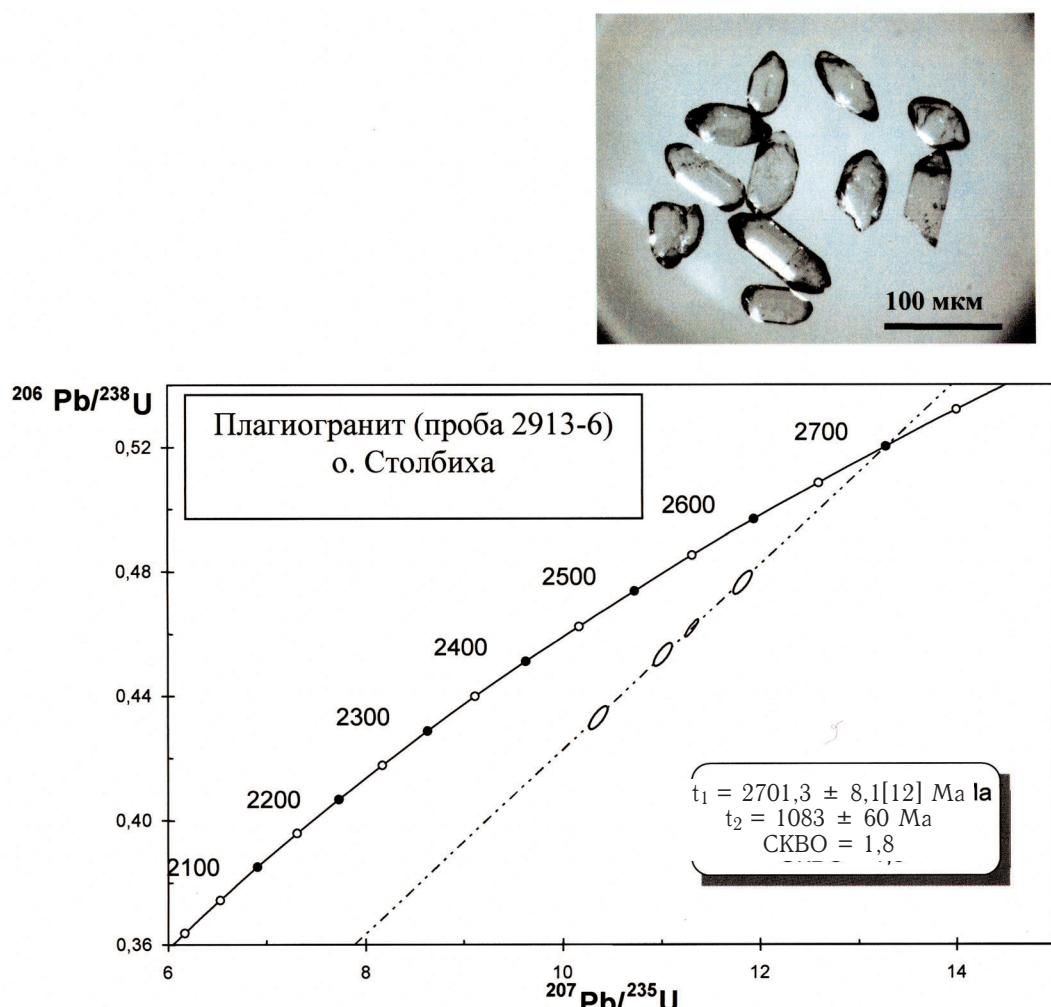


Рис. 120. Изохронная диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранита (проба Э-2913-6, см. рис. 117) о. Столбиха (Бибикова и др., 2003б; Володичев и др., 2004). Верхнее пересечение дискордии с конкордией (t_1) равно $2701,3 \pm 8,1$ млн лет, нижнее – 1083 ± 60 млн лет. На фото – цирконы из плагиогранита в проходящем свете (фото Е. В. Бибиковой)

с обилием граней (рис. 121, а). Подобные цирконы образуются при кристаллизации в условиях высоких давлений и характерны для высокобарных гранулитов и эклогитов (Бибикова, 1989; Masamichi, Hi, 1983). Данные о содержании РЗЭ в рассматриваемых цирконах показывают, что они обеднены тяжелыми РЗЭ (Bibikova et al., 2005). Этот факт свидетельствует о том, что циркон находился в равновесии с гранатом – одним из основных минералов эклогитов. Таким образом, датируемые цирконы парагенетичны с эклогитами и дают возможность судить о времени их образования.

U-Th-Pb изотопные анализы цирконов были выполнены Е. В. Бибиковой в лаборатории изотопной геологии Шведского музея естественной истории (Стокгольм) на масс-спектрометре вторичных ионов, модель 1270 фирмы Камека (NORDSIM). Изученные цирконы характеризуются исключительно низким содержанием и равномерным распределением радиоактивных элементов. На диаграмме с конкордией (рис. 121) видно, что почти все проанализированные точки дали конкордантные значения возрастов. Исходя из этого, возраст кристаллизации цирконов может быть принят равным 2720 ± 8 млн лет. Некоторые точки цирконов дают более низкие, но также конкордантные значения возраста вплоть до значения в 2690–2680 млн лет.

Это может указывать либо на продолжительную кристаллизацию цирконов, либо на открытость U-Pb изотопной системы цирконов в течение некоторого времени после их образования. Температура закрытия U-Pb изотопной системы цирконов выше 800–900 °С.

Кроме того, на масс-спектрометре вторичных ионов Е. В. Бибиковой были исследованы цирконы из кианит-гранат-биотитовых гнейсов (проба Э-2904-1), слагающих один из обломков эклогитсодержащего комплекса (Бибикова и др., 2003б). Цирконы этой пробы представлены преимущественно кластогенными образованиями с ядрами неправильной формы и узкими зонами метаморфических обрастаний. Возраст ядер варьирует в пределах 2970–2870 млн лет, а возраст зерна метаморфогенного генезиса – 2700 млн лет.

Получены (Каулина и др., 2007) независимые данные об изотопном (U-Pb метод) возрасте гранатов, в том числе и из образцов района Гридино: здесь установлены гранаты с возрастом 2747 ± 52 млн лет, но присутствуют и свекофенеские (около 1,9 млрд лет). Возраст ранней генерации совпадает с возрастом «эклогитовых» цирконов, а последних близок к возрасту сференов (Фузган и др., 2006) из этих пород.

Таким образом, приведенные результаты изотопных исследований являются достаточно аргументированным доказательством неоархейского возраста эклогитов и других пород (глиноземистых гнейсов) из обломочной составляющей меланжа Гридинской тектонической пластины Беломорского подвижного пояса, а с учетом возраста жилы плагиогранитов – и всего эклогитсодержащего комплекса.

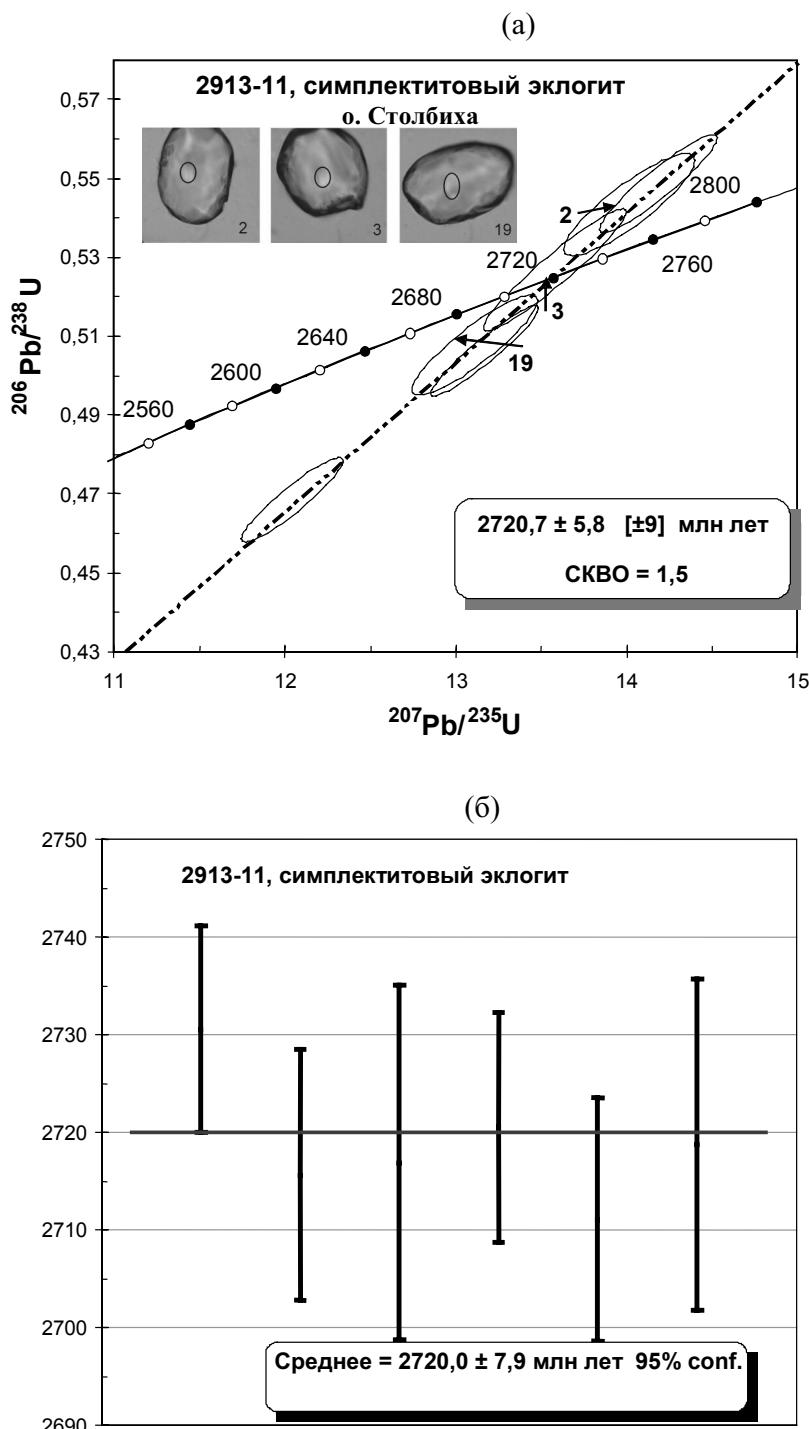


Рис. 121. Изохронная диаграмма с конкордией (а) и гистограмма возрастов по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (б) для цирконов из симплектитовых эклогитов (проба Э-2913-11, см. рис. 117) о. Столбиха (данные ионного микрозонда NORDSIM) На врезке: фото зерен цирконов из данной пробы, которые по форме близки цирконам из высокобарных гранулитов и эклогитов. Кругами отмечены места анализов. Размер зерен +100 мкм (Бибикова и др., 2003б; Володичев и др., 2004)

Минералого-петрографическая характеристика, особенности минералообразования пород эклогитсодержащего комплекса и геодинамические следствия

Матрикс метамеланжа представлен в различной степени мигматизированными биотитовыми гнейсогранитами, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми мигматизированными гнейсами, метаэндербитами (терминология по: Петрографический..., 1981). Наиболее полно они охарактеризованы на о. Столбиха (Сибелев и др., 2004; рис. 117).

Биотитовые гнейсограниты – относительно однородные, слабо мигматизированные и слабо огнеглованные, преимущественно мелкозернистые породы гранобластовой и лепидогранобластовой структур. Минеральный состав гнейсогранитов ($Ms + Bt + Pl + Qz$)^{*} постоянен, редко встречаются гранитогнейсы, содержащие микроклин. Аксессорные минералы представлены эпидотом, апатитом, ортитом, карбонатами. Биотит в этих породах плеохроирует от светло-зеленых до буро-зеленых и черных (по Ng) тонов. В микроклинсодержащих разновидностях гнейсогранитов биотит более «красноватый», а в мусковите отмечены симплектитовые структуры. Именно биотитовые гнейсограниты секутся дайками трондьемитов (плахиогранитов) с возрастом 2701 млн лет в юго-восточной части о. Столбиха. Жильные трондьемиты имеют тот же минеральный состав, что и гнейсограниты, но текстурно это более однородные, массивные и крупнозернистые породы.

Амфиболовые гнейсы обычно мигматизированы и представляют собой полосчатые, средне- и крупно-, неравномернозернистые породы гранобластовой структуры, с элементами гломеробластовой и петельчатой структур. В обнажениях они зачастую плохо отличимы от биотитовых гнейсогранитов, так как существуют постепенные переходы одних в другие, однако минеральный состав и структурно-текстурные характеристики этих пород определенно различны.

Несмотря на разнообразный внешний облик и структурно-текстурные неоднородности, рассматриваемые гнейсы имеют строго выдержаный минеральный состав: $Hbl + Bt + Pl + Czo + Qz$ (Cb, Ap, Hem, Ilm). В отличие от других типов гнейсов, в них не отмечены мусковит и микроклин, зато выделяется большое количество крупных, хорошо оформленных зерен эпидота, который выступает здесь в роли породообразующего минерала. Биотит в этих породах плеохроирует в красновато-коричневых тонах, а роговая обманка – в сине-зеленых.

Среди амфиболсодержащих гнейсов выделяются биотит-амфиболовые разности. Они представлены мелко-, среднезернистыми лепидобластовыми мезократовыми породами ($Bt + Qz + Pl + Hbl$). Гранат в них отсутствует, роговая обманка зеленого (по Ng) цвета, а биотит красно-бурый, резко удлиненный, порой игольчатый, идиоморфный. Аксессорные минералы представлены апатитом, сферулитами, рудными.

Биотит-амфиболовые гнейсы (или гранитогнейсы) из обрамления включений апоэклогитов характеризуются более лейкократовым составом ($Gt + Bt + Hbl + Pl + Qz \pm Ksp$) и более линеаризованными и мелкозернистыми текстурами. В них присутствует эпидот (клиноцизит) и корродированный, пойкилобластический гранат с «рубашками» биотит-плахиоклазового агрегата. Включения в гранате представлены биотитом и плахиоклазом, в единичных случаях фиксируется роговая обманка и калишпат. В гранате просматриваются фрагменты зональности, аналогичной зональности граната из ранних мигматитов. Аксессорные минералы представлены апатитом, ильменитом.

Роговая обманка в рассматриваемых породах сине-зеленая (по Ng), неоднородная, в пределах одного зерна ее состав варьирует от паргасита до магнезиогастингита и чермакита. Биотит желтовато-коричневый по оси Nm и от темно-коричневого до черного цвета по оси Ng. Во включениях граната и в «рубашке» вокруг граната биотит более магнезиальный, а плахиоклаз более кислый относительно биотита и плахиоклаза из основной ткани.

* Символы минералов см. Приложение 2.

Обломочная часть эклогитсодержащего комплекса (метамеланжа), как уже отмечалось, представлена эклогитами, амфиболитами (рис. 116, а–в), метагабброидами, ультрамагнитами (рис. 116, е), кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, цоизититами. Ниже дается краткая минералого-петрографическая характеристика наиболее распространенных типов пород.

Эклогиты. Всего к настоящему времени обнаружено и изучено 8 местоположений архейских эклогитов (рис. 114), где в различной степени сохранности зафиксированы гранат-омфацитовые ассоциации (Володичев и др., 2004).

Наиболее представительным объектом для исследований является обломок эклогитов линзовидной формы, выходящий на площади 6×5 м на о. Столбиха (рис. 117) и открытый здесь О. И. Володичевым в 70-е годы (Володичев, 1977). Он сложен эклогитами (рис. 119, б) в восточной части и полосчатыми, смятыми в изоклинальные складки симплектитовыми и амфиболитизированными эклогитами (обр. В-3-1 или 2913-11 и обр. В-3-2) в западной (рис. 119, а). Полосчатость обусловлена чередованием симплектитовых эклогитов и образовавшихся по ним гранатовых амфиболитов. Все эти разновидности имеют близкий химический состав. Они секутся пегматитовой жилкой мощностью не более 20 см с четко проявленной эндоконтактовой зоной амфиболизации (рис. 119, а).

Несмотря на значительные наложенные преобразования, эклогиты сохранили здесь участки биминерального *Gt-Omp* состава и равномернозернистое строение с гомогенными минералами, не зональными и практически не содержащими включений (рис. 122). Омфацит здесь содержит в среднем – 30% *Jd* компонента с небольшими вариациями от 27 до 31% (Володичев и др., 2004). Гранат относительно малопиропистый (20–22% *Prp*), но с повышенным содержанием Ca-компоненты (28–31% *Grs*). Характерным и преобладающим акцессорным минералом является рутил. Среди редких минералов, найденных в данных эклогитах, следует упомянуть находку лондлейита (Володичев и др., 2006). В двух пробах, отобранных в разное время, под руководством В. И. Кевлича было выделено три зерна этой гексагональной модификации алмаза. Первичная диагностика минерала была выполнена в Институте геологии КарНЦ РАН с помощью электронной дифрактографии, однако полный цикл исследований минерала не был сделан, поэтому данные материалы следует рассматривать как сугубо предварительные.

В пределах этих участков обозначены начальные стадии проявления наложенных процессов, ведущих к образованию мелких выделений плагиоклаза (22% *An*), сопряженному с изменением содержания *Jd* компонента в краевой части зерен омфацита до 16% (Володичев и др., 2004). Дальнейшее развитие наложенных процессов определяется более широким образованием *Pl*₂₅₋₂₆^{*}, кристаллизацией крупного порфиробластического *Gt*¹⁸⁻²⁰ с включениями апатита, рудного минерала, кварца и плагиоклаза. Зерна *Omp*₂₈₋₃₀ еще сохраняются, но появляются симплектитовые срастания *Cpx* и *Pl*, обозначающие стадию перехода в симплектитовые эклогиты, которые слагают отдельные участки породы. Позднее в них кристаллизуется амфибол-паргаситовая роговая обманка в виде относительно крупных гомогенных, часто субдиоморфных и идиоморфных кристаллов как на границах граната и симплектитовой *Cpx-Pl* основной массы, так и в пределах последней (рис. 123).

Образцы В-3-1 (Э-2913-11) и В-3-2 взяты из разных полос в смятых в изоклинальные складки симплектитовых эклогитов. Симплектитовый эклогит обр. В-3-1 (Э-2913-11) отличается присутствием в нем основного плагиоклаза – битовнита с 85% *An*, являющегося, судя по петрографическим данным, реликтом протолита магматического происхождения. Порода сложена клинопироксеном – *Di*₉ в ассоциации с *Pl*₄₃₋₄₉, образующими симплектитовые срастания, а также крупным относительно гомогенным гранатом – *Gt*²²⁻²⁴ с вариациями состава в

* Числа у *Omp* и *Di* внизу обозначают содержание *Jd*, у *Pl* – содержание *An*, у *Gt* вверху – содержание *Prp*, внизу – *Grs*.

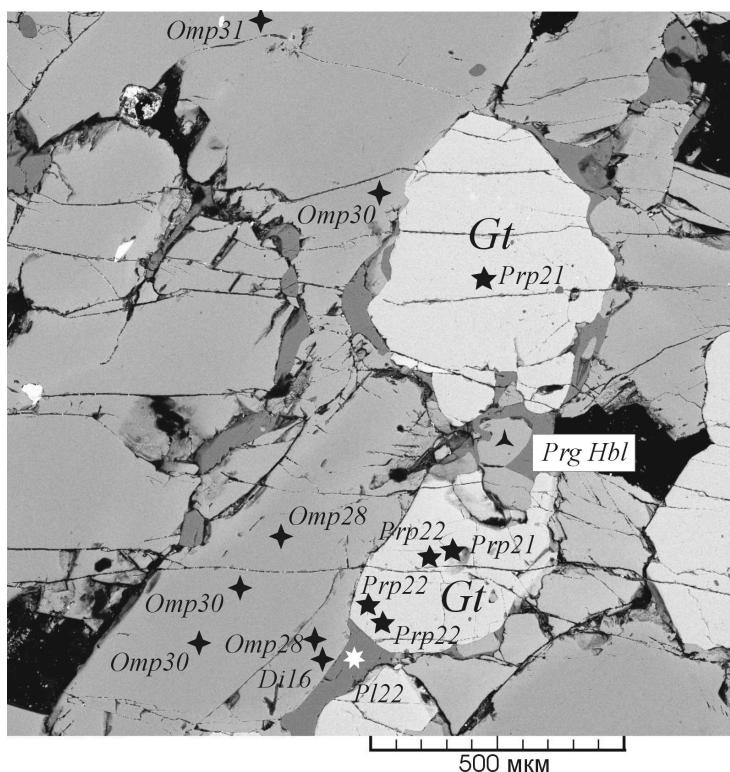


Рис. 122. Микрофото наиболее сохранившегося эклогита (обр. В-3) с гомогенными незональными кристаллами граната и омфацита. Слабо проявленные вторичные изменения представлены новообразованиями *Pl* и *Di* в узкой краевой зоне кристаллов *Omp*, а также *Pl* вместе с *Qz* и *Prg Hbl* на границе *Gt* и *Omp* (Володичев и др., 2004)

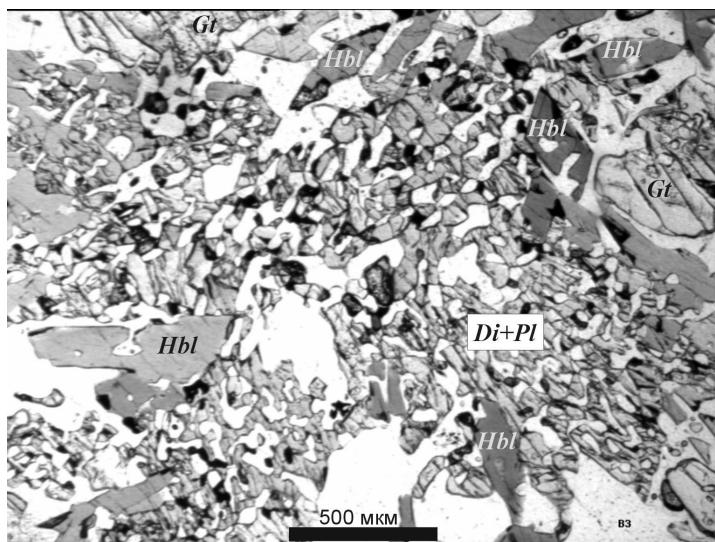


Рис. 123. Микрофото (без анализатора) симплектитового амфиболитизированного эклогита (обр. В-3^a). Амфибол представлен преимущественно *Prg Hbl* и образует относительно крупные гомогенные кристаллы на границе граната и симплектитовой *Di+Pl* основной массы и в пределах последней (Володичев и др., 2004)

краевой части до *Gt*^{18–20}. Эта генерация граната ассоциирует с *Di*₆, образующим более тонкие симплектитовые срастания с *Pl*_{38–42}. Такой состав плагиоклаза является аномальным для симплектитовых срастаний в указанных породах этого района (Володичев и др., 2004).

В обр. В-3-2 подобных аномалий уже не отмечается, и данный образец представляет типичный для этого района симплектитовый эклогит с грубым ламеллиевым, переходящим в глобулярный, типом симплектитового срастания клинопироксена – *Di*₈ с *Pl*₂₄. Гранат образует более крупные зерна с однородным составом – *Gt*^{21–23}. В породе постоянно присутствует амфибол-эденитовая роговая обманка в виде более поздних кристаллов и кварца.

В измененном эклогите, примером которого является проба В-7-8, кроме основных компонентов породы – граната и клинопироксена, в небольшом количестве присутствуют кварц, плагиоклаз и амфибол, редкие чешуйки биотита, среди акцессорных минералов преобладает рутил. Структура породы гетеробластовая – на фоне клинопироксеновой с амфиболовым и плагиоклазом основной массы выделяются более крупные зерна граната с многочисленными включениями, представленными в основном кварцем. Составляющие большинство клинопироксенов омфациты обнаруживают хорошо выраженную при микрозондовом анализе декомпрессионную зональность – в центральных частях зерен они в среднем представлены *Omp*₃₃ с вариациями 26–35% *Jd* до максимального содержания *Jd* 40% ($\text{Na}_2\text{O} = 5,74\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,58\%$), в краевых частях состав меняется до *Omp*₂₁ с сопутствующим образованием в интерстициях зерен клинопироксенов цепочечных агрегатов мелких

зерен Pl_{17} (рис. 124). Симплектитовые проявления имеют как моноблоковое, так и мозаичное строение, состоящее из отдельных фрагментов с автономным рисунком срастания минералов (рис. 124), по форме соответствующих, вероятно, зернам протоминерала. Cpx в симплектитах представлен Di с 12% Jd , Pl – олигоклазом (25% An). Более четко выраженной становится кайма, сложенная преимущественно Cpx с трансформированным неоднородным составом, соответствующим в одной ее части Di с 18% Jd , в другой – Di с 8% Jd (рис. 124). Вблизи последнего небольшой участок каймы сложен эденитом.

По составу минеральных фаз и соответственно РТ-условиям образования архейские коровые эклогиты Беломорского подвижного пояса соответствуют эклогитовой фации метаморфизма (Добрецов и др., 1989; Cloos, 1993; Miyashiro, 1973 и др.), хотя и ее «малоглубинной» части (Володичев и др., 2004). Образование основной массы плагиоклазов в эклогитах Гридинского комплекса связывается с декомпрессионными процессами. Ассоциации минералов,

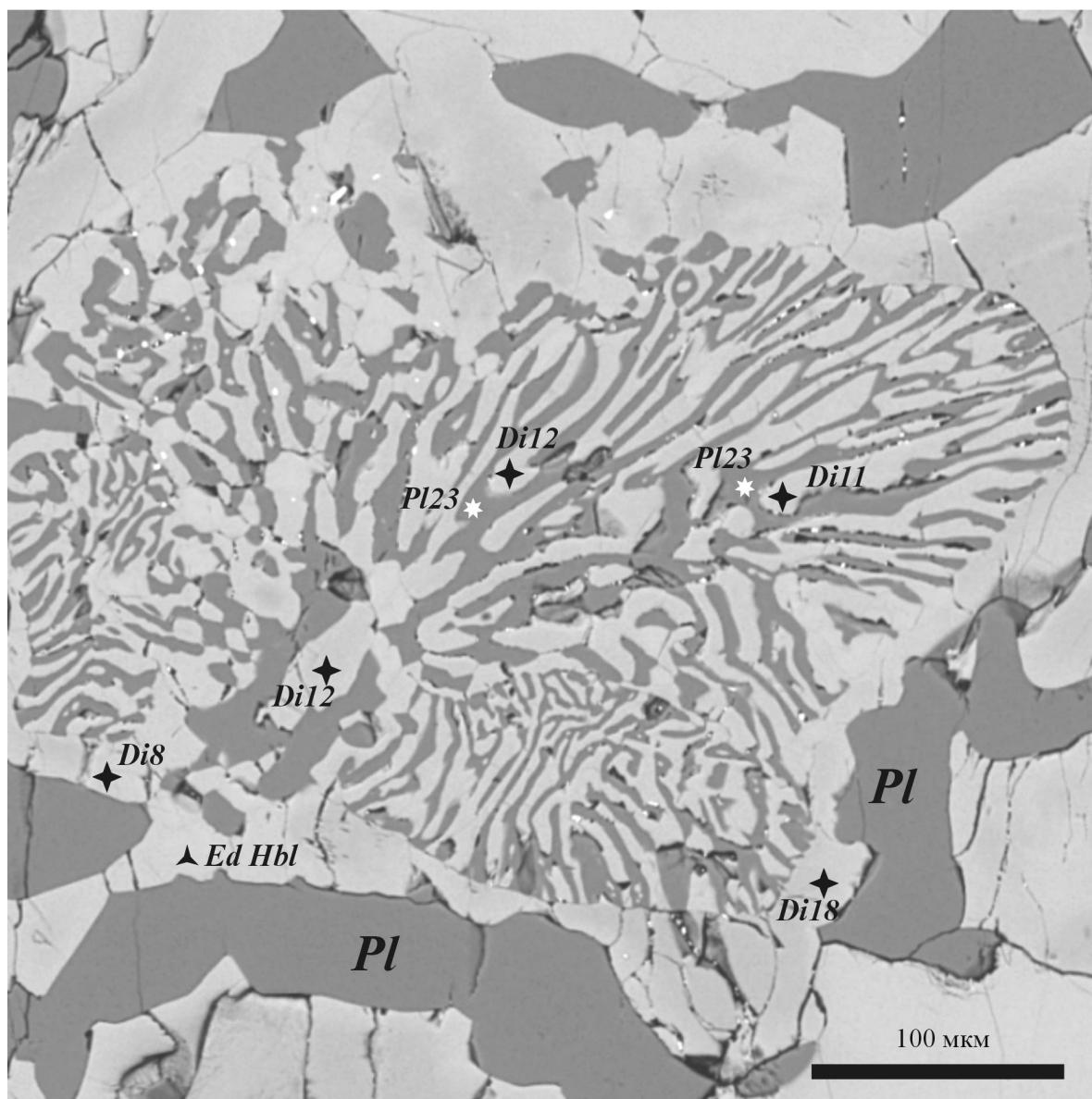


Рис. 124. Микрофото симплектитового эклогита (обр. В-7-8) с тонкими Cpx - Pl симплектитовыми срастаниями, развивающими в ходе II стадии декомпрессии по агрегату зерен омфацита (Володичев и др., 2004)

образовавшиеся на I стадии декомпрессии, по степени метаморфизма параллелизуются с пла-гиоклаз-эклогитовой субфацей эклогитовой фации, выделенной С. П. Кориковским (2002) для температурного интервала 400–700 °С. РТ-условия II–III стадий соответствуют высокобарической гранулитовой фации – мафическим гранатовым гранулитам (Cloos, 1993), а IV стадии – пограничным условиям высокобарической амфиболитовой – гранулитовой фаций.

Эклогиты неоднородны по составу минеральных компонентов и РТ-условиям метаморфизма, что, вероятно, отражает разную глубинность их образования. В совокупности же они образуют тренд проградного развития с вариациями условий метаморфизма в интервалах $P = 14,0\text{--}17,5$ кбар, $T = 740\text{--}865$ °С (геотерма 12–13 град/км), сопоставимый с трендом архейского умеренного геотермического градиента (Martin, 1986), который, таким образом, оказывается реальным при развитии процессов, формирующих архейскую земную кору. И этот факт предопределяет вероятность проявления субдукционных процессов в данный период в условиях «теплой» плиты (Peacock, 1993).

Важная особенность архейских эклогитов, позволяющая обозначить определенные черты их сходства с фанерозойскими аналогами, – это полистадийные ретроградные декомпрессионные преобразования эклогитов в режиме субизотермической декомпрессии. При едином с проградным этапом РТ-тренде «по часовой стрелке», определяющем последовательность в смене геодинамических обстановок погружение – поднятие, декомпрессионные стадии отражают фазу последовательной эксгумации эклогитов. Весьма близкое сходство РТ-условий ретроградных декомпрессионных преобразований (в сопоставимых пределах) обнаруживается при сравнении эволюции метаморфических процессов в эклогитах Беломорского подвижного пояса и в фанерозойских эклогитах Скандинавских каледонид (покровный комплекс Севе) и Центрального Французского массива (Mercier et al., 1991).

Необходимо специально отметить, что возможное предположение о том, что данные эклогиты могут явиться продуктом наложенного палеопротерозойского высокобарического метаморфизма (~2,45 млрд лет), известного в регионе (Володичев, 1990; Володичев и др., 2005а, б; Козловский, Аранович, 2007; Volodichev, Slabunov, 2007), не должно быть принято во внимание, поскольку породы палеопротерозойского комплекса лерцолитов – габроноритов, с которым связаны проявления эклогитового метаморфизма, секут архейские эклогиты (рис. 116, г), уже ретроградно преобразованные до стадии гранат-клинопироксеновых амфиболитов с реликтовыми симплектитовыми структурами, в то время как сам процесс палеопротерозойской эклогитизации в пиковой фазе проградного развития в основном не достигал РТ-условий архейских эклогитов в районе в целом, тем более в конкретных местах локализации архейских эклогитов (о. Избная Луда (рис. 116, г), о. Второй Кокков, о. Воротная Луда), где секущие дайки габроноритов в минимальной степени затронуты процессом эклогитизации, локально проявленным в форме образования келифитовых или друзитовых *Gt-Cpx* кайм.

Таким образом, рассмотренные эклогиты Беломорского подвижного пояса района с. Гридинко являются достоверной находкой неоархейских коровых эклогитов.

Амфиболиты составляют наиболее распространенную группу пород обломочной части меланжа. Они представлены среднезернистыми, полосчатыми и массивными разновидностями, а по минералогическому составу – плахиоклазовыми, гранатовыми, клинопироксеновыми, кроме того, выделяются лейко- и мезократовые. Второстепенные минералы представлены эпидотом, скаполитом, акцессорные – апатитом, ильменитом, сфером. Микроструктуры порфиронематогранобластовые, нематогранобластовые, пойкилобластовые, иногда с элементами диабластических и келифитовых.

К келифитовым отнесены довольно часто наблюдающиеся «рубашки» биотит-плахиоклазового ($\pm Qz$) состава вокруг корродированного бесцветного граната. В отдельных случаях гранат полностью исчезает, замещаясь биотитом и плахиоклазом. Предполагается, что этот гранат относительно ранней генерации. Более поздние гранаты встречаются в гранатитах и некоторых

разновидностях гранатовых амфиболитов. Гранаты второй генерации хорошо оформлены и резко зональны, характеризуются высоким идиоморфизмом, кремовым и розоватым оттенком. Зональность отчетливо фиксируется по изменению окраски (от светло-кремовой в центре до почти розовой на периферии) и закономерному расположению в зернах включений роговой обманки и биотита. Наличие таких гранатов в гранат-кварцевых породах позволяет предположить связь их кристаллизации с метасоматическими процессами. Роговая обманка в амфиболитах темная, грязно-зеленая или голубовато-зеленая (по оси Ng), биотит – коричневый, бурый.

Выделяются также ортоамфиболиты (габбро-амфиболиты), которые имеют практически тот же минеральный состав, что и амфиболиты. Однако структурно-текстурные особенности их заметно отличаются. В этих породах четко проявлены полосчатые и полосчато-линзовидные текстуры, а структуры наследуют черты коронитовых (друзитовых).

Цоизититы и эпидозиты неоднородны по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. В большинстве случаев это фисташковые (но отмечены и белые), средне-, крупнозернистые, массивные или порфировидные породы. Главные минералы – цоизит, кварц, плагиоклаз, к которым нередко добавляются вторичные: скаполит, мусковит, КПШ. Аксессории представлены сфеном. Зерна цоизита (*Ep, Czo*), даже в пределах одного шлифа, резко отличаются друг от друга по рельефу, оттенку и двупреломлению, указывая на непостоянство их химических составов. Предполагается, что протолит цоизититов – аортозиты и габбро-аортозиты (Володичев, 1990), однако часть подобных пород (эпидозитов) могла формироваться метасоматическим путем и по другому субстрату.

Метаультрамафиты – среднезернистые темно-зеленые до черного цвета породы с массивной текстурой, гранонематобластовой структурой. Степень наложенных преобразований изученных разновидностей метаультрамафитов достаточно высокая, и их минеральные ассоциации ($\pm Opx \pm Gt + Cpx + Pl + Hbl, \pm Bt, Cb$) включают в себя значительное количество вторичных минералов. Грязно-зеленая (по оси Ng) роговая обманка замещает клинопироксен и формирует «рубашки» вокруг розового в шлифах (высокожелезистого?) граната, отделяя его от пироксена. Нередко клинопироксен и плагиоклаз формируют крупные диабластовые структуры, подобные тем, что наблюдаются в апоэклогитах. Плагиоклаз в них имеет единое угасание и двойникование. Пироксен-плагиоклазовые диабластиты наследуются амфибол-плагиоклазовыми, в которых частично участвует гранат. Наличие симплектитоподобных структур в метаультрамафитах свидетельствует о том, что, по крайней мере, на стадии декомпрессии эти породы были изофициальны симплектитовым эклогитам. Вероятным их протолитом были пироксениты.

Петрографические особенности пород эклогитсодержащего метамеланжа

Эклогиты и их слабоамфибилизованные разновидности по особенностям состава, что видно на классификационных диаграммах (рис. 125; табл. 19), отвечают базитам нормального ряда (рис. 125, А), относятся к породам толеитовой серии (рис. 125, Б, В), большая их часть относится к высокомагнезиальным толеитам (рис. 125, В). Состав эклогита, из которого выделены цирконы для геохронологических исследований, является типичным для этой группы пород (рис. 125). На указанных диаграммах фигуративные точки составов эклогитов располагаются в полях составов амфиболитов (метабазальтов) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. На вариационных диаграммах MgO – окислы (рис. 126, а–д) они образуют компактные поля с хорошо выраженным трендами. Причем поля их составов также совпадают с полями составов амфиболитов (метабазальтов) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, близки, соответственно, и тренды изменения их составов. Такие особенности состава эклогитов могли определяться тем, что их протолитом служили базальты, формирование которых, так же как и метабазальтов базит-гипербазитового комплекса, происходило в результате фракционной кристаллизации исходной магмы под контролем оливина, оливин-клинопироксеновой и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой

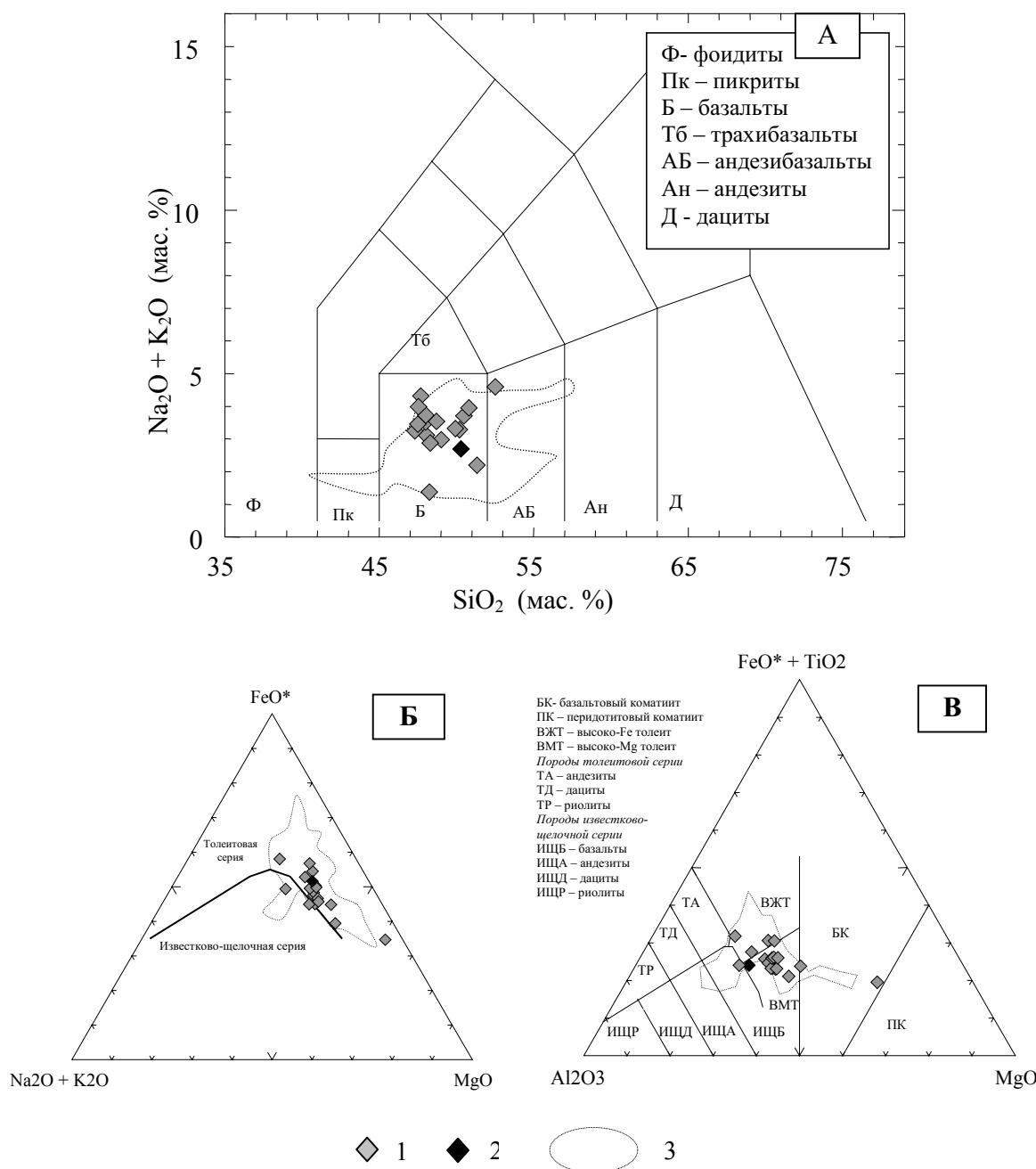


Рис. 125. Классификационные диаграммы (А) SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989), (Б) AFM (Irvine, Baragar, 1971), (В) катионная диаграмма $\text{FeO}^*+\text{TiO}_2$ – Al_2O_3 – MgO (Jensen, 1976) с figurативными точками составов пород:

1 – эклогиты Гридинского эклогитсодержащего комплекса; 2 – эклогит, из которого отобрана геохронологическая проба и получен изотопный возраст 2720 млн лет; 3 – амфиболиты (метабазальты) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса

котектик. Это подтверждается и особенностями вариаций их состава в координатах $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 126, е). На дискриминационных диаграммах $\text{Hf} - \text{Ta} - \text{Th}$, $\text{Hf} - \text{Nb} - \text{Th}$, $\text{Ti} - \text{Sr} - \text{Zr}$, $\text{Ti} - \text{Cr}$ и $\text{Th/Yb} - \text{Ta/Yb}$ (рис. 127), которые используются (Интерпретация..., 2001) для оценки геодинамических условий образования базитов, figurативные точки составов эклогитов располагаются в полях базальтов срединно-океанических хребтов, однако часть из них находится в областях неопределенности или полях

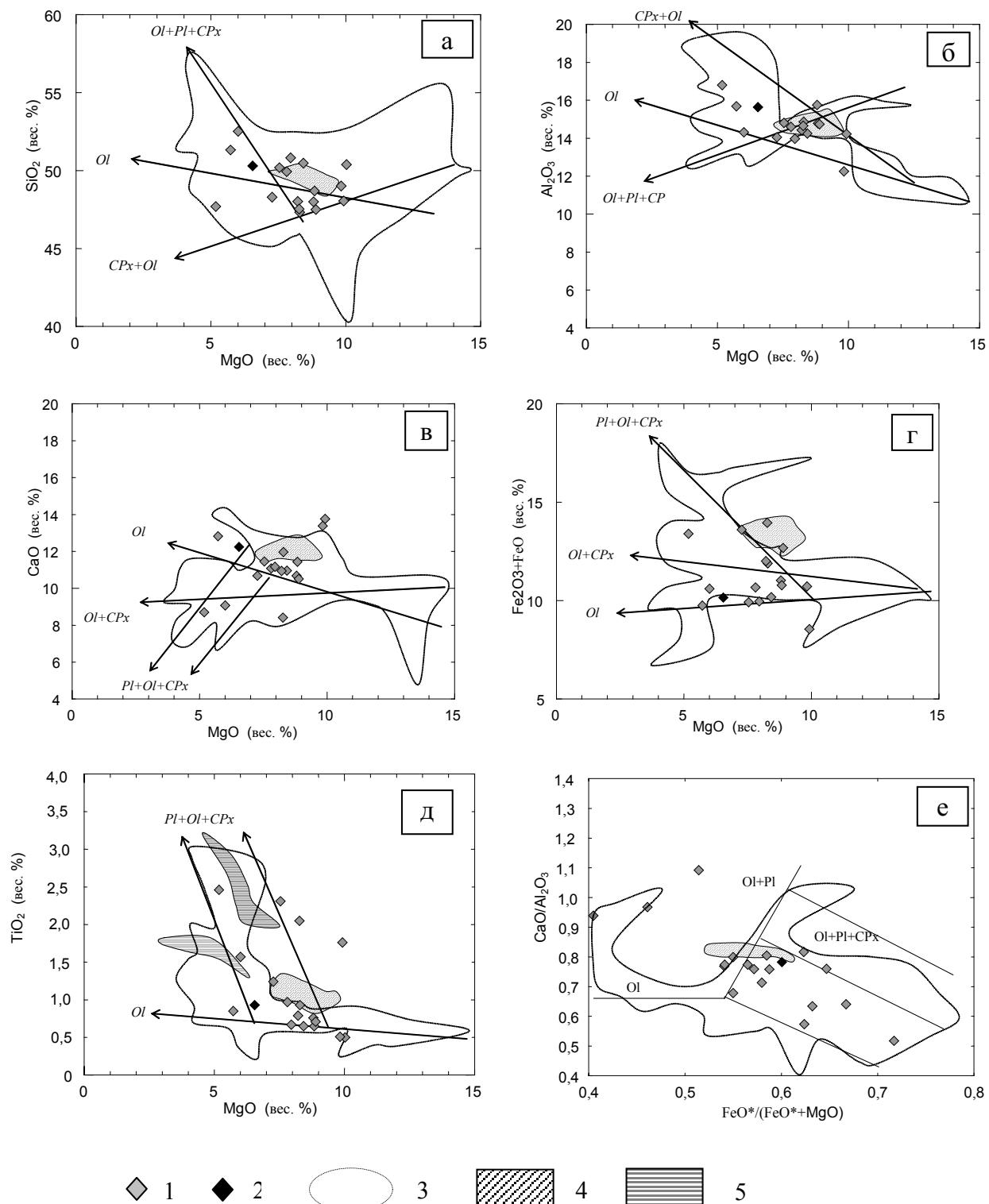


Рис. 126. Вариационные диаграммы MgO – окисел (а–д), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (е):

1 – эклогиты Гридинского эклогитсодержащего комплекса; 2 – эклогит, из которого отобрана геохронологическая проба и получен изотопный возраст 2720 млн лет; 3 – амфиболиты (метабазальты) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 4–5 – базальты срединно-океанического хребта: 4 – Северной Атлантики (Рифтовая..., 1990); 5 – Тихого океана (база данных И. С. Пухтеля). Стрелки на диаграммах а–д – тренды изменения состава при фракционировании фаз, обозначенных около стрелки, линии на рис. е – принципиальная схема кристаллизации толеит-базальтовых магм (Нестеренко, Аристин, 1993)

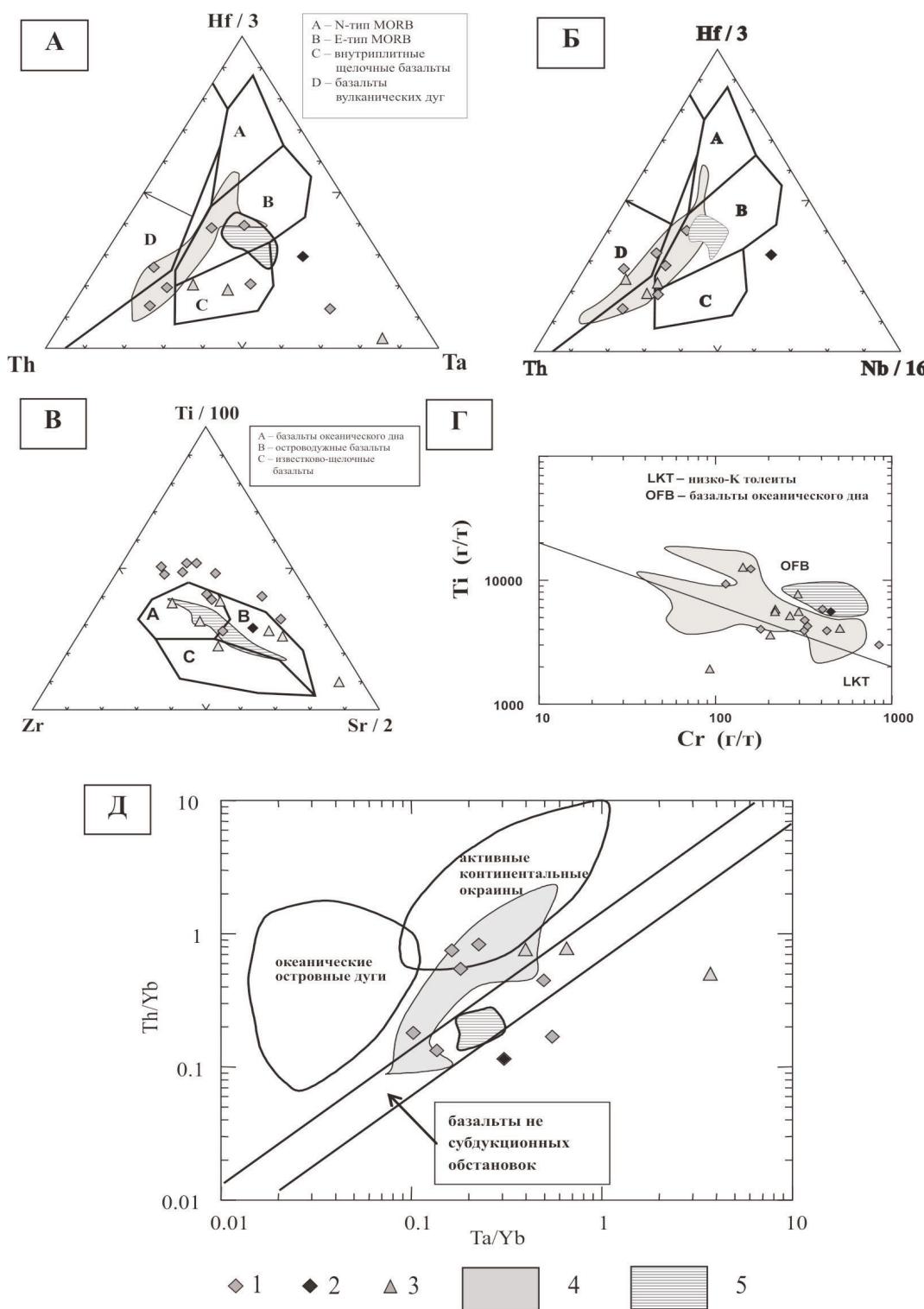


Рис. 127. Дискриминационные диаграммы (А) Hf – Th – Ta, (Б) Hf – Nb – Th (Wood, 1980), (В) Ti – Sr – Zr (Pearce, Cann, 1973), (Г) Ti – Cr (Pearce, 1975) и (Д) Th/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1983) с фигуративными точками и полями составов пород:

1 – эклогиты Гридинского эклогитсодержащего комплекса; 2 – эклогит, из которого отобрана геохронологическая проба и получен изотопный возраст 2720 млн лет; 3 – амфиболиты из эклогитсодержащего комплекса; 4 – амфиболиты (метабазальты) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 – базитов офиолитового комплекса Йормуя (Peltonen et al., 1996)

Таблица 19. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) неоархейских эклогитов, симплектитовых эклогитов и амфиболитизированных эклогитов из Гридинского метамеланжа

№ пп Авт. ном.	1 2913-5	2 2913-11	3 2913-12	4 2913-13	5 2913-14	6 2913-19	7 B-8a
SiO ₂	49,93	50,30	49,02	51,32	48,00	47,32	48,30
TiO ₂	0,97	0,93	0,51	0,85	0,76	0,93	1,24
Al ₂ O ₃	14,60	15,64	12,25	15,69	15,75	14,86	14,05
Fe ₂ O ₃	2,45	2,97	3,11	2,64	2,63	2,12	2,82
FeO	8,22	7,18	7,61	7,11	8,40	9,77	10,78
MnO	0,18	0,21	0,20	0,22	0,18	0,21	0,19
MgO	7,81	6,55	9,83	5,73	8,81	8,29	7,27
CaO	11,08	12,24	13,38	12,82	10,68	11,96	10,68
Na ₂ O	2,83	2,33	2,93	2,12	2,77	2,90	2,66
K ₂ O	0,49	0,37	0,05	0,08	0,75	0,35	0,22
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,08	0,09	–	0,07	0,11
H ₂ O	0,15	0,16	0,30	0,16	0,17	0,14	0,05
ппп	1,10	0,81	0,54	0,85	1,14	1,08	1,35
Cr	256 (405**)	452,5	1383	–	–	–	–
Ni	95	293	266	–	–	–	–
Co	38,1	64,0	63,7	–	–	–	–
Sc	39,9	41,4	35,9	–	–	–	–
V	263	296	241	–	–	–	–
Cu	34,7	164,6	235,8	–	–	–	–
Pb	1,2	15,7	5,9	–	–	–	–
Zn	71,1	111,5	108,0	–	–	–	–
Bi	0,02	0,12	0,09	–	–	–	–
Cd	0,00	0,15	0,22	–	–	–	–
In	0,00	0,00	0,00	–	–	–	–
W	0,51	0,34	0,52	–	–	–	–
Mo	0,55	1,08	1,17	–	–	–	–
Rb	19,2	4,9	1,1	–	–	–	–
Cs	0,99	0,05	0,10	–	–	–	–
Ba	106,0	48,0	16,0	–	–	–	–
Sr	45,1	188,7	50,5	–	–	–	–
Tl	0,17	0,08	0,04	–	–	–	–
Ga	16,4	19,1	15,4	–	–	–	–
Li	–	16,02	21,79	–	–	–	–
Ta	0,27	0,69	0,32	–	–	–	–
Nb	4,4	10,0	4,8	–	–	–	–
Hf	1,10	1,26	0,75	–	–	–	–
Zr	38,6	42,4	22,7	–	–	–	–
Y	22,8	23,7	16,8	–	–	–	–
Th	0,26	0,26	1,17	–	–	–	–
U	0,12	0,37	0,50	–	–	–	–
La	2,17	4,01	4,15	–	–	–	–
Ce	5,77	10,52	11,47	–	–	–	–
Pr	0,85	1,55	1,65	–	–	–	–
Nd	4,28	7,50	7,39	–	–	–	–
Sm	1,34	2,45	2,18	–	–	–	–
Eu	0,43	0,85	0,63	–	–	–	–
Gd	1,92	3,10	2,48	–	–	–	–
Tb	0,42	0,56	0,43	–	–	–	–
Dy	3,33	3,74	2,76	–	–	–	–
Ho	0,78	0,82	0,57	–	–	–	–
Er	2,09	2,30	1,55	–	–	–	–
Tm	0,31	0,35	0,22	–	–	–	–
Yb	1,98	2,26	1,40	–	–	–	–
Lu	0,29	0,34	0,20	–	–	–	–
B	–	3,78	3,93	–	–	–	–
Be	0,74	0,70	0,73	–	–	–	–

Окончание табл. 19

№ пп	8	9	10	11	12	13	14	15
Авт. ном.	B-6-2	Gr03-16-1	2921-4	B-7-8	T-1004	B-28	B-34	B-145
SiO ₂	48,70	52,52	50,48	50,82	48,02	47,50	47,54	50,55
TiO ₂	0,65	1,57	0,65	0,67	0,79	0,71	2,05	0,78
Al ₂ O ₃	14,78	14,31	14,25	13,97	14,43	14,74	14,66	11,64
Fe ₂ O ₃	3,48	2,70	2,52	2,30	2,91	4,18	2,35	2,81
FeO	7,30	7,90	7,66	7,66	9,10	8,50	11,61	7,44
MnO	0,18	0,15	0,18	0,16	0,19	0,20	0,20	0,21
MgO	8,84	6,01	8,43	7,96	8,22	8,89	8,27	9,00
CaO	11,44	9,07	10,96	11,17	10,94	10,51	8,41	13,18
Na ₂ O	3,02	3,69	3,49	3,62	3,13	3,23	3,57	3,04
K ₂ O	0,52	0,90	0,22	0,33	0,60	0,23	0,42	0,11
P ₂ O ₅	0,02	0,22	—	—	0,07	0,03	0,16	0,06
H ₂ O	0,12	0,05	0,08	0,17	0,08	0,20	0,13	0,20
ппп	0,81	0,82	0,87	1,03	1,19	1,17	0,89	0,85
Cr	428	115	319	181	321	333	159	2701
Ni	62	40	84	90	143	129	157	376
Co	50,6	35,3	31	35,5	55	45	44	65
Sc	49,2	24,2	—	37,4	—	—	—	—
V	271	169	212	193	238	216	203	176
Cu	4,7	26,3	0,0	31,8	—	—	—	—
Pb	1,2	1,4	14	0,6	17	13	—	10
Zn	56,6	118,0	—	61,6	—	—	—	—
Bi	0,06	0,03	—	0,01	—	—	—	—
Cd	0,15	0,14	—	—	—	—	—	—
In	0,04	0,06	—	—	—	—	—	—
W	0,01	0,03	—	0,21	—	—	—	—
Mo	0,12	0,08	—	1,01	—	—	—	—
Rb	6,4	21,6	5	6,0	—	—	—	2
Cs	0,12	0,10	—	0,07	—	—	—	—
Ba	52,2	257,0	—	30,9	163	35	150	150
Sr	89,5	320,9	23	18,7	69	35	146	670
Tl	0,14	0,08	—	0,07	—	—	—	—
Ga	14,0	17,3	—	11,7	—	—	—	—
Li	56,31	31,92	—	—	—	—	—	—
Ta	0,91	0,74	—	0,14	—	—	—	—
Nb	1,55	4,7	—	2,3	3	2	5	4
Hf	0,55	1,16	—	0,79	—	—	—	—
Zr	13,4	35,4	31	29,8	34	22	59	29
Y	16,9	20,75	15	13,8	10	18	21	100
Th	0,28	0,67	—	0,25	—	—	—	—
U	0,07	0,30	—	0,08	—	—	—	—
La	1,86	10,36	—	3,36	—	—	—	—
Ce	5,56	30,03	—	7,97	—	—	—	—
Pr	0,88	4,59	—	1,05	—	—	—	—
Nd	4,67	22,23	—	5,05	—	—	—	—
Sm	1,62	5,97	—	1,39	—	—	—	—
Eu	0,63	1,78	—	0,45	—	—	—	—
Gd	2,06	5,25	—	1,62	—	—	—	—
Tb	0,38	0,73	—	0,31	—	—	—	—
Dy	2,65	3,93	—	2,14	—	—	—	—
Ho	0,60	0,77	—	0,53	—	—	—	—
Er	1,69	1,85	—	1,29	—	—	—	—
Tm	0,26	0,25	—	0,20	—	—	—	—
Yb	1,66	1,50	—	1,39	—	—	—	—
Lu	0,25	0,21	—	0,19	—	—	—	—
B	1,55	0,81	—	0,00	—	—	—	—
Be	0,22	0,60	—	0,38	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е . Образцы с буквенным обозначением «В» – из коллекции О. И. Володичева, «Т» – В. В. Травина, остальные – авторские.

Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах 1–3, 8, 9, 11 определены методом ICP-MS, в пробах 10, 12–15 – рентгенофлюоресцентным (Институт геологии КарНЦ РАН).

1–7 – Столбиха (2, 3 – эклогит, 1, 4–7 – амфиболитизированный симплектитовый эклогит), жирным шрифтом выделен образец, из которого выделен циркон для датирования, его возраст 2720 млн лет; 8 – Избная Луда (эклогит); 9 – Первый Кокков (амфиболитизированный эклогит); 10–11 – Второй Кокков (эклогит); 12 – о. Высокий (амфиболитизированный эклогит); 13 – о. Эклогитовый (эклогит); 14 – Воротная Луда (эклогит); 15 – с. Гридино (симплектитовый эклогит). 1–3, 8 – по: Володичев и др., 2005б.

базальтов других геодинамических обстановок. При этом обращает на себя внимание то, что и на этих диаграммах поля составов эклогитов и метабазальтов базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса и базитов палеопротерозойского оphiолитового комплекса Йормуа также имеют черты сходства. На диаграмме Zr – Ti – Sr (Pearce, Cann, 1973; рис. 127, В) фигуративные точки составов эклогитов располагаются, главным образом, в поле неопределенности, что, вероятно, связано с подвижностью при метаморфических процессах Sr.

Содержание РЗЭ в большей части эклогитов в 2–12 раз превышает таковое в хондриях, спектр их распределения (рис. 128) имеет недифференцированный или слабо дифференцированный характер ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,99\text{--}1,8$; $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0,77\text{--}1,17$). По сравнению с базальтами срединно-океанического хребта Северной Атлантики они обеднены тяжелыми РЗЭ (рис. 128), так же как и метабазальты (первой группы) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса. Большая часть эклогитов обеднена, по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов, и другими высокозарядными элементами (Zr, Hf, Y, Ti). Большая часть эклогитов характеризуется положительной аномалией Nb (рис. 129), что свойственно океаническим базитам. Вместе с тем, так же как и в амфиболитах базит-гипербазитового комплекса, среди проанализированных эклогитов выделяются разности, обогащенные легкими РЗЭ (рис. 128) и другими высокозарядными элементами (рис. 129).

Амфиболиты имеют, по сравнению с эклогитами, существенно более разнообразные петрохимические характеристики (рис. 130, 131, табл. 20). На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 130, А) фигуративные точки их составов находятся в полях базальтов, андезибазальтов и даже андезитов, большая часть пород принадлежит толеитовой серии, однако значительное количество фигуративных точек находится в поле известково-щелочной (рис. 130, Б, В). На вариационных диаграммах $\text{MgO} - \text{окислы}$ (рис. 131, а–д) составы амфиболитов эклогитсодержащего комплекса также демонстрируют значительные вариации составов, вместе с тем общая топология трендов аналогична той, которая отмечена в амфиболитах (метабазальтах) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного комплекса и эклогитах (рис. 131). Однако среди рассматриваемых амфиболитов выделяются разности, обедненные относительно последних Al_2O_3 , CaO и TiO_2 , а также обогащенные SiO_2 . На дискриминационных диаграммах (рис. 127) фигуративные точки их составов близки по расположению к эклогитам, за исключением диаграмм $\text{Th} - \text{Hf} - \text{Ta}$ и $\text{Ti} - \text{Sr} - \text{Zr}$ (рис. 127, А, В). Так же как и в эклогитах, среди амфиболитов выделяется две группы, отличающиеся по содержанию РЗЭ: первая характеризуется содержаниями в 8–20 раз выше, чем в хондрите, они слабо обогащены легкими РЗЭ, вторая группа характеризуется относительно высокими содержаниями РЗЭ (в 15–80 раз выше, чем в хондрите) и имеет дифференцированный спектр РЗЭ, породы существенно обогащены легкими РЗЭ и имеют небольшой Eu минимум (рис. 132). Обе группы амфиболитов обогащены легкими РЗЭ, а также высокозарядными элементами (рис. 133) относительно возможных аналогов среди эклогитов. Среди амфиболитов базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса выделяются группы с аналогичными характеристиками. Таким образом, среди амфиболитов обломочной составляющей Гридинского эклогитсодержащего комплекса по особенностям состава имеются разности, близкие к эклогитам, но в целом они более разнообразны. Большая часть амфиболитов, так же как и эклогитов, образовалась, вероятно, по океаническим базальтам, но вместе с тем среди них выделяются своеобразные обогащенные легкими РЗЭ и другими высокозарядными элементами разности.

Кианит-гранат-биотитовые гнейсы из линзовидных тел на м. Кирбей по петрогохимическим (высокие содержания Cr – до 898 г/т, Ni – до 262 г/т, табл. 21), изотопно-геохимическим ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1$) и геохронологическим (присутствие дегритового циркона с возрастом до 2970 млн лет, Бибикова и др., 2003б) характеристикам близки к метаграуваккам, например, Чупинского парагнейсового пояса.

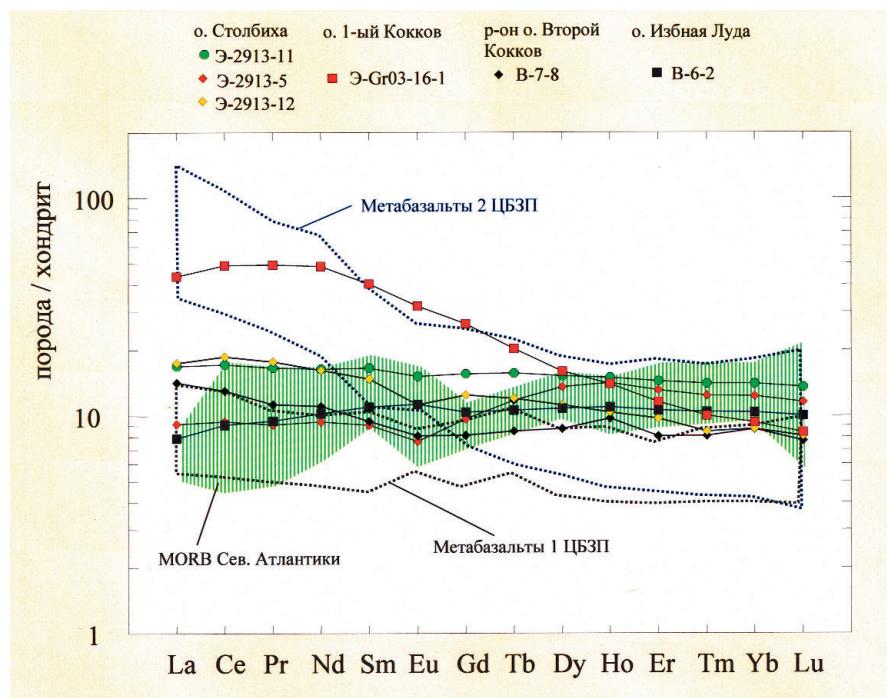


Рис. 128. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЭЭ в эклогитах Гридинского эклогитсодержащего комплекса (номера проб подписаны и соответствуют авт. ном. в табл. 19), амфиболитах (метабазальтах) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса и базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) Северной Атлантики (Рифтовая..., 1990)

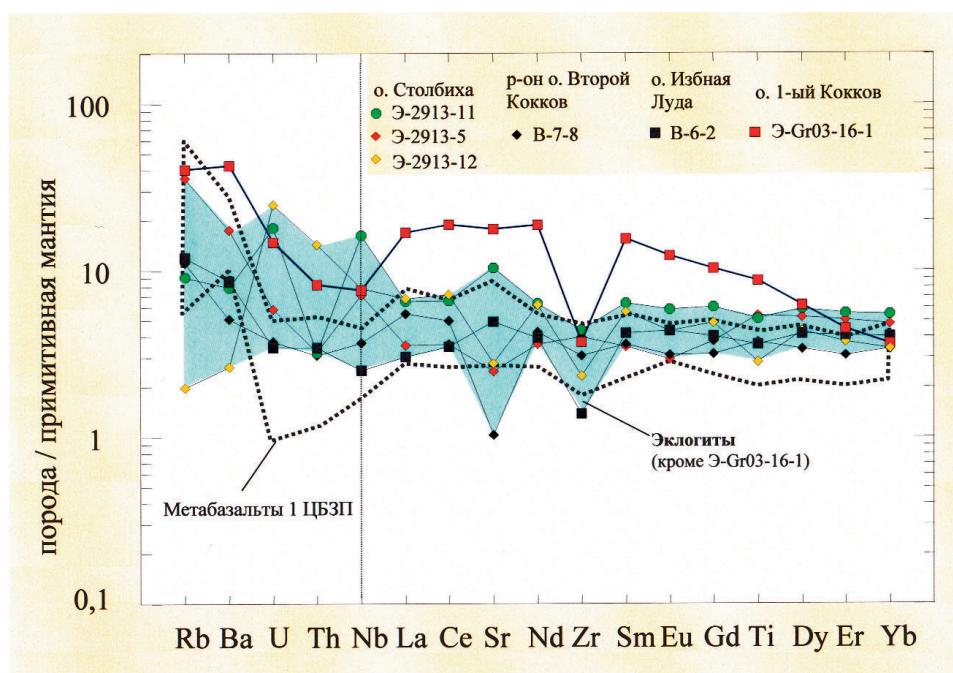


Рис. 129. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в эклогитах Гридинского эклогитсодержащего комплекса (геометрические знаки с номером пробы) и в метабазальтах 1 базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса

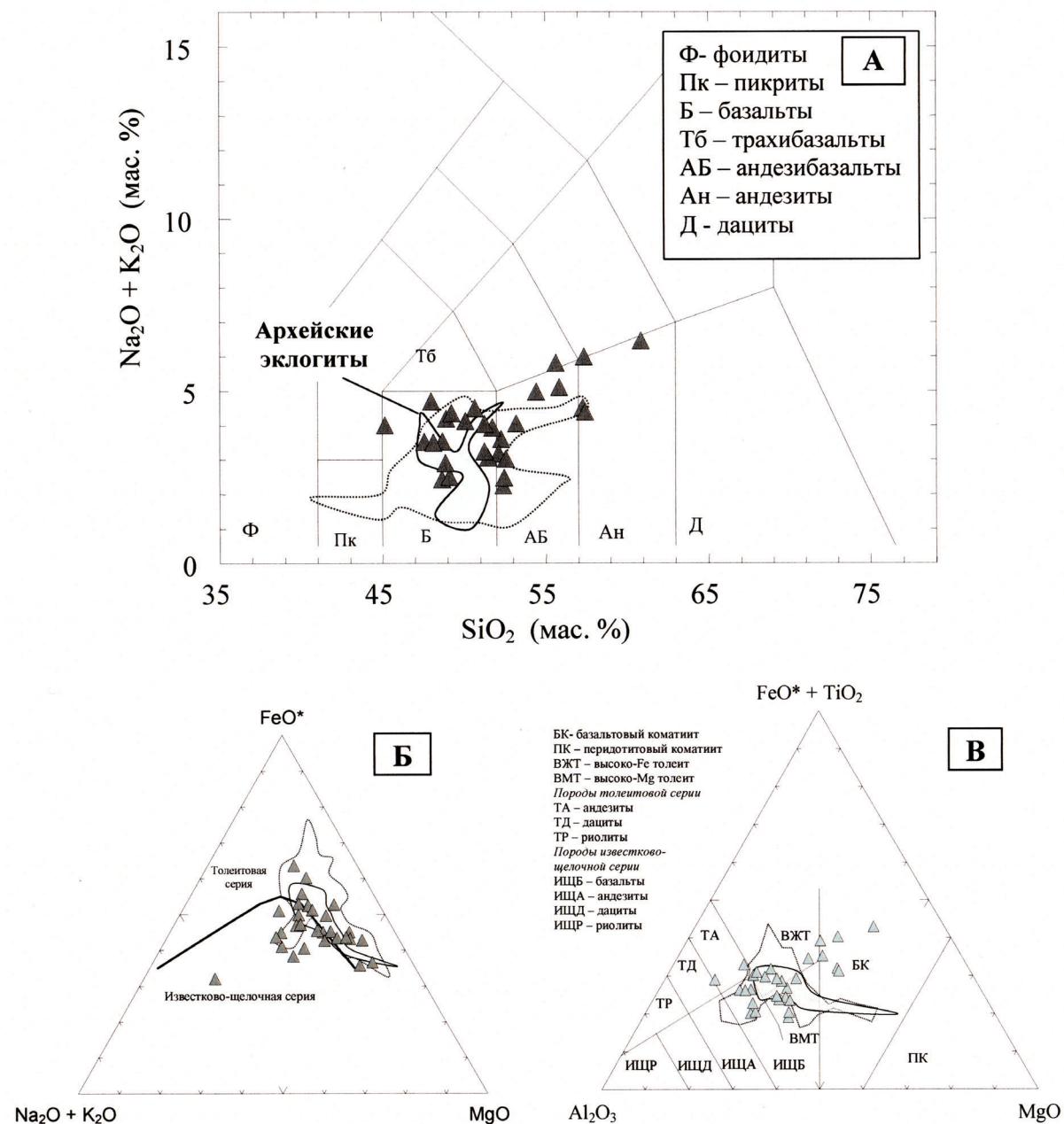


Рис. 130. Фигуративные точки составов амфиболитов (*серые треугольники*) Гридинского эклогитсодержащего комплекса (меланжа) на классификационных диаграммах (А) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989), (Б) AFM (Irvine, Barager, 1971), (В) катионной диаграмме $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen, 1976). *Пунктирная линия* оконтуривает поле составов амфиболитов базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, *серое поле* – составы неоархейских эклогитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса

Составы цоизитовых пород и ультрабазитов приводится в табл. 21. Предполагается (Володичев, 1990), что первые из них могли образоваться при метаморфизме анортозитов и габброанортозитов в РТ-условиях, близких к образованию эклогитов. Вторые имеют значительные черты сходства в ультрабазитами Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса.

Среди Гридинского меланжа задокументированы линзовидные тела, состоящие из карбонатной породы (карбонатит?) и окаймляющих их альбититов, химический состав которых приводится в табл. 21. Природа этих пород пока не расшифрована.

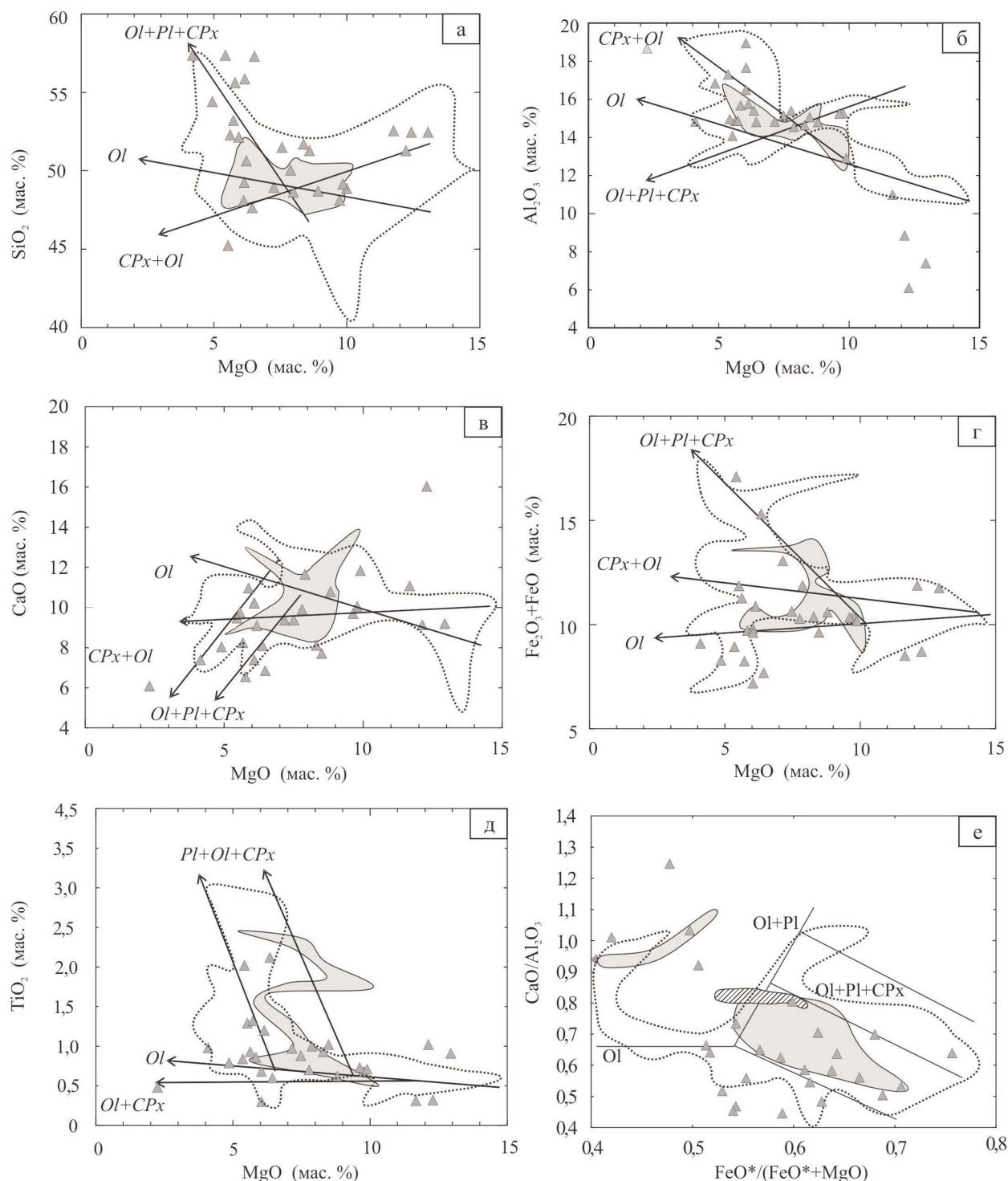


Рис. 131. Вариационные диаграммы MgO – окисел (а–д), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (е) для амфиболитов (треугольники) Гридинского эклогитсодержащего комплекса (меланжа). Для сравнения показаны составы неоархейских эклогитов Гридинского комплекса (серое поле), амфиболитов (метабазальтов) базит-гипербазитового комплекса Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (поле оконтурено штриховой линией) и (е) базальтов срединно-океанических хребтов Северной Атлантики (косая штриховка) (Рифтова..., 1990).

Стрелки на диаграммах а–д – тренды изменения состава при фракционировании фаз, обозначенных около стрелки, линии на рис. е – принципиальная схема кристаллизации толеит-базальтовых магм (Нестеренко, Арискин, 1993)

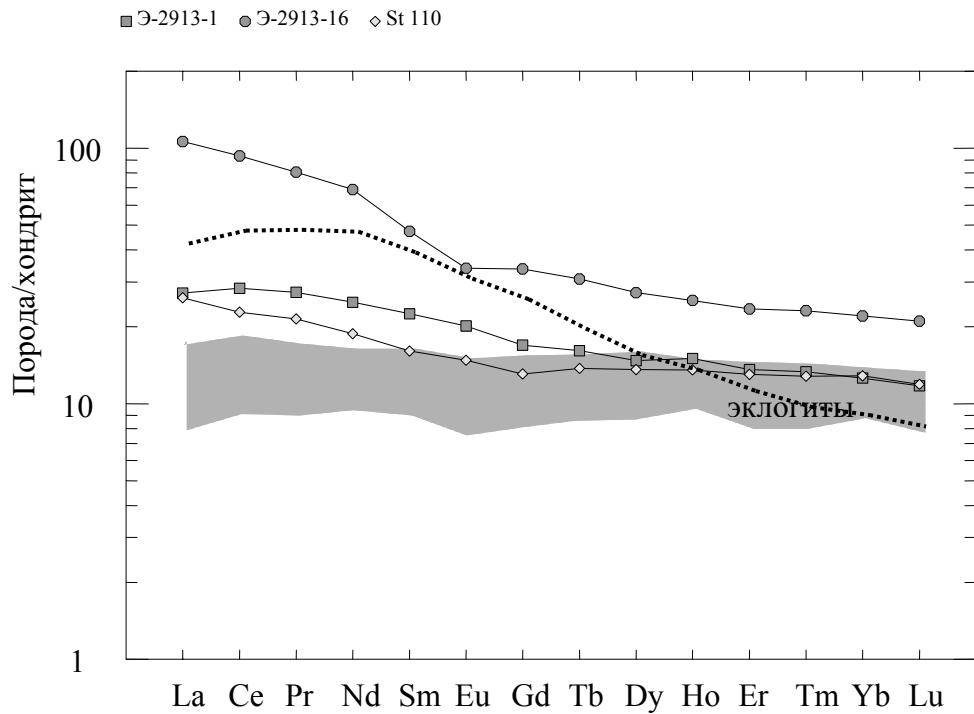


Рис. 132. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в амфиболитах Гридинского эклогитсодержащего комплекса на о. Столбиха (номера проб подписаны, они соответствуют номерам на рис. 117 и табл. 20) и для сравнения в неоархейских эклогитах

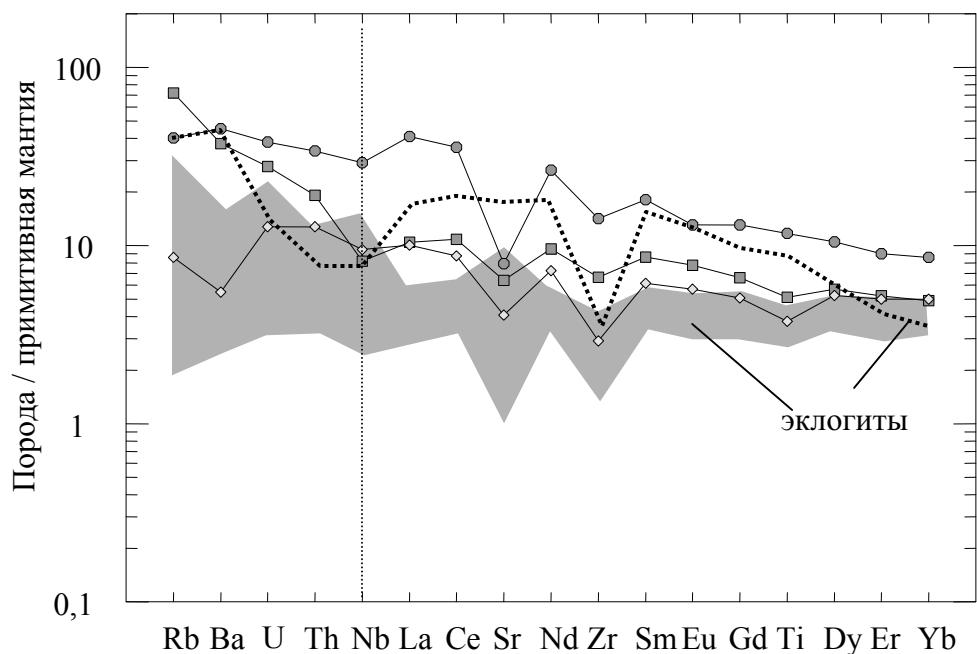


Рис. 133. Нормированные к примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержания малых элементов в амфиболитах Гридинского эклогитсодержащего комплекса на о. Столбиха (номера проб подписаны, они соответствуют номерам на рис. 117 и табл. 20) и для сравнения в неоархейских эклогитах

Состав матрикса меланжа

Гнейсограниты и гнейсы (или гранитогнейсы) матрикса эклогитсодержащего комплекса (меланжа) варьируют по составу от гранодиориов до гранитов и от диоритов до гранодиоритов соответственно (рис. 134, а; табл. 22) и отличаются от гранитоидов ТТГ ассоциации обедненностью окислами щелочных металлов относительно содержания в них кремнезема. По соотношению нормативных количеств альбита – аортита – ортоклаза они отвечают, главным образом, тоналитам (рис. 134, б), а на диаграмме АФМ большая часть их фигураатавных точек располагается в поле известково-щелочной серии (рис. 134, в). По соотношению

Таблица 20. Химический состав (окислы – в вес. %, элементы – в г/т) амфиболитов (см. рис. 117) из обломков Гридинского метамеланжа на о. Столбиха (Сибелев и др., 2004)

№ пп	1	2	3	4	5	6
Авт. ном.	Э-2913-1	Э-2913-16	St-110	Э-2913-2 / 1а	Э-2913-4	Э-2913-7
SiO ₂	53,18	47,58	49,12	52,12	51,72	52,40
TiO ₂	0,93	2,12	0,68	0,86	0,93	0,32
Al ₂ O ₃	14,86	15,41	15,27	15,69	14,64	6,10
Fe ₂ O ₃	2,86	3,30	3,21	1,90	2,93	2,78
FeO	8,38	11,99	7,18	7,78	7,40	5,89
MnO	0,18	0,22	0,17	0,18	0,17	0,21
MgO	5,63	6,35	9,77	5,84	8,29	12,29
CaO	8,26	8,11	10,08	11,00	8,12	16,09
Na ₂ O	3,13	2,77	2,36	2,64	3,23	1,23
K ₂ O	0,93	0,76	0,16	0,55	0,71	1,02
P ₂ O ₅	0,11	–	0,12	–	–	0,06
H ₂ O	0,11	0,19	0,10	0,21	0,30	0,38
ппп	1,56	1,14	1,34	0,76	1,44	0,88
Cr	217,5	143,4	508,8	265	297	93
Ni	29,2	36,6	50,3	95	139	32
Co	49,6	60,2	64,2	32	43	30
Sc	34,7	28,1	39,8	–	–	–
V	273,2	212,8	256,5	218	112	169
Cu	137,5	230,8	70,8	–	–	–
Pb	3,0	13,1	1,7	–	–	–
Zn	131,5	150,6	79,3	–	–	–
Bi	0,15	0,12	0,72	–	–	–
Cd	0,32	0,21	0,20	–	–	–
Rb	38,5	21,5	4,6	2	2	34
Ba	226,4	274,1	33,1	289	150	300
Sr	116,0	144,3	74,2	200	253	72
Ga	21,6	22,9	18,8	–	–	–
Li	18,65	9,23	14,40	–	–	–
Ta	0,81	2,32	7,68	–	–	–
Nb	5,0	18,0	5,9	5	2	3
Hf	1,82	3,54	1,04	–	–	–
Zr	64,3	137,7	28,4	33	32	30
Y	22,9	41,6	22,3	15	5	6
Th	1,55	2,77	1,04	–	–	–
U	0,56	0,77	0,26	–	–	–
La	6,42	25,17	6,16	–	–	–
Ce	17,37	57,20	14,00	–	–	–
Pr	2,54	7,49	2,00	–	–	–
Nd	11,39	31,50	8,60	–	–	–
Sm	3,33	7,01	2,38	–	–	–
Eu	1,13	1,90	0,83	–	–	–
Gd	3,38	6,70	2,60	–	–	–
Tb	0,58	1,11	0,50	–	–	–
Dy	3,63	6,69	3,35	–	–	–
Ho	0,83	1,39	0,75	–	–	–
Er	2,18	3,76	2,09	–	–	–
Tm	0,33	0,58	0,32	–	–	–
Yb	2,03	3,55	2,07	–	–	–
Lu	0,29	0,53	0,30	–	–	–

Окончание табл. 20

№ пп	7	8	9	10	11	12	13	14
Авт. ном.	Э-2913-17	Э-2913-15	St-114	St-107	St-113	St 128	St 134	St 135
SiO ₂	55,62	57,44	52,45	57,36	51,26	51,25	48,14	48,87
TiO ₂	1,32	0,98	0,91	0,84	1,02	1,02	0,73	0,71
Al ₂ O ₃	14,87	14,83	7,39	17,30	8,86	15,06	15,25	12,91
Fe ₂ O ₃	1,82	2,02	1,96	1,15	1,37	2,55	2,41	2,53
FeO	6,39	7,04	9,77	7,75	10,48	7,04	7,90	7,61
MnO	0,13	0,21	0,19	0,15	0,19	0,17	0,17	0,14
MgO	5,73	4,10	12,94	5,36	12,13	8,49	9,62	9,89
CaO	6,55	7,40	9,22	1,93	9,15	7,72	9,72	11,87
Na ₂ O	3,73	3,35	1,73	2,99	2,69	3,28	2,60	1,79
K ₂ O	2,08	1,05	0,76	3,01	0,56	0,77	0,91	1,12
P ₂ O ₅	0,14	—	0,16	0,08	0,16	0,13	0,16	0,13
H ₂ O	0,11	0,11	0,14	0,16	0,15	0,52	0,10	0,15
ппп	0,36	1,42	1,88	1,41	1,48	1,50	1,90	1,78

П р и м е ч а н и е . Образцы с буквенным обозначением «St» – из коллекции О. С. Сибелева, остальные – авторские. Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах 1–3 определены методом ICP-MS, в пробах 4–6 – рентгено-флюоресцентным (Институт геологии КарНЦ РАН).

Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) и Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) породы матрикса относятся к метаглиноземистым гранитоидам (рис. 134, г), а по содержанию Al₂O₃ – к высокоглиноземистому типу (рис. 135, а), так же как и большая часть пород ТТГ ассоциации Беломорской провинции. Вместе с тем тренды изменения состава пород матрикса эклогитсодержащего комплекса и пород ТТГ ассоциации существенно отличаются (рис. 135): отмечается прерывистость трендов первых из них в области более основных пород, что может свидетельствовать либо о том, что породы матрикса гетерогенны по природе протолита, либо о том, что их опробование было выборочным. Кроме того, на вариационных диаграммах отчетливо видно, что породы матрикса относительно гранитоидов ТТГ ассоциации содержат в среднем больше Fe, Ca, Ni и меньше Na. Это предопределяет некоторые отличия в положении фигуративных точек их составов и на дискриминационных диаграммах (рис. 136, а, б). Сравниваемые ассоциации пород отличаются и по содержанию в них РЗЭ (рис. 136, в): при сходном во всех породах содержании ЛРЗЭ, превышающем хондритовый уровень в 50–120 раз, и отсутствии (или слабом выражении) аномалии Eu (в метаэндербитах отмечена положительная Eu аномалия) они значительно отличаются по содержанию ТРЗЭ. Гнейсы матрикса меланжа характеризуются высоким содержанием ТРЗЭ (в 3–5 раз выше, чем в хондрите), а гнейсограниты – достаточно низким – 0,7–1,2 от уровня их содержания в хондрите.

По особенностям состава (как химического, так и минерального) среди пород матрикса выделяются три группы пород: гнейсы (или гранитогнейсы), гнейсограниты и метаэндербиты. Первые из них могут представлять собой значительно переработанный ранний матрикс меланжа, сформировавшийся за счет разрушения всех пород, входящих в состав обломочной составляющей. Гнейсограниты и эндербиты, сформировавшиеся на более поздних стадиях развития зоны, могут быть продуктом плавления слагающих ее пород, в условиях устойчивости в рестибе граната (т. е. при давлении не менее 15–16 кбар, Туркина, 2002).

Эклогиты, впервые описанные в XVII в. и получившие свое название в XIX, с начала XX в. находятся в центре внимания геологов, но особенно большой интерес к этим и высокобарным (HP) породам в целом проявляется в последние десятилетия в связи с развитием парадигмы тектоники литосферных плит (Godard, 2001). В соответствии с последней, породы эклогитовой фации метаморфизма являются индикаторами глубинных процессов в зонах субдукции, где создаются специфические низкоградиентные условия, необходимые для эклогитообразования (Перчук, Ушаков, 1973; Dobretsov, 1991; Ernst, 1971, 1999; Miyashiro, 1973).

Таблица 21. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) ультрабазита (1), цоизититов (2, 3), кианит-гранат-биотитовых гнейсов (4, 5), карбонатита (6) и альбитита (7) из Гридинского метамеланжа (1–5) и сопряженных с ним пород

№ пп Авт. ном.	1 C-2407-11	2 Э-2919-1	3 Э-2913-20	4 Э-2904-1	5 Э-2904-2	6 Э-Gr 1-1	7 Э-Gr 1-2
SiO ₂	44,72	50,00	39,56	55,70	59,60	5,60	68,02
TiO ₂	0,08	0,37	0,74	0,90	0,96	0,03	0,27
Al ₂ O ₃	1,00	25,95	31,51	16,36	17,00	0,77	14,53
Fe ₂ O ₃	1,35	1,92	2,69	2,30	1,20	0,94	2,02
FeO	8,86	0,29	0,50	7,04	8,12	6,18	1,29
MnO	0,14	0,02	0,03	0,17	0,14	0,98	0,04
MgO	39,75	0,10	0,21	6,84	5,74	14,66	2,15
CaO	0,63	18,46	22,78	6,17	2,03	29,60	1,86
Na ₂ O	0,08	0,52	0,39	2,16	1,53	0,20	7,12
K ₂ O	0,54	0,13	0,20	0,95	1,80	0,01	0,45
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,10	0,10	0,06	0,17	0,03
H ₂ O	0,24	0,02	0,01	0,14	0,20	0,12	0,21
ппп	2,33	1,66	1,38	1,04	1,26	40,37	1,76
Cr	1409**	72,3	–	710,0*	898	15,9	38,3
Ni	3053	7,1	–	201,1	262	44,9	15,8
Co	107,3	1,8	–	37,0	42	16,2	6,3
Sc	8,7	5,2	–	31,9	–	3,5	8,7
V	34,0	73,6	–	175,1	202	13,3	24,7
Cu	4,2	4,1	–	51,5	–	2,2	4,8
Pb	0,4	3,1	–	4,3	10	24,0	12,1
Zn	56,5	15,8	–	73,7	–	65,3	38,9
W	0,32	0,34	–	0,58	–	0,085	0,22
Mo	0,77	0,38	–	1,31	–	0,16	2,26
As	–	0,57	–	–	–	0,33	0,91
Rb	22	2,9	–	30,2	55	0,32	12,9
Ba	27,3	22,0	–	107,2	–	77,9	900
Sr	7,8	1266,8	–	73,5	96	3160	539
Ga	2,3	32,2	–	13,6	–	1,35	23,6
Li	9,79	6,45	–	0,00	–	–	–
Be	0,06	0,36	–	0,49	–	–	–
Ta	0,06	1,94	–	0,33	–	0,099	0,10
Nb	0,7	6,0	–	4,1	6,0	11,3	6,07
Hf	0,11	1,12	–	1,97	–	0,22	2,4
Zr	3,8	34,6	–	85,6	100	2,4	80,1
Y	0,92	7,4	–	16,9	12	37,9	5,87
Th	0,15	2,55	–	1,49	–	1,18	0,56
U	0,05	0,19	–	0,40	–	0,56	0,17
La	0,65	29,79	–	7,44	–	56,2	12,6
Ce	1,56	50,90	–	15,42	–	179	26
Pr	0,18	4,96	–	1,59	–	28	3,09
Nd	0,69	16,28	–	7,04	–	128	11,8
Sm	0,13	2,24	–	1,83	–	31,3	2,17
Eu	0,03	1,08	–	0,47	–	6,51	1,35
Gd	0,13	1,88	–	2,10	–	22,8	1,85
Tb	0,02	0,25	–	0,44	–	2,7	0,24
Dy	0,14	1,32	–	2,69	–	11,3	1,14
Ho	0,03	0,26	–	0,69	–	1,73	0,22
Er	0,09	0,67	–	1,70	–	3,9	0,54
Tm	0,015	0,10	–	0,22	–	0,45	0,076
Yb	0,11	0,66	–	1,64	–	2,31	0,464
Lu	0,02	0,10	–	0,24	–	0,28	0,069

П р и м е ч а н и е . Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов в пробах 1, 2, 4, 6, 7 определены методом ICP-MS, в пробе 5 и Cr (в пробе 1, отмечен *) – рентгено-флюоресцентным методом (Институт геологии КарНЦ РАН). 1 – пироксенит, о. Воротная Луда (образец из коллекции В. С. Степанова), 2–3 – цоизититы: 2 – о. Избная Луда, 3 – о. Столбиха (см. рис. 117); 3–4 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы, м. Кирбей; 6, 7 – породы из карбонатитовой жилы, секущей метамеланж, с. Гридино.

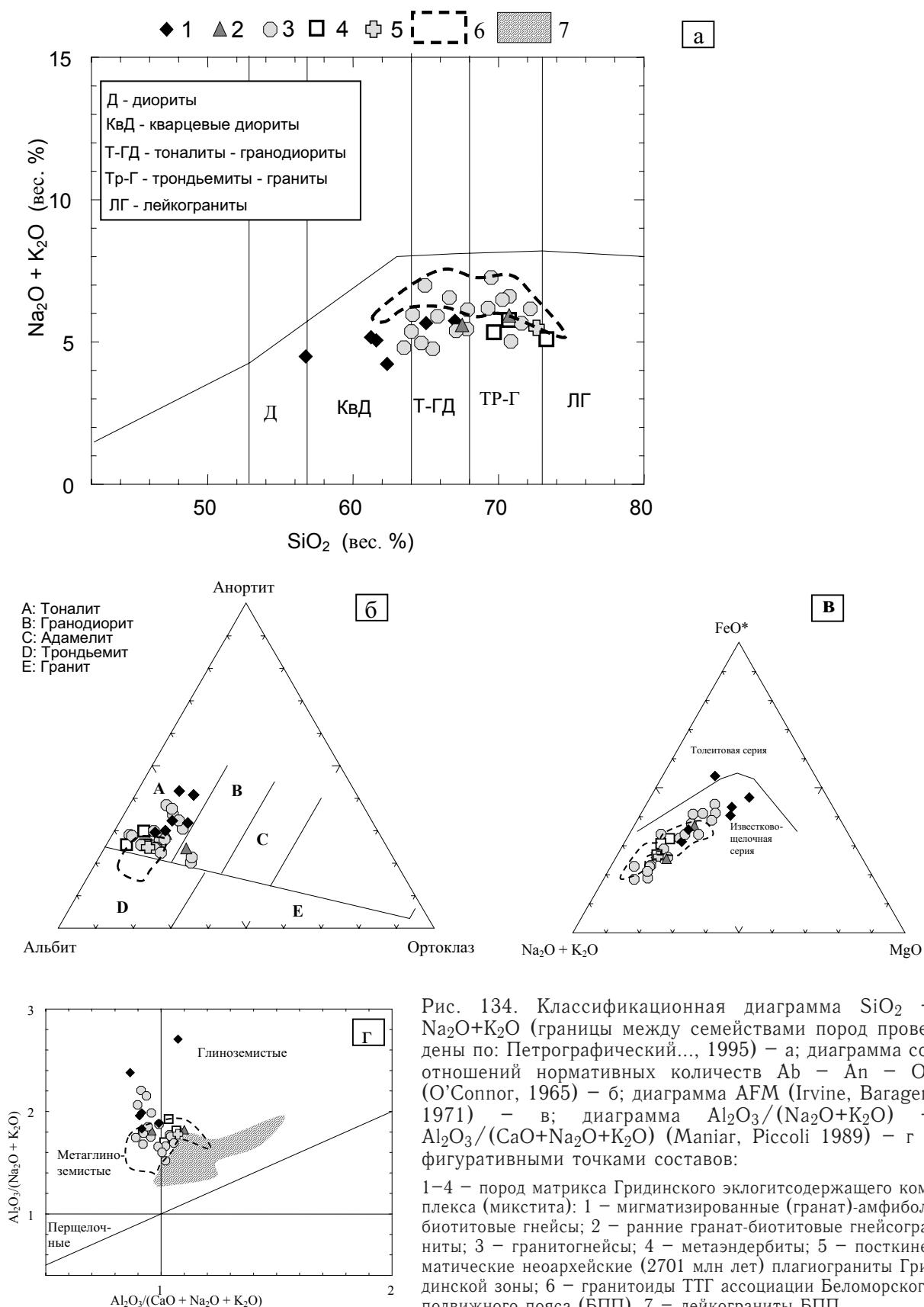


Рис. 134. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (границы между семействами пород проведены по: Петрографический..., 1995) – а; диаграмма соотношений нормативных количеств $\text{Ab} - \text{An} - \text{Or}$ (O'Connor, 1965) – б; диаграмма AFM (Irvine, Barager, 1971) – в; диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Maniar, Piccoli 1989) – г с figurative point compositions:

1–4 – породы матрикса Гридинского эклогитсодержащего комплекса (микстита): 1 – мигматизированные (гранат)-амфибол-биотитовые гнейсы; 2 – ранние гранат-биотитовые гнейсограниты; 3 – гранитогнейсы; 4 – метаэндербиты; 5 – посткинематические неоархейские (2701 млн лет) плагиограниты Гридинской зоны; 6 – гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (БПП), 7 – лейкограниты БПП

Таблица 22. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) гнейсов, гранитогнейсов и метаэндербитов Гридинского метамеланжа

№ пп	1	2	3	4	5	6	7
Авт. ном.	St-116	St-136	St-123	St-126	Э-2913-6	Э-2913-10	Э-2922-20
SiO ₂	67,08	64,02	61,60	61,24	72,62	69,28	69,70
TiO ₂	0,30	0,47	0,96	0,69	0,29	0,36	0,32
Al ₂ O ₃	15,04	15,45	14,09	15,05	14,50	15,23	15,80
Fe ₂ O ₃	1,24	1,75	1,86	2,49	0,72	0,65	0,63
FeO	2,90	3,74	5,46	4,17	1,58	2,15	2,58
MnO	0,06	0,08	0,12	0,10	0,03	0,04	0,04
MgO	2,47	3,08	4,32	4,32	1,04	1,64	1,25
CaO	4,29	4,58	4,58	4,86	2,98	3,41	3,89
Na ₂ O	4,21	3,64	3,20	3,66	4,15	4,59	4,44
K ₂ O	1,14	1,68	1,81	1,46	1,19	1,55	0,86
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,08	0,09	0,08	–	0,09
H ₂ O	0,12	0,06	0,14	0,10	0,11	0,06	0,03
ппп	0,84	1,12	1,35	1,46	0,54	1,02	0,34
Cr	84,7	144,1	143,0	149,4	119,6	46,3	33,6
Ni	16,0	21,1	28,0	28,8	41,1	32,0	8,2
Co	18,1	22,9	35,0	32,5	6,8	8,9	8,0
Sc	10,0	15,2	17,0	17,2	2,3	2,6	4,7
V	60,02	100,3	117,0	106,2	32,4	43,1	35,6
Cu	11,01	30,3	28,0	28,0	7,7	14,2	5,4
Pb	8,01	8,1	2,8	3,7	7,4	6,6	3,1
Zn	40,01	42,3	78,0	72,0	35,0	43,1	36,7
W	0,28	0,37	0,16	0,49	0,45	0,18	0,11
Mo	0,64	0,37	0,30	0,51	0,99	0,55	0,36
Rb	52	76,6	96	66,4	39,3	47	16
Cs	1,41	1,74	1,39	0,98	0,90	0,67	0,05
Li	39,41	60,83	67,01	69,21	16,46	20,69	39,18
Ba	384	531	439	441	453	550	307
Sr	227	440	233	315	337,5	338	246
Ta	0,38	0,46	0,61	1,96	0,27	0,22	0,16
Nb	6,2	5,2	12,0	7,8	4,5	4,9	3,5
Hf	3,24	2,35	2,59	1,99	3,16	8,75	2,32
Zr	114,0	80,0	88,2	72,3	123	356	91
Y	9,2	13,3	16	13,4	2,4	2,7	4
Th	7,73	6,82	22,77	3,70	2,14	4,19	0,13
U	0,73	1,62	0,39	0,16	0,13	0,22	0,10
La	29,92	27,42	44,74	15,94	18,52	30,99	10,41
Ce	58,00	56,40	105,85	39,32	36,90	55,86	19,62
Pr	6,13	6,56	11,43	4,83	3,60	5,38	2,08
Nd	21,76	24,65	39,42	19,09	12,08	16,69	7,87
Sm	3,81	4,41	5,93	4,22	1,67	1,87	1,46
Eu	0,78	1,18	1,00	0,97	0,46	0,56	0,73
Gd	2,94	2,84	4,12	3,25	0,95	0,97	1,17
Tb	0,35	0,47	0,56	0,44	0,11	0,11	0,15
Dy	1,72	2,64	2,73	2,53	0,48	0,45	0,73
Ho	0,31	0,47	0,54	0,48	0,08	0,09	0,14
Er	0,76	1,20	1,33	1,24	0,19	0,22	0,33
Tm	0,11	0,18	0,19	0,18	0,03	0,03	0,05
Yb	0,69	1,11	1,14	1,00	0,16	0,24	0,31
Lu	0,096	0,17	0,17	0,15	0,02	0,045	0,05
B	10,42	9,98	10,40	16,72	7,30	3,44	5,19
Be	1,34	0,70	0,97	0,93	0,82	1,04	0,80

П р и м е ч а н и е . Образцы с буквенным обозначением «St» – из коллекции О. С. Сибелева, остальные – авторские. Все силикатные анализы выполнены по стандартной методике титрования в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. Содержания элементов определены методом ICP-MS. 1–6 – о. Столбиха (Сибелев и др., 2004): 1–2 – тоналитогнейсы, 3–4 – амфибол-биотитовые гнейсы, 5 – плагиогранит (2701 млн лет), 6 – гранитогнейс; 7 – метаэндербит, о. Первый Кокков.

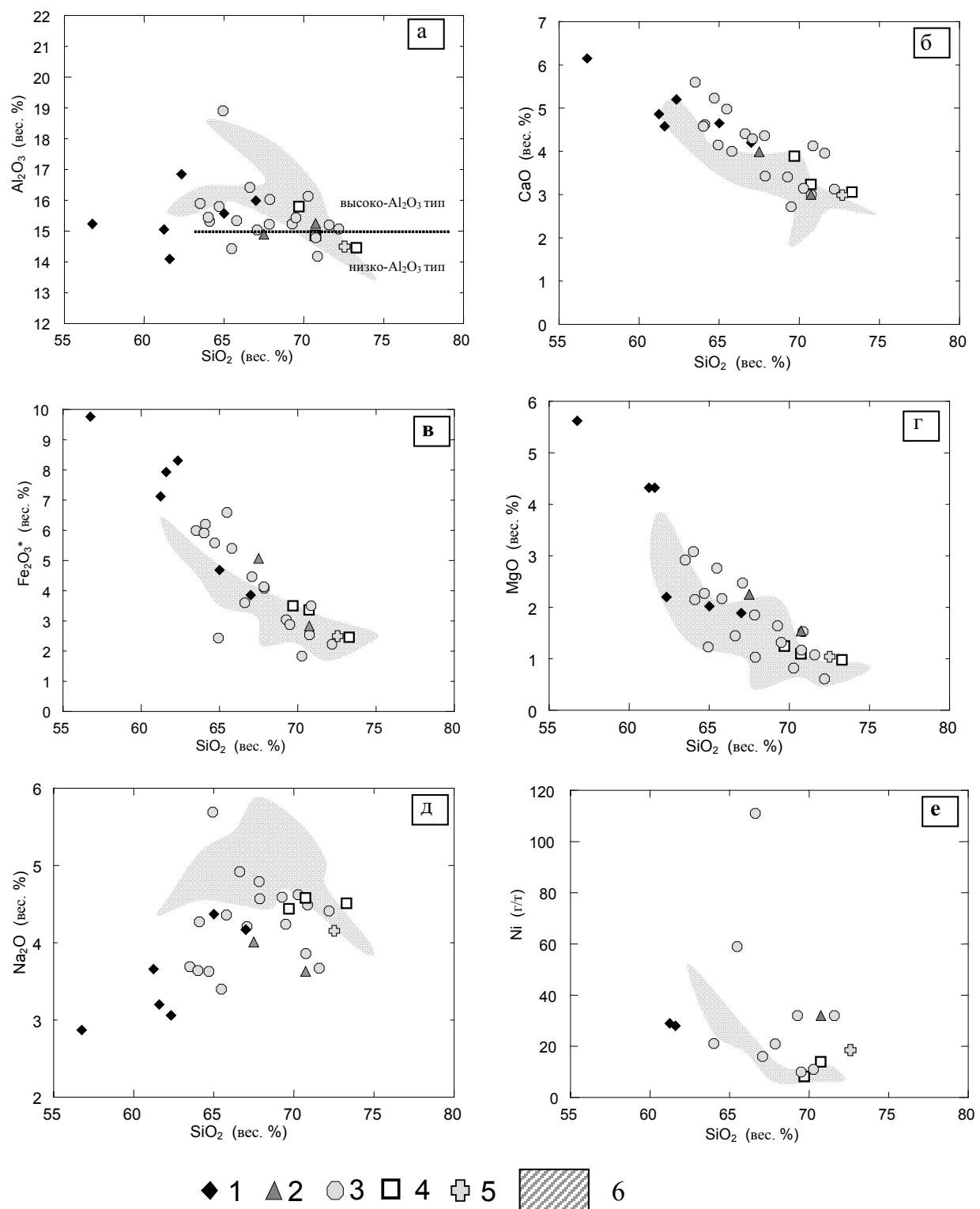


Рис. 135. Вариационные диаграммы SiO_2 – окислы, Ni с фигуративными точками составов пород:
 1–4 – пород матрикса Гридинского эклогитсодержащего комплекса (микстита): 1 – мигматизированные (гранат)-амфибол-биотитовые гнейсы; 2 – ранние гранат-биотитовые гнейсограниты; 3 – гранитогнейсы; 4 – метаэндербиты; 5 – посткинематические неоархейские (2701 млн лет) плагиограниты Гридинской зоны; 6 – гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (БПП)
 На диаграмме SiO_2 – Al_2O_3 линия раздела низко- и высоко- Al_2O_3 по: Barker, Arth, 1976; Rapp et al., 1991

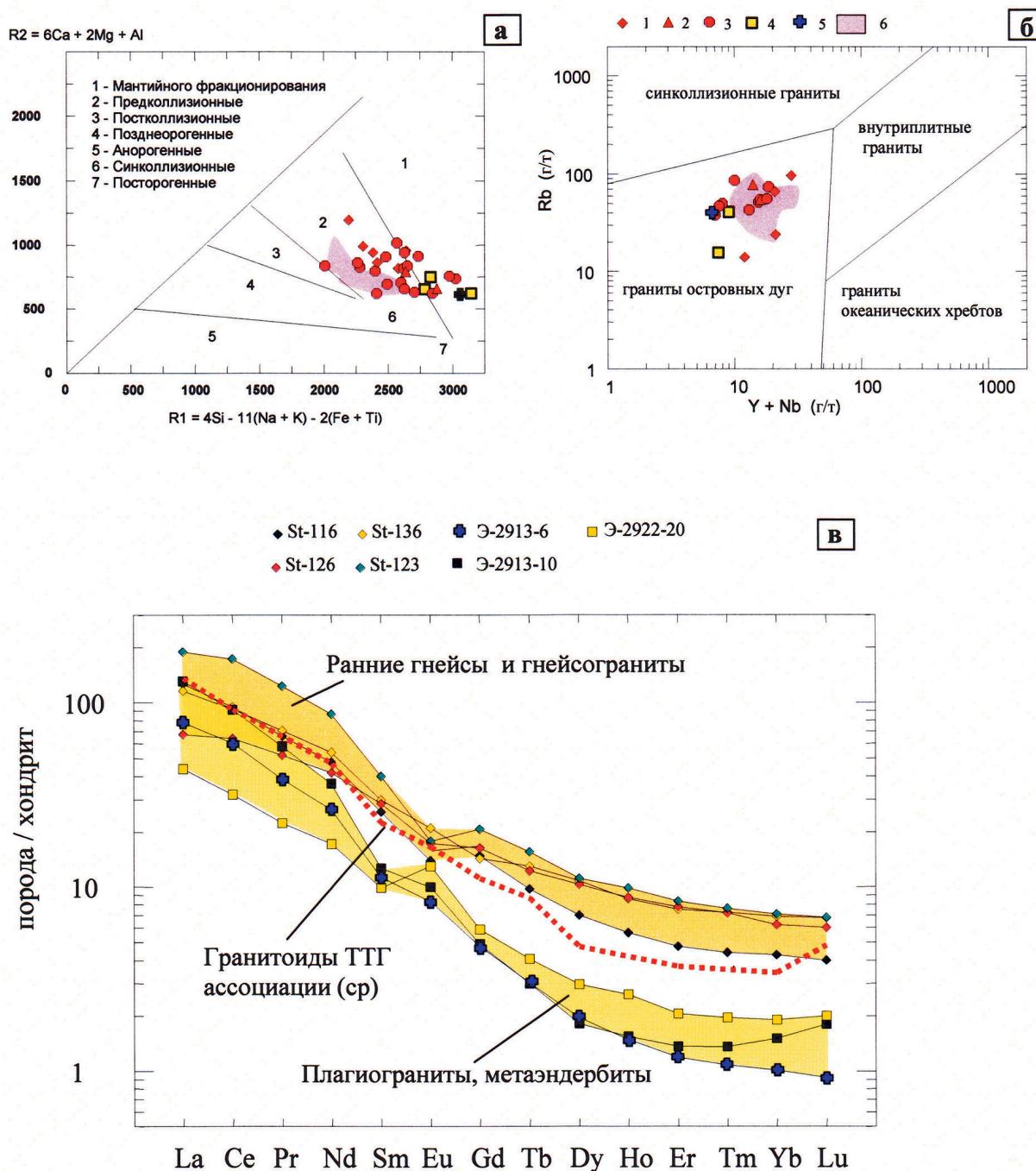


Рис. 136. Фигуративные точки состава пород матрикса Гридинского эклогитсодержащего комплекса (меланжа) Беломорского подвижного пояса и гранитоиды ТТГ ассоциации БПП на дискриминационных диаграммах

а – $4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti}) - 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (Batchelor, Bowden, 1985);

б – $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$ (Pearce et al., 1984);

1 – мигматизированные (гранат)-амфибол-биотитовые гнейсы; 2 – ранние гранат-биотитовые гнейсограниты; 3 – гранитогнейсы; 4 – метаэндербиты; 5 – посткинематические неоархейские (2701 млн лет) плагиограниты Гридинской зоны; 6 – гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса (БПП);
в – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в гранитогнейсах Гридинского эклогитсодержащего комплекса (меланжа);

St-116 – биотитовый гнейсогранит; St-136 – биотит-амфиболовый гнейсогранит; St-126; St-123 – гранат-амфибол-биотитовый гнейс; Э-2913-10 – трондьемито-гнейс; Э-2913-6 – плагиогранит (трондьемит) из жилы, возраст 2701 млн лет; Э-2922-20 – метаэндербит; гранитоиды ТТГ ассоциации (Martin, 1994)

Экспериментальными работами (Ringwood, Green, 1966) были изучены фазовые переходы габбро в эклогит, при которых плотность породы возрастает до ~3,5 г/см³, что превышает плотность верхней мантии ~3,3 г/см³. В силу отрицательной плавучести эклогитов в мантии процесс их образования рассматривается как один из важнейших механизмов поддержания процесса субдукции, особенно в случае погружения сиалических блоков (Артюшков, 1979; Ahrens, Schubert, 1975; Cloos, 1993). В орогенических поясах эклогитсодержащие комплексы, наряду с глаукофансланцевыми, маркируют выведенные на поверхность в ходе аккреционных и коллизионных процессов фрагменты зон субдукции (Добрецов, 1995, 2000; Добрецов и др., 1989, 2001; Метаморфизм..., 2001). Принципиально важным для понимания этих процессов было открытие среди пород эклогитовой фации коэсит- (Чесноков, Попов, 1965; Chopin, 1984; Okay, 1989; Smith, 1984; Wang et al., 1989) и алмазсодержащих (Розен и др., 1972; Соболев, Шацкий, 1987, 1988; Sobolev, Shatsky, 1990; Xu et al., 1992) разностей, позволившее доказать возможность погружения на большие (более 120 км, т. е. превышающие мощность земной коры) глубины коровых пород (в том числе метаосадков) с последующим их выведением на коровые уровни. Следует отметить, что нижняя граница стабильности коэсита определяется давлением 28 кбар (при T ~ 750 °C), а алмаза – 34 кбар (Метаморфизм..., 2001).

Несмотря на ряд не решенных пока проблем (Артюшков, 1993; Перчук, 2003), наиболее обоснованной петрологическими, геологическими, экспериментальными данными представляется следующая последовательность формирования эклогитсодержащих комплексов:

1) в зонах субдукции литосфера океанического, а при коллизии также континентального и переходного типов погружается на большие глубины, где и образуются минеральные парagenезисы эклогитовой фации (Coleman, 1971; Ernst, 1971; Laubscher, 1969);

2) вместе с тем в зонах субдукции могут возникать условия, обеспечивающие подъем («экстремацию») к земной поверхности высокоплотных пород эклогитовой фации (обзор в работах: Добрецов, 2000; Добрецов и др., 2001; Перчук, 2003). В настоящее время наиболее разработанными являются следующие модели «экстремации»: возвратного течения в субдукционном канале или аккреционной призме маловязкого вещества (метаосадков, серпентинитов), увлекающего за собой фрагменты или линзы высокобарных пород (это наиболее реалистичная группа моделей, Добрецов, Кирдяшкин, 1991; Добрецов и др., 2001; Перчук, 2003; Cloos, 1982; Platt, 1986); отрыв и всплытие блоков относительно легких коровых пород с мантийных глубин (Chemenda et al., 1996, 1997); изостатической компенсации в сочетании с поверхностной эрозией (Andersen et al., 1991; Austrheim, 1991).

Кроме рассмотренных выше эклогитов, относящихся по классификации Колемана (Coleman et al., 1965) к группе В, известны эклогиты, ассоциирующие с глаукофановыми сланцами (группа С), а также эклогиты группы А. Последние встречаются в виде включений в кимберлитах и базальтах и рассматриваются обычно как мантийные производные. На Фенноскандинавском щите такие породы известны, например, в кимберлитах Финляндии (Peltonen et al., 2002). В связи с находкой в метеоритном кратере Риес (Германия) жадеита (Odette, 1969) высказывается идея о существовании эклогитов (в том числе архейских) импактного происхождения (Abbot, Hagstrum, 2004).

Отсутствие до последнего времени эклогитсодержащих комплексов в архее было веским аргументом в пользу ограничений проявления тектоники плит в этот период истории Земли. Считается (Baeg, 1977; Green, 1975 и др.), что в архее из-за высокого геотермического градиента и сравнительно тонкой земной коры эклогиты не могли образоваться, и только в конце протерозоя (около 1000 млн лет) в литосфере возникли условия, необходимые для формирования этих пород. В литературе известны очень редкие случаи упоминания о предположительно архейских эклогитах: в Шотландии, в местности Гленелг (Alderman, 1936), в Канаде, в тектонической зоне Сноубёрд (Percival, 1994). Однако их древний возраст не был подтвержден изотопными методами, более того, современные геолого-геохронологические исследования в

комплексе Краманитуар – одном из сегментов тектонической зоны Сноубёрд Канадского щита (Sanborn-Battie et al., 2001) – показали, что субсинхронные процессы габбро-анортозитового магматизма, деформаций и НР-метаморфизма связаны с палеопротерозойской (~1,9 млрд лет) реактивизацией архейской структуры, а пик метаморфизма эклогитовой фации в породах Гленелг-Аттарейльского выступа коррелируется с Гренвиллской орогенией (Storey et al., 2003).

Таким образом, эклогиты из неоархейского метамеланжа в районе с. Гридино Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита являются первой в мире достоверной находкой архейских коровых эклогитов. Эклогиты являются важным индикатором проявления уже в это время глубокой субдукции и быстрого подъема (экстремации) коровых пород.

Основные выводы:

1. В Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита в районе с. Гридино установлены и описаны эклогиты и продукты их ретроградного декомпрессионного преобразования – симплектитовые эклогиты, радиологическое изучение цирконов из которых позволило определить их возраст как неоархейский 2720 ± 8 млн лет.

2. Эклогитсодержащий неоархейский комплекс этого района представляется как интенсивно мигматизированный меланж (хаотический комплекс). Эклогиты являются компонентами аллохтонной смеси обломков субстрата, представляющей собой ассоциацию интенсивно дезинтегрированных и перемещенных фрагментов пород, имеющих различный состав, генетическую природу и сформировавшихся в разных глубинных условиях. Это предполагает, что насыщение гранитоидным материалом происходило в ранее сформировавшийся меланж, что существенно усложнило его строение.

3. Протолитом эклогитов являются базиты, реже ультраосновные породы (пироксениты), которые по петрогохимическим особенностям сопоставимы с океаническими базитами (базальтами срединно-океанических хребтов, океанических плато).

4. Неоархейские эклогиты были образованы при $P = 14,0\text{--}17,5$ кбар и $T = 740\text{--}865$ °C на глубинах до 60–65 км, предопределяющих возможность проявления в этих условиях «теплой» субдукции. В ходе процесса ретроградной декомпрессии по эклогитам образуются симплектитовые эклогиты и гранат-клинопироксеновые амфиболиты.

ГЛАВА 7

ГЕОДИНАМИКА АРХЕЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ГЛАВНЫХ СТАДИЙ ИХ РАЗВИТИЯ

Благодаря полученным несколькими поколениями геологов данным о геологическом строении восточной части Фенноскандинавского щита, петрографических особенностях слагающих их пород, а также выполненным в последнее десятилетие геохронологическим и изотопно-геохимическим исследованиям главных структурно-вещественных комплексов созданы условия для проведения объективной корреляции эндогенных процессов в различных структурах. Они, наряду с данными об особенностях состава и геологической позиции структурно-вещественных комплексов, являются основой для палеогеодинамических реконструкций.

Совокупность всех данных показывает, что Беломорский подвижный пояс щита составляет ядро аккреционно-коллизионной системы, так как только здесь в позднем архее проявлены как аккреционные, так и масштабные коллизионные процессы. Вместе с тем эти события не были изолированными – они фиксируются и в других частях восточной части щита. Важно отметить также, что системы, аналогичные рассматриваемой, известны на других докембрийских щитах. Все это создает возможность сопоставления особенностей тектогенеза в архее и фанерозое.

7.1. КОРРЕЛЯЦИЯ АРХЕЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ И СОПРЯЖЕННОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Полученные геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные позволяют выделять четыре главные стадии формирования архейской структуры Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского кратона (рис. 137). Принципиально важно отметить, что в рассматриваемом регионе не установлены структурно-вещественные комплексы с возрастом, превышающим 2,9 млрд лет. Только в осадочных породах Чупинского палагнейсowego пояса (Бибикова и др., 2004), Суомуярвинского комплекса (Evins et al., 2002) и кварцитах Хизоваарской структуры (Кожевников и др., 2006) обнаружены зерна детритового циркона с возрастом древнее 3,1 млрд лет. Эти результаты согласуются с данными Sm-Nd систематики пород, которые указывают на наличие в их протолите относительно древнего компонента. Структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся до 2,9 млрд лет, широко развиты также в террейнах Водлозерском, Киянта, Иисалми, Рануа и Помокайра Карельского кратона (рис. 4).

Ранняя стадия (2,88–2,82 млрд лет) развития структуры Беломорского подвижного пояса маркируется вулканогенными и осадочными образованиями (рис. 138, А), входящими в состав Керетской структуры Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов (коматиит-

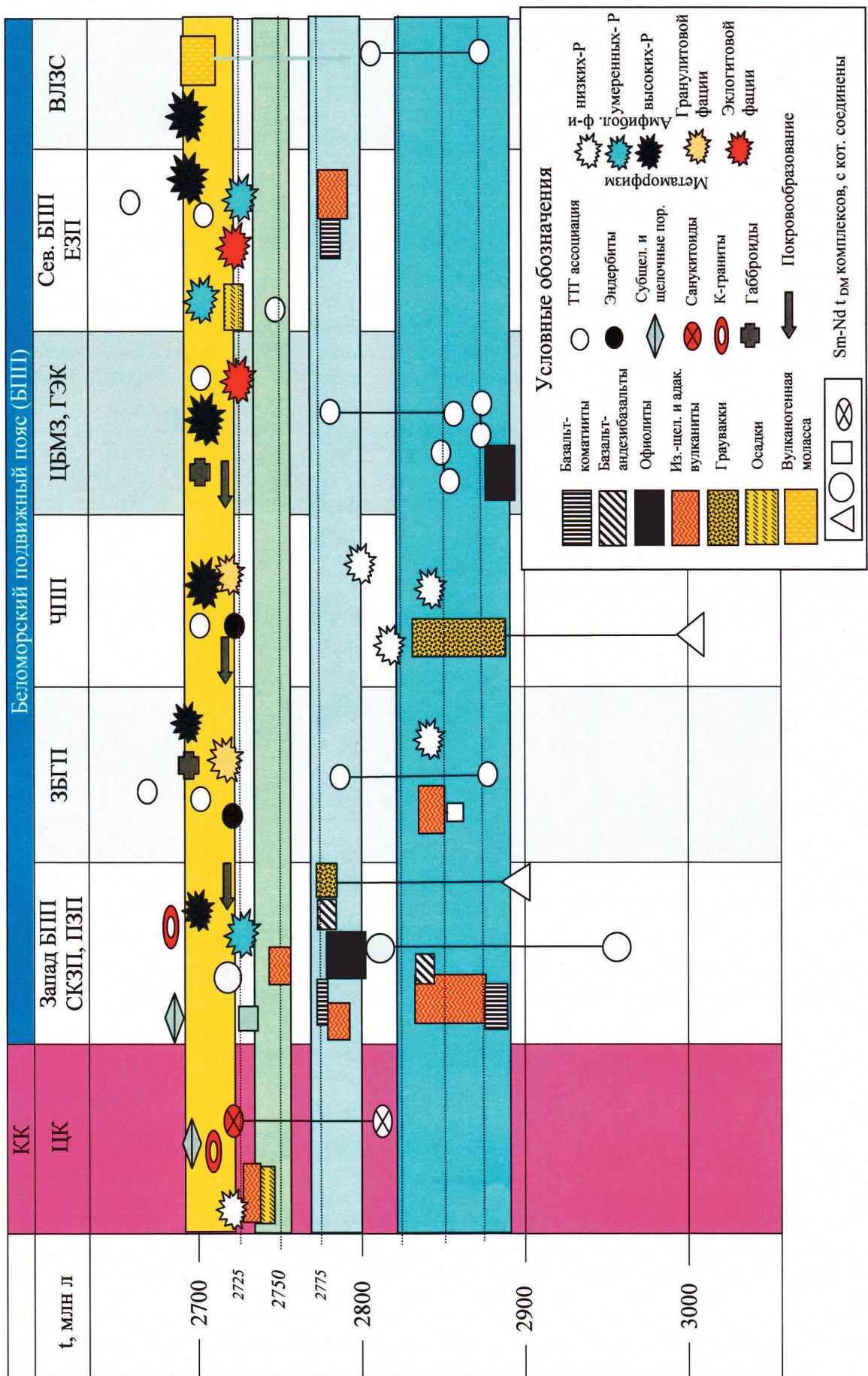
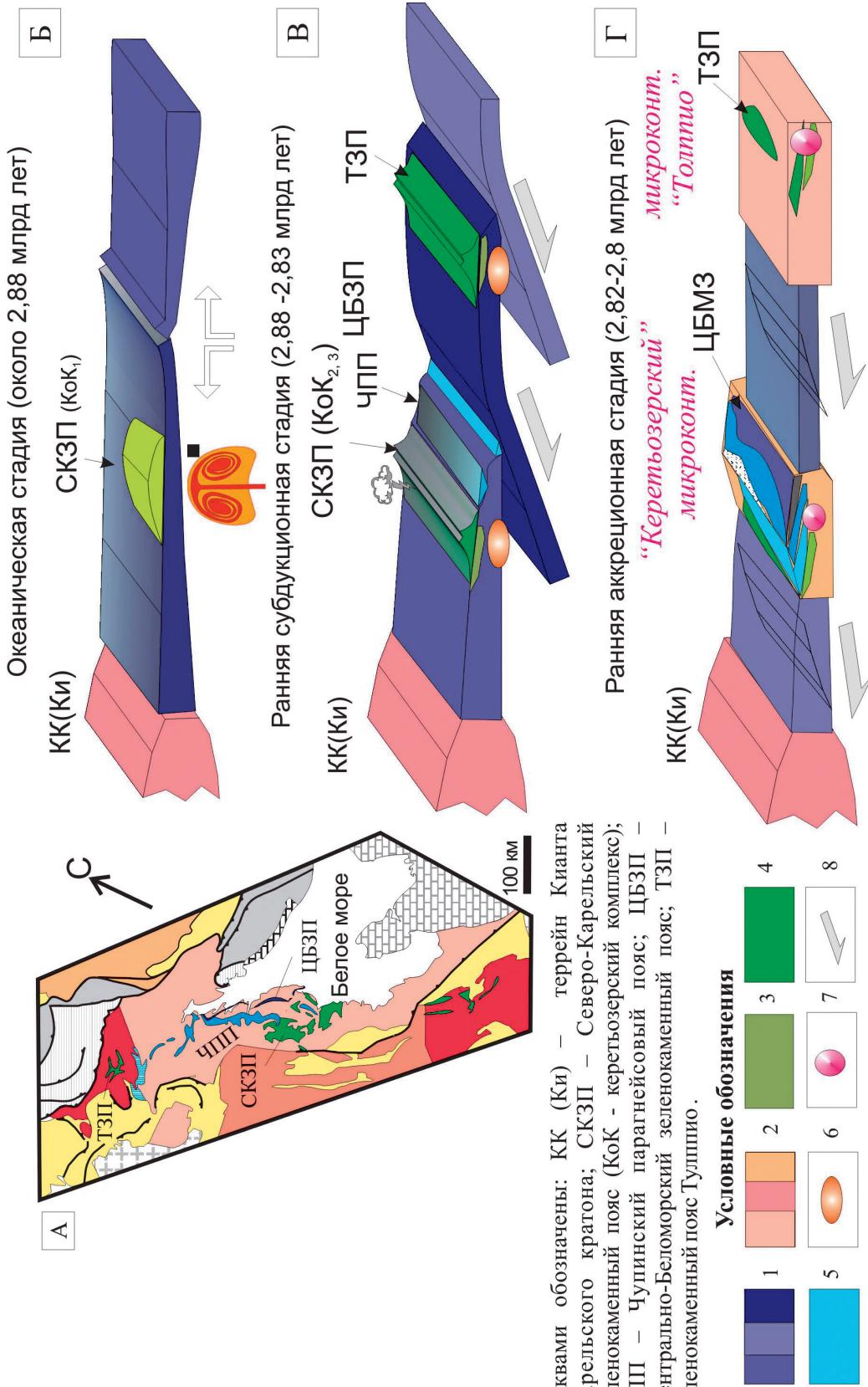


Рис. 137. Корреляция архейских зеленокаменных, парагнейсовых комплексов, гранитондов и метаморфизма в структурах: Центрально-Карельский террейн (ЦК) Карельский кратон (КК), Северо-Карельский зеленокаменный пояс (СКЗП), Пебозерский ЗП (ПЗП), Западно-Беломорский гранулитовый пояс (ЗБГП), Чупинский парагнейсовый пояс (ЧПП), Центрально-Беломорская мafическая зона (ЦБМЗ), Енкий ЗП (ЕЗП), Воче-Ламбинская зеленокаменная структура (ВЛЗС)



Буквами обозначены: КК (Ки) – террейн Кианта Карельского кратона; СКЗП – Северо-Карельский зеленокаменный пояс (КоК – карельзерский комплекс); ЧПП – Чупинский парагнейсовый пояс; ЦБЗП – Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс; ТЗП – зеленокаменный пояс Тулпии.

Рис. 138. Палеогеодинамические реконструкции периода 2,88–2,8 млрд лет:

А. Расположение структур, структурно-вещественных комплексов, которые используются для палеореконструкций периода 2,88–2,8 млрд лет:
усл. обозн. см. на рис. 5;

Б, В. Модель формирования аккреционной литосфера (различным цветом – в различных глифах); 2 – континентальная лигносфера; 3 – коматит-базальтовый плутоний вулканизм; 4 – островодужные вулканиты; 5 – осадки преддугового и трогового бассейнов; 6 – гранитоиды ТГГ ассоциации (древняя комплекса); 7 – аккреционный магматизм; 8 – наиболее вероятное направление движения плиты

толеитовая, дифференцированная андезибазальт-андезит-риолитовая, андезит-базальтовая с граувакками ассоциации), Чупинского парагнейсового пояса (метаграувакки), Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (океанический базит-гипербазитовый комплекс). Столь разнообразные по составу комплексы пород сформировались, как показывают данные об их изотопном возрасте, практически одновременно в период 2,88–2,82 млрд лет, т. е. они являются элементами латерального ряда, сопоставимого с рядами структурно-вещественных комплексов на конвергентных границах литосферных плит островодужного типа.

Формирование коматит-толеитовой ассоциации, входящей в состав зеленокаменного комплекса, происходило под воздействием мантийного плюма на океаническую литосферу. В этих условиях формируется комплекс, сходный с современными океаническими плато.

Метавулканиты средне-кислого состава известково-щелочной серии керетьозерского зеленокаменного комплекса (преобладающие в разрезе) по совокупности петрогохимических и фациальных особенностей интерпретируются как вулканиты развитой островной дуги. Субсинхронно с ними во фронтальной части системы формировалась андезибазальт-базальтовая ассоциация с прослойями граувакк. Совокупность данных вулканогенных ассоциаций служит индикатором вулканической островной дуги. Метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса, являющиеся частью латерального ряда, образовались за счет разрушения в области сноса (средне)-кислых вулканитов (составляют примерно 70% в составе источника), основных и ультраосновных пород. Эта ассоциация формировалась в преддуговом бассейне или троге данной системы на границе литосферных плит.

Базит-гипербазитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса интерпретируется как фрагмент океанической коры. В его составе установлены два типичных для океанических структурно-вещественных комплексов и охиолитов компонента: гипербазиты (апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты) и океанические толеитовые базальты. Можно предполагать, что еще одним его компонентом являются габброиды, но плохая степень сохранности первичных структур и текстур не позволяет доказать это надежно. Несмотря на то что в составе рассматриваемого комплекса не обнаружен такой существенный для понимания условий его формирования компонент, как ассоциация параллельных даек, он является надежным индикатором существования океанической литосферы с возрастом не моложе 2,85–2,88 млрд лет.

Таким образом, установленный мезоархейский латеральный ряд структурно-вещественных комплексов позволяет реконструировать следующую геодинамическую обстановку (в современной системе координат): в северном («керетьозерском») сегменте зоны субдукции океаническая литосферная плита погружалась с северо-востока на юго-запад под другую океаническую плиту (рис. 138, Б); в южном («сумозерско-кенозерском») сегменте этой системы субдукция, вероятно, происходила под континентальную плиту Водлозерского микроконтинента. Возможно, что на ранних стадиях взаимодействия плит произошло аккреция коматит-толеитовой ассоциации, и этот комплекс вошел в состав фундамента островной дуги. Близкий сценарий развития, но на основе иных первичных данных рассматривался ранее (Bogdanova et al., 1995; Gaál, Gorbatschev, 1987).

Зеленокаменный комплекс пояса Тулппио, вероятно, маркирует другую, располагающуюся к северо-северо-востоку (в современной системе координат) от керетьозерской конвергентной границы (рис. 138, Б, В), однако имеющиеся данные не позволяют сказать о ней что-то более определенное. Возможно, что две эти субдукционные системы были разделены зоной спрединга.

Развитие древней островодужной системы на границе литосферных плит завершается примерно 2,83–2,8 млрд лет назад (рис. 137; 138, Г), когда происходит акреция (скучивание) всех образовавшихся вулканогенных и осадочных комплексов, обдуцирование океанической коры, формирование ранней генерации диоритов, гранодиоритов и тоналитов, метаморфичес-

кие преобразования в условиях гранулитовой фации умеренных давлений. Кроме того, на завершающей стадии развития северной конвергентной границы (зеленокаменный пояс Тулппио) образуются даже массивы сиенитов (рис. 8), которые служат важным индикатором существования здесь развитой континентальной коры.

Таким образом, в период 2,88–2,83 (2,8) млрд лет, примерно за 50–80 млн лет, в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры – «керетьозерский» и «тулппио» микроконтиненты (рис. 138).

В период 2,8–2,78 и около 2,75 млрд лет формируются поздние (вторая и третья, соответственно) субдукционно-аккреционные системы, которые маркируются вулканогенными, осадочными и магматическими образованиями (рис. 137; 139, А). Они известны в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (хизоваарский и челозерский зеленокаменные комплексы), Енском и Пебозерском зеленокаменных поясах. В составе хизоваарского комплекса выделяются (см. раздел 2.1.1) следующие стратотектонические ассоциации: андезит-бонинит-базальтовая, супрасубдукционных офиолитов, осадочно-вулканогенная, средне-кислых вулканитов, базальтовая, коматит-толеитовая, грубообломочных осадков и парагнейсовая (метаграувакки).

Интерпретация имеющихся данных позволяет выделять, по крайней мере, две островодужные системы, сформировавшиеся в период 2,8–2,78 (рис. 139, Б). Одна из них – «хизоваарская» – располагалась (в современной системе координат) к юго-западу от образовавшегося ранее фрагмента континентальной земной коры («керетьозерского» микроконтинента), другая – «енская» – к северо-северо-востоку от него. Наиболее ранним образованием этой стадии развития системы является комплекс супрасубдукционный офиолитовый, фрагменты которого установлены в Ириногорской и Хизоваарской структурах. Позднее образуются известково-щелочные вулканиты среднего и кислого составов, маркирующие формирование зрелой вулканической островной дуги. Кроме того, в Хизоваарской структуре выделены близкие к ним по возрасту средне-кислые вулканиты адакитовой серии, образующиеся при плавлении относительно горячей (молодой) океанической литосфера (Martin, 1999). Наиболее детальная модель рассматриваемой конвергентной границы разработана В. Н. Кожевниковым (2000) и включает шесть основных фаз, в том числе формирование юной островной дуги, обдуцию супрасубдукционных офиолитов на островодужный комплекс, рифтинг в задуговой части, аккреционную и коллизионную (которая в настоящей работе трактуется как одна из фаз аккреции).

В Тикшозерском зеленокаменном поясе установлены метаграувакки (парагнейсовая стратотектоническая ассоциация Каликорвинской структуры и ее аналоги в Ириногорской), сформировавшиеся в преддуговом бассейне или троге. Субдукционная стадия развития данной островодужной системы завершается аккреционными событиями (рис. 139, В), одним из проявлений которых является обдуция ириногорского офиолитового комплекса, о чем свидетельствует образование меланжа в основании пластины. Возможно, что с поздними этапами аккреционного тектогенеза связано образование грубообломочных ассоциаций, обломочная часть которых состоит главным образом из вулканогенных и осадочных пород данной структуры. Вулканогенные образования Енского зеленокаменного комплекса, представленные толеитовыми базальтами и коматитами, а также андезитами – риолитами известково-щелочной серии, вероятнее всего, являются коллажем образований вулканической островной дуги и океанического плато, которые были аккредированы к «керетьозерскому микроконтиненту». Наиболее интенсивные процессы образования гранитоидов ТТГ ассоциации происходили в конце этой стадии.

Позднее (около 2,75 млрд лет) сформировался, вероятно, в субдукционной обстановке челозерский (и его аналоги) зеленокаменный комплекс.

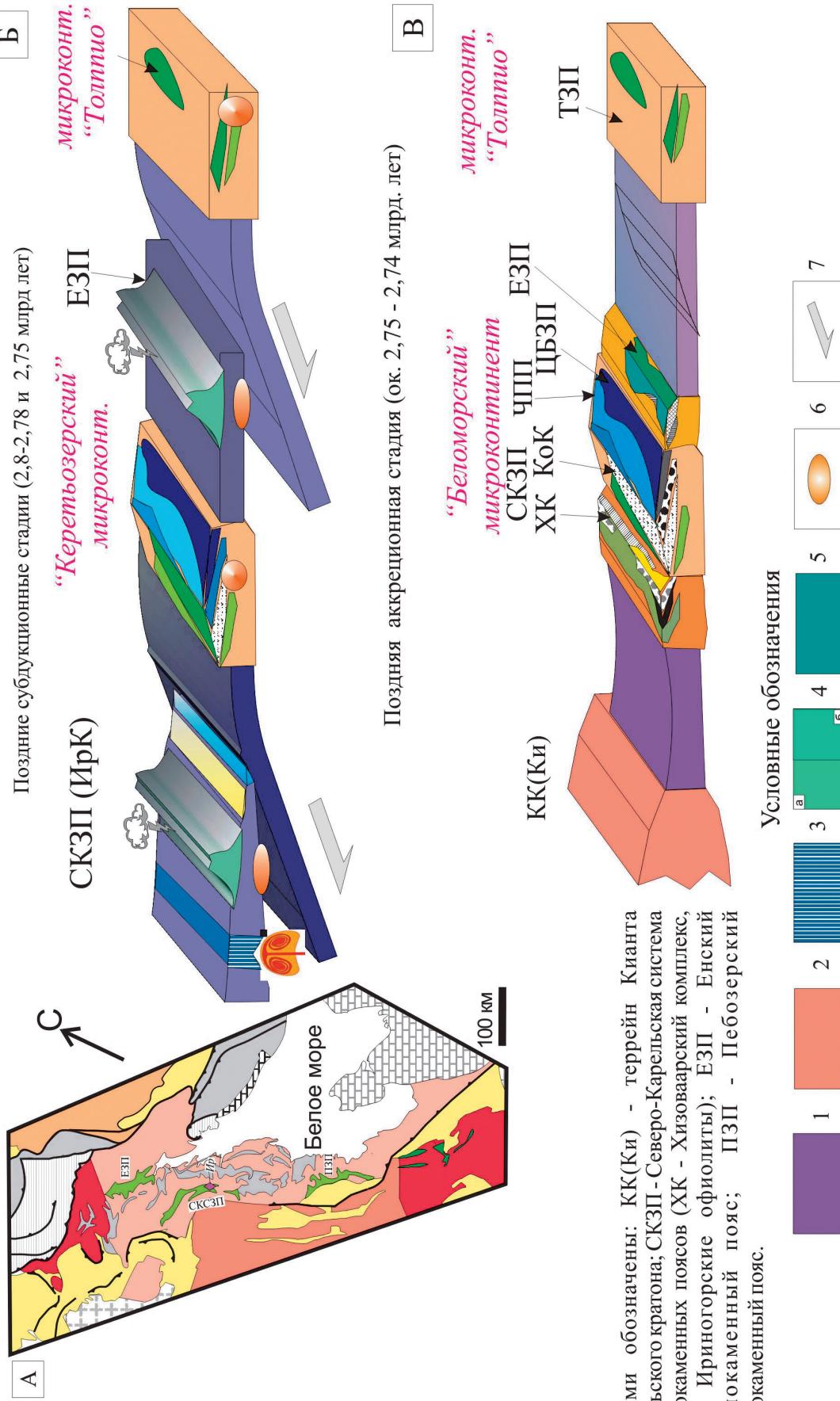


Рис. 139. Палеогеодинамические реконструкции периода 2,8–2,74 млрд лет:

А. Расположение структур, структурно-вещественные комплексы которых используются для палеореконструкций периода 2,8–2,74 млрд лет:

Б. Модель формирования аккреционно-коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита. Период 2,80–2,74 млрд лет:

1 – океаническая литосфера; 2 – континентальная литосфера; 3 – супрасубдукционные оphiолиты (Ириногорские); 4 – островодужные вулканиты (а – СКСЗ, б – ЕЗП);
 5 – осадки преддугового бассейна и трога; 6 – гранитоиды ГП ассоциации (поздняя компонента); 7 – наиболее вероятное направление движения плиты

Таким образом, в период 2,8–2,78 и около 2,75 млрд лет за счет субдукционно-аккреционных процессов произошло укрупнение «керетьозерского» микроконтинента путем прикрепления к нему с юго-запада комплексов «хизоваарской», «пебозерской» и «челозерской» островодужных систем, а с северо-востока – «енской» (рис. 139, В). В результате рассмотренных событий образовался «беломорский» микроконтинент. К северо-востоку от него, отделенный небольшой океанической литосферной плитой, располагался микроконтинент «тулппио». Их взаимодействие, вероятно, и предопределило дальнейшую историю развития региона, значительно отличающуюся от других структур Фенноскандинавского щита.

Следующая, именуемая «предколлизионной», стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосфера Беломорской системы фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) в западной части системы (Западно-Беломорский гранулитовый пояс) и эклогитового метаморфизма – в восточной (рис. 137; 140, А). Проявления метаморфизма и магматизма Западно-Беломорского гранулитового пояса маркируют глубокий срез активной окраины микроконтинента (рис. 140, А).

В обломках метамеланжа Гридинской тектонической пластины (см. гл. 6), отвечающих по составу океаническим толеитам и ультрабазитам, установлены проявления эклогитового метаморфизма. Последний является индикатором того, что породы океанической коры погружались в зоне субдукции на глубины более 60–65 км. Возраст цирконов, кристаллизовавшихся в условиях эклогитовой фации, – 2,72 млрд лет (см. гл. 6). Эклогиты были выведены (экструдированы) на коровий уровень в период между 2,72 и 2,7 млрд лет, но, скорее, ближе к первой цифре, так как вторая маркирует верхнюю возрастную границу формирования мигматизированного эклогитсодержащего меланжа.

Гранулитовый (нотозерский) и эклогитсодержащий (гридинский) комплексы сформировались, вероятно, в различных частях единой неоархейской субдукционной системы (рис. 140, А). Первые из них – в супрасубдукционной обстановке (в основании коры развитой островной дуги), вторые – непосредственно в зоне субдукции (Слабунов и др., 2007б; Slabunov et al., 2006б). Комплексы были совмещены в результате неоархейской коллизии.

В настоящее время не установлены вулканогенные комплексы, которые могли образоваться в процессе субдукции на этой стадии. Однако возраст пород, из которых образовались ксенолиты, пока не определен. Кроме того, вулканогенные образования зеленокаменных комплексов еще достаточно мало изучены в геохронологическом отношении, и вполне возможно, что среди них будут установлены и вулканиты данной стадии развития.

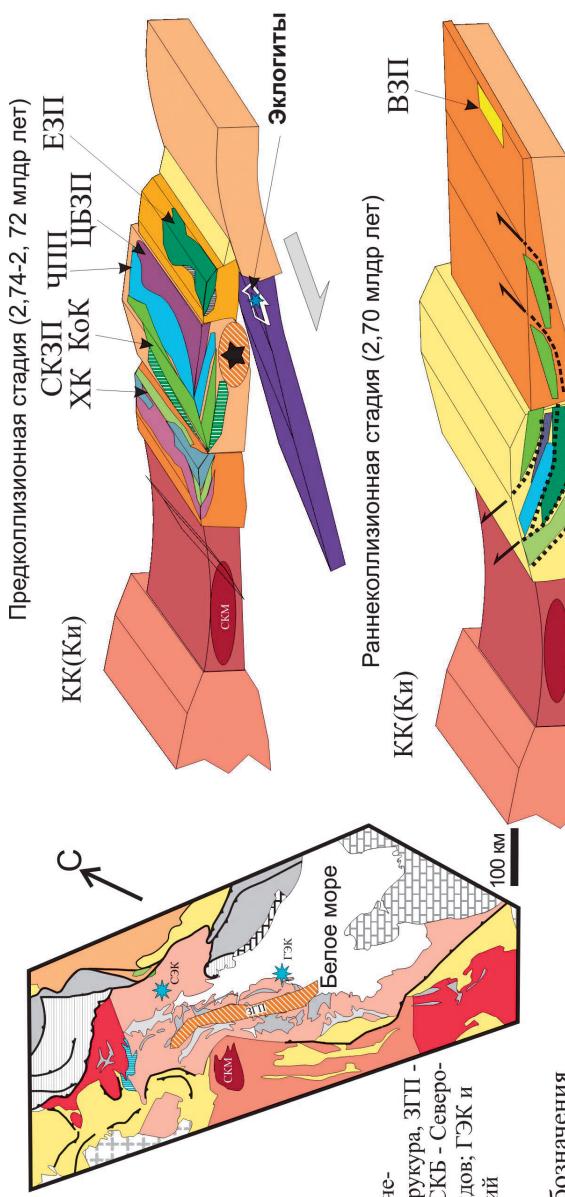
В это же время (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит (рис. 140, Б).

Начиная примерно с 2,71 (2,717–2,707) млрд лет, вслед за вышеназванными процессами, во всех частях Беломорского подвижного пояса фиксируется развитие покровно-складчатых структур, проявление высокобарического (кианитовой фации) метаморфизма, происходит интенсивное гранитообразование, в том числе формируются массивы лейкогранитов (рис. 137). Лейкограниты имеют геохимические характеристики коллизионных S-гранитов (см. гл. 5).

В западной части структуры на этой стадии формируются гранитогнейсовые купола, которые относятся к числу важных индикаторов коллизионной геодинамики (Федоровский, 1990). Рассмотренная совокупность процессов является показателем коллизионной геодинамики в период 2,71–2,7 (2,69) млрд лет (рис. 140, В–Г). Она возникла в результате затачивания в зону субдукции микроконтинента «тулппио» (рис. 140, Б, В).

Следствием коллизии является увеличение мощности коры и ее гравитационная неустойчивость. В результате позднеколлизионной стадии происходит распад орогена. Массивы лейкократовых габбро и дайкообразные тела габброидов с возрастом около 2,70 млрд лет, известные в западной части Беломорского подвижного пояса (Балаганский и др., 1989; Слабунов и др., 2006д, 2008), вероятно, сформировались в условиях растяжения и маркируют эту стадию

А



Б

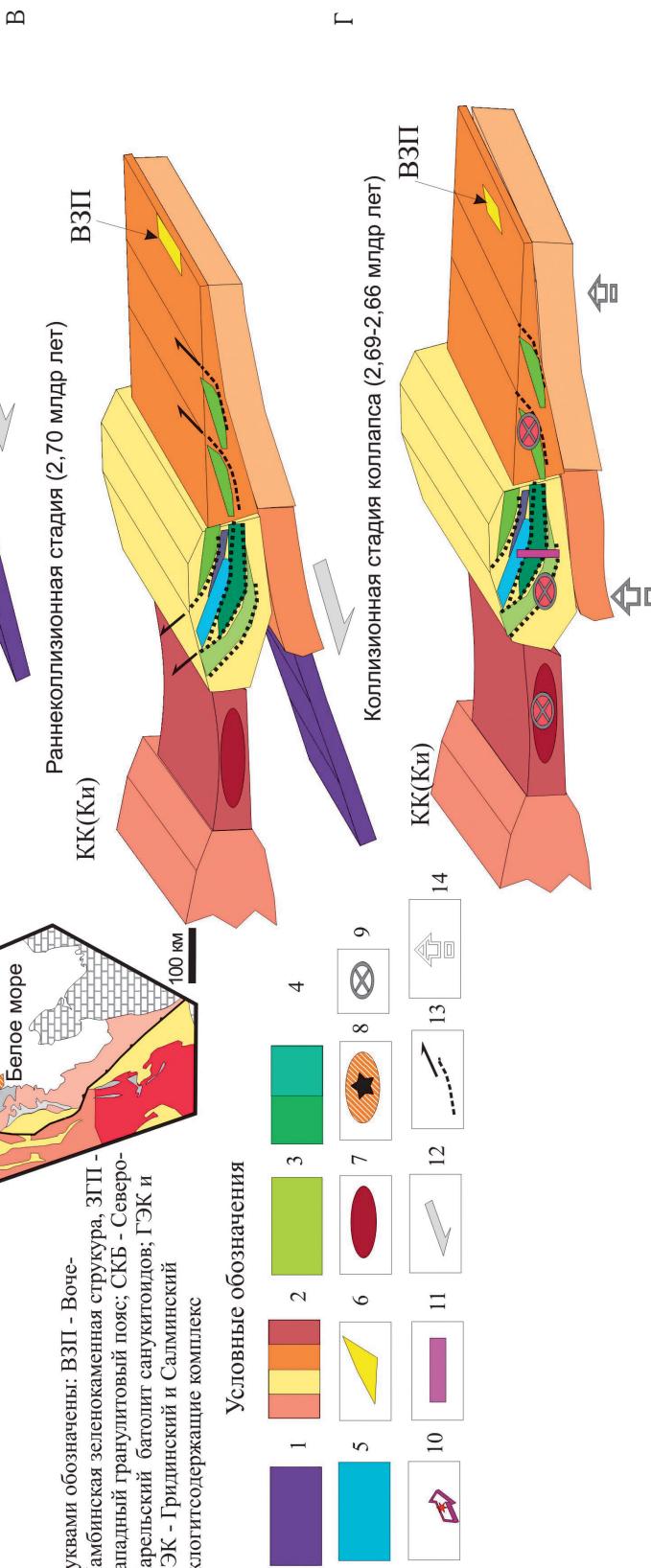


Рис. 140. Палеогеодинамические реконструкции периода 2,74–2,58 млрд лет:

А. Расположение структур, структурно-вещественные комплексы которых используются для палеореконструкций периода 2,7–2,58 млрд лет;

Б–Г. Модель формирования аккреционно-коллизионной системы восточной части Балтийского щита. Период 2,7–2,58 млрд лет:

1 – океаническая литосфера; 2 – континентальная литосфера; 3 – коматиг-базальтовый вулканизм; 4 – острводужные вулканиты; 5 – аккреционная призма; 6 – вулканогенная молassa; 7 – санукитоидный магматизм; 8 – гранулиты умеренных давлений; 9 – гранитоиды (субшелочные, пластиомикроклиновые); 10 – направление экстумации эклогитов; 11 – лейкогаббро стадии коллапса; 12 – направление субдукции; 13 – покровы и надвиги; 13 – взрывание

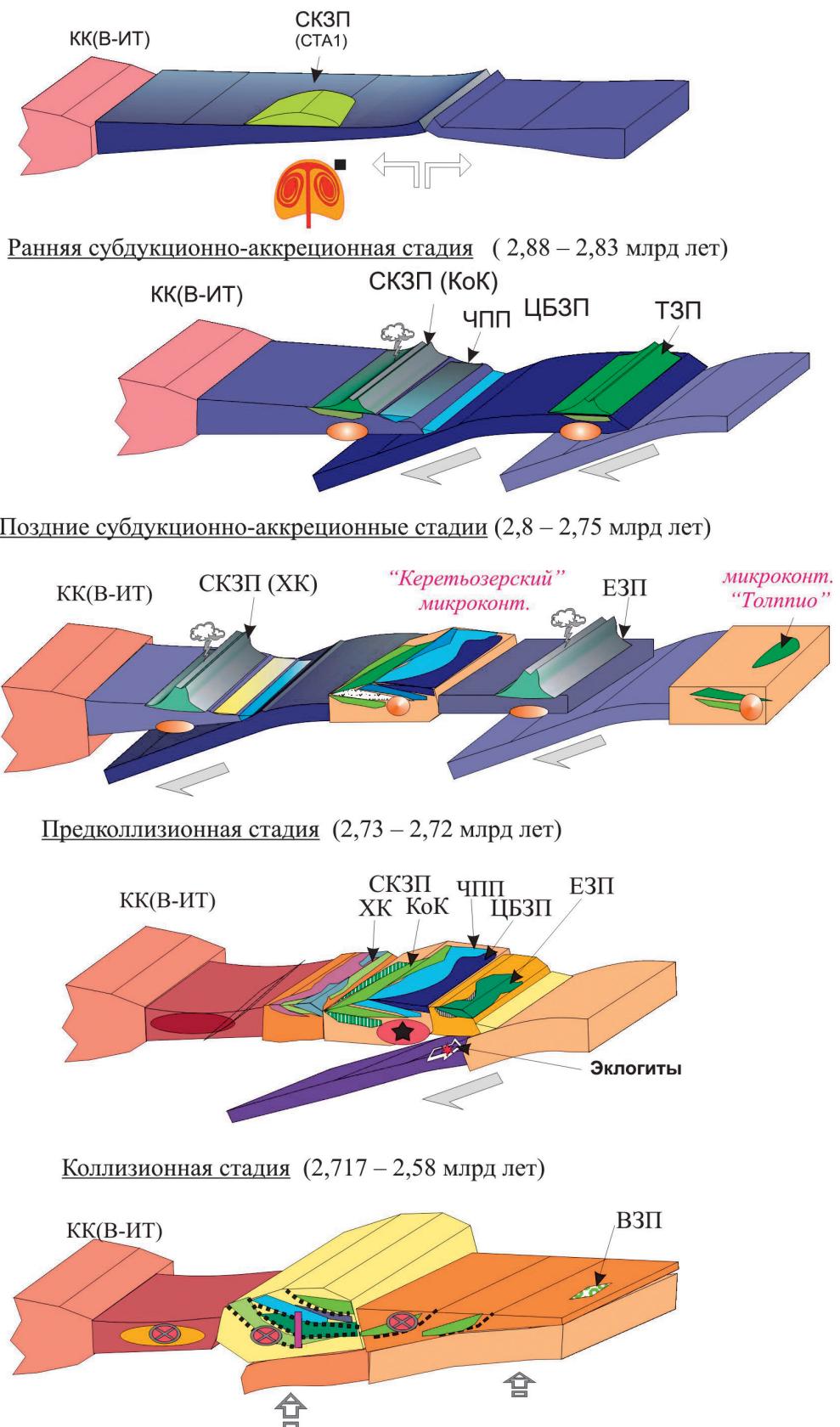


Рис. 141. Главные стадии формирования неоархейского Беломорского коллизионного орогена в период 2,88–2,58 млрд лет (палеогеодинамическая модель)

развития системы. Она сопоставима с четвертой стадией развития орогенических поясов (Dewey, 1988), когда в условиях растяжения и утонения литосферы происходит увеличение объема основного магматизма за счет частичного плавления мантии, проявляется высокотемпературный метаморфизм, кислый магматизм. Однако лишь единичные находки образований этого этапа не дают возможности определить масштабы и особенности его проявления.

Важным индикатором этой стадии является также образование на периферии системы структур, заполненных вулканитами и грубообломочными осадками (ее примером может быть Воче-Ламбинский зеленокаменный комплекс, время формирования которого, вероятнее всего, близко к этому периоду) (см. гл. 2). Вместе с тем отсутствие значительных объемов грубообломочных комплексов этого возраста не дает оснований считать, что образовалось крупное горное сооружение. На завершающем этапе развития системы происходит формирование разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных, примером которых служит, в частности, юковский комплекс (рис. 140, В).

В период между 2,58 и 2,5 млрд лет в восточной части Фенноскандинавского щита наблюдается значительное снижение тектоно-термальной активности.

Обстановка кардинально меняется примерно 2,5–2,45 млрд лет назад, когда в восточной и северо-восточной частях Фенноскандинавского щита фиксируется проявление континентального рифтогенеза (Балаганский и др., 1998; Куликов, Куликова, 1985; Рыбаков и др., 1999, 2000; Слабунов и др., 2001; Шарков и др., 2000; Lahtinen et al., 2008). Это событие знаменует начало нового этапа эволюции литосферы – палеопротерозойского цикла Вилсона (Балаганский, 2002).

Полученные данные позволяют выделить следующие главные стадии развития литосферы Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского неоархейского кратона Фенноскандинавского щита в период с 2,88 до 2,58 млрд лет, т. е. на протяжении 300 млн лет (рис. 141):

- 1) начальную (до 2,88 млрд лет), когда формировалась, главным образом, океаническая литосфера, небольшим фрагментом которой является базит-гипербазитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса;
- 2) раннюю субдукционно-аккреционную (2,88–2,82 млрд лет), когда сначала в связи с процессами субдукции образовались компоненты новой континентальной коры, а позднее в результате их акреции – два микроконтинента («керетьозерский» и «тулппио»);
- 3) поздние субдукционно-аккреционные (2,8–2,75 млрд лет), когда на конвергентных границах литосферных плит продолжилось образование новых фрагментов сиала, которые в дальнейшем нарастили «керетьозерский» блок континентальной коры, и сформировался «беломорский» микроконтинент;
- 4) предколлизионную (2,73–2,71 млрд лет), когда происходит смена субдукции под край «беломорского» микроконтинента на его коллизию с микроконтинентом «тулппио»;
- 5) раннюю коллизионную (2,71–2,7 млрд лет), когда в процессе взаимодействия двух микроконтинентов формируется коллизионный ороген гималайского типа;
- 6) позднеколлизионную (2,7–2,6 млрд лет), когда происходит коллапс образовавшегося орогена, сопровождающийся базитовым магматизмом, формированием комплексов, сопоставимых с вулканогенной молассой.

7.2. КОРРЕЛЯЦИЯ АРХЕЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В СТРУКТУРАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Беломорский подвижный пояс составляет ядро неоархейской аккреционно-коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита, которая, в свою очередь, является частью более крупной архейской геодинамической системы. Ее образования сохранились к западу от аккреционно-коллизионной системы в пределах Карельского неоархейского кратона

(западная Карелия и восточная Финляндия). Архейские структурно-вещественные комплексы формируют также значительную часть Кольского подвижного пояса и Мурманского неоархейского кратона (рис. 1, 136, см. гл. 1), однако эти структуры отделены от Беломорской провинции Лапландско-Кольской палеопротерозойской коллизионной сутурой (Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2006; Минц и др., 1996; Ранний..., 2005). Значительная часть последней сложена ювенильными палеопротерозойскими образованиями, что усложняет корреляцию геологических событий в Беломорском подвижном поясе и структурах Кольского п-ова, так как в архейское время они могли быть составными частями различных геодинамических систем (Bleeker, 2003).

В период 3,5–3,1 млрд лет (рис. 142) возникли первые (или первый) «острова сиала» Фенноскандинавского щита – Водлозерский террейн на юго-востоке и два-три небольших блока в Центральной и Северной Финляндии (Лобач-Жученко и др., 1989, 2000а, 2001; Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2006г; Glebovitsky, 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 1993; Slabunov et al., 2006b; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2004).

На этапе 3,1–2,95 млрд лет начинается формирование новой континентальной коры, комплексы-индикаторы этого процесса установлены главным образом в зеленокаменных комплексах вокруг Водлозерского домена и в меньшей степени на северо-западе Карельского кратона. Следует также обратить внимание (рис. 142) на проявление гранулитового метаморфизма и основного магматизма, непосредственно предшествующих корообразующим процессам. Эти события могут быть индикаторами начавшегося распада древнейшего континента. Наиболее полно история этапа отражена в Ведлозерско-Сегозерской системе зеленокаменных поясов, которая является древнейшим на щите аккреционным орогеном (Ранний..., 2005; Светов, 2005). 3,05–3,0 млрд лет назад здесь возникли энсиалическая вулканическая дуга и глубоководный задуговыйprotookeанический бассейн (Светов, 2005), маркирующие конвергентную границу литосферных плит. На другой конвергентной границе плит в это же время формировались вулканиты, известные как группа Лоума в зеленокаменной структуре Суомуссалми.

Под воздействием мантийных плумов в океанической обстановке формировались базальты и коматиты океанических плато, а на краю микроконтинента – субконтинентальные платобазальты, сохранившиеся в Сумозерско-Кенозерском (Puchtel et al., 1998) и Южно-Выгозерском (Лобач-Жученко и др., 1999; Arestova et al., 2003) зеленокаменных поясах, соответственно. Возможно, что базальт-коматитовая ассоциация керетьозерского зеленокаменного комплекса Беломорского подвижного пояса сформировалась в этот период в сходной геодинамической обстановке. На этом же этапе начался рост континентальной (или субконтинентальной) коры в террейне Кианта, где установлены гранитоиды с Sm-Nd модельным возрастом до 3,05 млрд лет (Лобач-Жученко др., 2000а; Käpyaho et al., 2006; Martin et al., 1983; Slabunov et al., 2000).

В интервале 2,95–2,85 млрд лет рост континентальной коры устанавливается на основании структурно-вещественных комплексов, развитых в юго-восточной части Карельского кратона и в Беломорском подвижном поясе (рис. 142). Среди пород Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов на западе Водлозерского терреяна установлены вулканиты известково-щелочной серии, образовавшиеся в островодужной обстановке в процессе субдукции. Во фронтальном бассейне этой системы отлагались осадки, образовавшиеся за счет разрушения края микроконтинента, а в тыловом – молодой вулканической дуги (Светов, 2005). С завершением развития данной аккреционной системы связано образование самых древних двуполевошпатовых гранитов. В северной Финляндии в пределах зеленокаменного пояса Тулппио отмечены гранитоиды с возрастом около 2,9 млрд лет.

Наиболее активно формирование континентальной коры в восточной части Фенноскандинавского щита происходило начиная с 2,88 млрд лет. В период 2,88–2,75 млрд лет

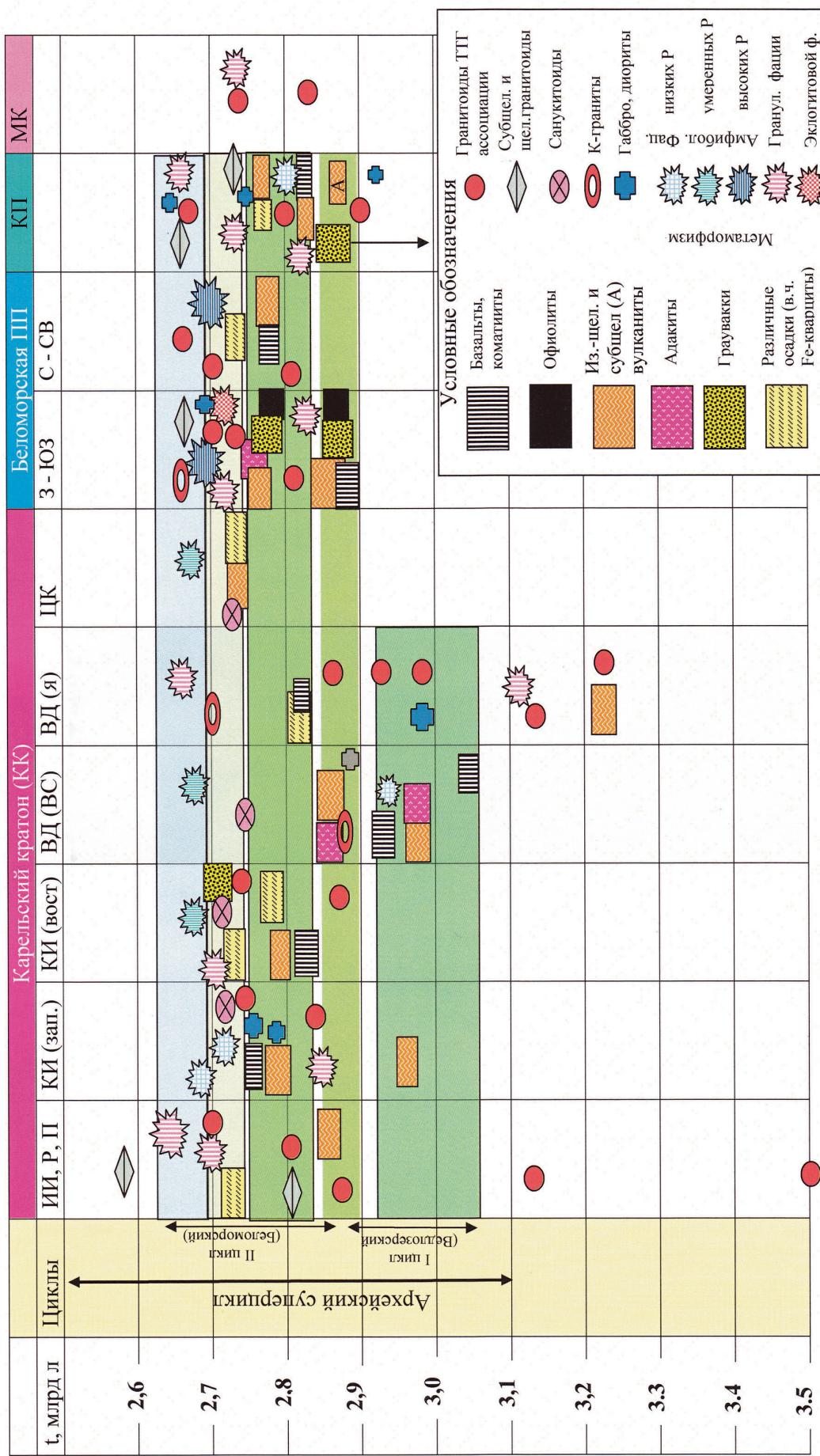


Рис. 142. Корреляция архейских зеленокаменных, парагнейсовых, гранитоидных, гранитовых, гранитокаменных зеленых пород в террейнах (ИИ – Ийсалми, Р – Рануа, П – Помокриан, КИ – Кианта (зап. – западная часть, вост. – восточная), ВД (ВС) – Ведлозерско-Сегозерский ЗП Водлозерского террейна, ВД(я) – ядерная часть Водлозерского террейна, ЦК – Центрально-Карельский) Карельского кратона (КК), Беломорском (З-ЮЗ – западная – юго-западная часть, С-СВ – север-северо-восточная часть) подвижном поясе и Кольской (КП) провинции, Мурманском неоархейском кратоне Фенноскандинавского щита

формируются субдукционные комплексы Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса на восточной окраине Водлозерского микроконтинента, Северо-Карельского пояса в Беломорской провинции. В этот период, таким образом, к северу и востоку от Водлозерского микроконтинента образовалась, вероятно, единая зона субдукции, прослеживающаяся более чем на 500 км (рис. 138, А). В ней формировались вулканиты известково-щелочной и ада-китовой серий, супрасубдукционные офиолиты, граувакки преддугового бассейна и трога, акреционные комплексы. На западном (в современной системе координат) борту океана в этот период формируются базальт-коматитовые, дацит-риолитовые, габброидные, осадочные (включая железистые кварциты) комплексы зеленокаменных поясов Кухмо-Суомуссалми и Костомукшского. Одни авторы интерпретируют эти структуры как внутриконтинентальные рифты (Лобач-Жученко и др., 2000б, 2001; Luukkonen, 1988), а другие – как коллаж океанических (типа плато), субдукционно-обдукционных и акреционно-коллизионных образований (Кожевников, 2000; Самсонов и др., 2001; Piirainen, 1988; Puchtel et al., 1997). В этот период формировался также протолит континентальной коры Центрально-Карельского террейна, в которым модельные Nd возрасты пород, как правило, не превышают 2,9 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000а). В этот же период формируется континентальная кора террейнов Кольской провинции (рис. 142). Таким образом, именно за рассматриваемые 130–150 млн лет образовалась большая часть сиалической коры восточной части Фенноскандинавского щита.

Главные эпизоды преобразования земной коры региона происходили в период 2,74–2,58 млрд лет. В это время на территории Беломорской провинции архейская эволюция завершается коллизией, которая привела к образованию коллизионного орогена с мощной континентальной корой. В пределах Карельского кратона в этот период преобладают условия сжатия, реализующиеся часто в виде разрывных нарушений с транспрессионной динамикой (Володичев, 2001, 2002а–в), происходит внедрение разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных, санукитоидов, образуются бассейны, наполненные вулканогенно-осадочными комплексами, а также кислыми и средними вулканитами (рис. 142). Примерами последних являются сланцевые пояса Иломантси, Хедозерско-Большозерский и Гимольский. В этот период в пределах Карельской провинции формируются гранулитовые комплексы, отражающие акреционные процессы на границах литосферных плит (Hölttä et al., 2000а, б). Они субсинхронны с коллизионными событиями в Беломорской акреционно-коллизионной системе (рис. 142).

Генерация архейской сиалической коры Фенноскандинавского щита была связана, главным образом, с субдукцией литосферных плит (Бибикова и др., 1999б; Кожевников, 2000; Минц, 1998; Щипанский, 2005; Bogdanova et al., 1995; Gaál, Gorbatschev, 1987; Ruotoistenmäki, 1996; Slabunov, Bibikova, 2001) при значительной роли мантийных плутонов (Лобач-Жученко и др., 1999; Шарков и др., 2000; Puchtel et al., 1996, 1998), а ее структура формировалась в ходе акреционных и коллизионных процессов (Володичев, 1990, 2001, 2002б, в; Глебовицкий и др., 1996; Кожевников, 1999, 2000; Миллер, 1988; Миллер, Милькевич, 1995).

Таким образом, Беломорская акреционно-коллизионная система (коллизионный ороген) является ядром неоархейского Карельско-Беломорского-Кольского орогена, структурно-вещественные комплексы которого составляют Карельский архейский кратон, Беломорский подвижный пояс, Кольскую провинцию. Для оценки масштаба Беломорского коллизионного орогена важно отметить, что данная структура имеет продолжение на сотни километров на юг и фиксируется по восточной границе Фенноскандинавского сегмента фундамента Восточно-Европейской платформы (Минц, 2007; Минц и др., 2007а).

7.3. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ НЕОАРХЕЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Во второй половине XIX столетия было показано, что существуют общие закономерности эволюции складчатых (орогенических) поясов, несмотря на то, что каждый из них обладает индивидуальными особенностями развития. В рамках учения о геосинклиналях была разработана модель их стадийного развития, которая с появлением теории литосферных плит получила принципиально новую трактовку, согласующуюся со многими эмпирическими данными. Последовательная смена геодинамических обстановок во времени и пространстве при эволюции литосферы в рамках этой теории всесторонне рассматривается во многих обобщающих работах по геодинамике (Добрецов и др., 2001; Дьюи, Берд, 1974; Хайн, Божко, 1988; Хайн, Ломизе, 1995). Эта последовательность называется суперконтинентальный цикл, или «цикл Вилсона» в честь Дж. Т. Вилсона, изложившего основы идеи в 60-е годы прошлого века (Wilson, 1966). Классический цикл Вилсона включает в себя следующие основные этапы: формирование горячих точек на континентах и океанах, континентальный рифтогенез, межконтинентальный рифтогенез, стадию молодого океана, стадию зрелого океана, сокращение и закрытие океана, сопровождающееся коллизией плит (Словарь-справочник..., 1993). Его продолжительность оценивается в 400–700 млн лет (Божко, Баркин, 2002; Добрецов и др., 2001; Хайн, 2001, 2003).

Обобщение имеющихся в настоящее время данных позволяет выделять пять основных стадий развития литосферы орогенических поясов (Добрецов и др., 2001): начальную, раннюю, среднюю (коллизионную), позднюю (постколлизионную) и завершающую.

Начальная стадия характеризуется рифтингом континентов, их расколом, зарождением и развитием океанической литосферы. Продолжительность этой стадии может быть до 200 млн лет, о чем свидетельствует тот факт, что, по крайней мере, в настоящее время в Атлантическом и Индийском океанах возраст океанической коры около их пассивных окраин не превышает 160–170 млн лет (Дубинин, Ушаков, 2001).

Ранняя стадия эволюции начинается с формирования зон (или зоны) субдукции и соответственно маркирующих их вулканических островных дуг или активных континентальных окраин (хотя субдукция, как известно (Хайн, 1995), необязательно сопровождается генерацией магмы). На этой стадии в процессе субдукции происходит образование вещества новой сиалической коры и последующее усложнение ее структуры в результате аккреционных процессов, продолжается формирование океанической коры при спрединге в срединно-оceanических хребтах и задуговых бассейнах, а на пассивных окраинах континентов образуются осадочные комплексы. О продолжительности данной стадии можно судить на основании того факта, что существование зон субдукции в обрамлении Тихого океана фиксируется на протяжении более 150 млн лет, при этом продолжительность развития (от заложения до перескока зоны субдукции) конкретной островной дуги составляет 30–50 млн лет.

Средняя (коллизионная) стадия (или раннеорогенная по: Хайн, Ломизе, 1995) начинается со столкновения (коллизии) образовавшихся на предыдущей стадии или существовавших до этого блоков сиалической коры (типа островная дуга – островная дуга, островная дуга – микроконтинент (или континент)). В дальнейшем последовательно происходит сокращение площади океана, а на заключительном этапе – столкновение типа континент – континент и полное закрытие океана. Таким образом, лейтмотивом этой стадии является региональное сжатие и формирование покровно-складчатой структуры поясов, при этом образуются такие индикаторные комплексы и структуры, как покровы (в том числе при участии офиолитов), олистостромы, метаморфиты высокого давления, морские молассы, коллизионные граниты, ранние гранитогнейсовые куполы.

Ранняя (коллизионная) стадия может охватывать интервал около 60–90 млн лет и состоять из ряда кратковременных (10–15 млн лет) эпизодов.

Поздняя (постколлизионная) стадия, граница которой с предыдущей не всегда отчетлива, начинается с массового внедрения позднеколлизионных гранитов. В этот период завершается формирование гранитогнейсовых куполов и континентальных, часто вулканогенных молассовых прогибов и эпиорогенных рифтов. Происходит увеличение темпов воздымания возникших покровно-складчатых сооружений и неизбежная смена сжатия растяжением коллизионной системы (тафрогенная стадия по: Хайн, Ломизе, 1995). Продолжительность поздней (постколлизионной) стадии оценивается в первые десятки (до 60) млн лет.

Завершающая стадия характеризуется формированием крупных постколлизионных бассейнов озерного или мелководного морского происхождения. В целом ей не свойственно проявление вулканизма, хотя проявления ареалов щелочного и бимодального вулканизма, связанных с горячими точками, отмечаются. Продолжительность этой стадии около 150 млн лет.

Считается (Добрецов и др., 2001 и др.), что рассмотренная стадийность наблюдается в поясах моложе 1800–2000 млн лет. Вместе с тем по мере накопления новых данных, прежде всего геохронологических, по раннедокембрийским (палеопротерозойским и архейским) комплексам появляются основания распространить указанные закономерности и на этот период истории Земли (Божко, Баркин, 2002; Хайн, 2003).

Кроме рассмотренной цикличности развития литосферы первого порядка (цикла Вилсона), установлены циклы более низких порядков: циклы Бертрана с периодичностью 150–200 млн лет, Штилле (или «главная геологическая периодичность» по: Добрецов, 1995) – около 30 млн лет (Хайн, 2001). Под циклом Бертрана понимается последовательность закономерно сменяющих друг друга в пространстве и времени геодинамических обстановок, когда происходит раскрытие и последующее закрытие малых океанических бассейнов или окраинных морей, и только в рамках последнего в данной серии циклов, совпадающего с окончанием цикла первого порядка, происходит закрытие крупного океанического бассейна и коллизия континентов. Цикличность третьего порядка (циклы Штилле) связана с закономерностями формирования отдельных структурных элементов орогенических поясов, например, островодужных систем.

В какой мере данные об истории формирования земной коры восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея сопоставимы с закономерностями формирования фанерозойских орогенических поясов?

Как было показано, в составе неоархейской аккреционно-коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита выделяются такие комплексы, как офиолитовые, островодужные и окраинноконтинентальные вулканиты, преддуговых бассейнов и трогов, эклогит-содержащие, лейкократовые коллизионные граниты и мигматиты, вулканогенно-грубообломочные (молассоподобные). Именно такие структурно-вещественные комплексы характерны для типичных краевых орогенических поясов, образующихся в фанерозое. На основании этого сходства можно достаточно уверенно проводить палеогеодинамические реконструкции в архее восточной части Фенноскандинавского щита, руководствуясь принципами актуализма. Вместе с тем нельзя не отметить, что среди архейских образований региона широко распространены вулканиты коматитовой серии – столь типичные для древнейших комплексов и редкие для фанерозойских, а также железистые кварциты. Эти породы являются индикатором того, что в раннедокембрийский период истории Земли по сравнению с фанерозойским существовали определенные отличия (Моралев, Глуховский, 2001) в состоянии ее мантии, гидросферы и атмосферы. Однако эти отличия не были столь значительными, чтобы реализовывался принципиально иной геодинамический сценарий.

Корреляция геологических процессов в восточной части Фенноскандинавского щита дает возможность оценить последовательность и продолжительность формирования литосферы во второй половине архея и сопоставить общие черты ее эволюции в этот период и в фанерозое.

Наиболее древние (3,5–3,2 млрд лет) комплексы щита, состоящие главным образом из гранитоидов ТТГ ассоциации (хотя в их составе выделяются базиты и гнейсы), образуют несколько небольших блоков (самый крупный из которых – Водлозерский) по периферии Карельского неоархейского кратона (рис. 4). Эти древние блоки в настоящее время разделены, но вполне возможно, что к моменту распада они составляли единое целое – своеобразный «остров сиалия», а вместе с другими островами могли входить в состав древнейшего суперконтинента, существование которого предполагается рядом исследователей (Борукаев, 1985; Bleeker, 2003).

Распад «острова» начался, вероятно, около 3,1 млрд лет назад. Следует отметить, что для надежного выделения этой стадии развития фактов пока мало. Однако показателями рассматриваемых событий могут быть дайкообразные тела базитов (амфиболитов) с возрастом около 3,1 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 1989), известные в пределах Водлозерского террейна, и проявления здесь же высокотемпературного метаморфизма близкого возраста. Между бывшими частями «острова сиалия», вероятно, сформировалась океаническая литосфера. Косвенными свидетельствами этого являются следующие факты: между древними блоками коры не установлены породы, Sm-Nd модельный возраст которых превышает 3,1 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000а; Käryaho et al., 2006), т. е. имеющие в протолите вещество с длительной коровой предысторией; вместе с тем обнаруживаются базальт-коматитовые ассоциации, формировавшиеся в условиях, сопоставимых с океаническими плато. Продолжительность ранней стадии развития литосферы (от распада континента до появления признаков субдукции) весьма условно может быть оценена в 50 млн лет. В фанерозойских системах она имеет близкую продолжительность: от нескольких десятков до 200 млн лет.

Следующая стадия формирования литосферы, зафиксированная в зеленокаменных комплексах Ведлозерско-Сегозерского пояса, началась около 3,05 млрд лет назад, когда около западной (в современной системе координат) окраины Водлозерского блока континентальной коры заложилась первая энсиалическая островодужная система. Эта геодинамическая система завершила развитие 2,85 млрд лет, и в результате из новообразованных фрагментов сиалия образовался древнейший в регионе аккреционный ороген, амальгамировавшийся к древнему микроконтиненту. Данная фаза формирования литосферы (Светов, 2005), продолжительностью около 200 млн лет, в цепи последующих событий может рассматриваться как 1-й цикл второго порядка (рис. 142) и сопоставляться с циклом Бертрана.

Около 2,88 млрд лет назад, как уже было показано, к северо-востоку от Водлозерского микроконтинента образуются, по крайней мере, две зоны субдукции. Одна из них, протяженностью не менее 500 км, маркируется островодужными вулканитами соответствующего возраста Сумозерско-Кенозерского и Северо-Карельского зеленокаменных поясов, а другая, менее протяженная, – вулканитами пояса Тулппио. В течение примерно 100 млн лет (с 2,88 до 2,78 млрд лет) здесь в результате, по крайней мере, двух-трех фаз субдукционно-аккреционных событий происходит формирование новой сиалической коры и микроконтинентов из нее (рис. 138, 139). Естественным продолжением этой стадии является и формирование островодужных вулканитов с возрастом в 2757 ± 13 млн лет (Алексеев и др., 2004) чалозерского комплекса в Тикшозерском зеленокаменном поясе. Кроме того, в предколлизионную стадию (около 2,73–2,71 млрд лет) в Беломорском подвижном поясе фиксируются комплексы-индикаторы существования активной континентальной окраины (Лобач-Жученко и др., 1995; Слабунов и др., 2007в).

Около 2,72 млрд лет назад в восточной части Фенноскандинавского щита в западном домене Беломорской провинции фиксируются первые проявления высокобарического метаморфизма – одного из индикаторов коллизионных процессов. Это означает, что к этому времени завершилась ранняя стадия развития литосферы и началась следующая – средняя, или коллизионная. Таким образом, ранняя стадия развития литосферы восточной части Фенноскандинавского щита, основным мотивом которой является сокращение океанической литосферной плиты (плит) за счет формирования новой континентальной, имеет продолжительность около 340 млн лет. Эта стадия по совокупности происходящих событий аналогична ранней (Добрецов и др., 2001), или зрелой (Хайн, Ломизе, 1995), стадии развития фанерозойских орогенических поясов. Ее продолжительность в последних около 150 млн лет, т. е. она вдвое короче, чем в рассматриваемом архейском примере.

Как уже было сказано, около 2,72 (2,717–2,707) млрд лет назад в неоархейской аккреционно-коллизионной системе начинаются процессы активного взаимодействия континентальных блоков литосферы: коллизия в восточной части, аккреция – в западной. Ее проявления в виде формирования покровов, купольных структур, образования мигматитов и S-гранитов, метаморфизма повышенных давлений наиболее отчетливо зафиксированы в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. В процессе коллизии существенно увеличивается мощность земной коры, и к 2,7 млрд лет, она, вероятно, достигает стадии гравитационной неустойчивости, когда начинается коллапс системы, сопровождающийся, в частности, внедрением габбродиных массивов и даек, примером которых служат габронориты губы Тупой, массивы лейкогаббро в р-не с. Гридино (Белое море). Таким образом, коллизионная стадия развития литосферы, наиболее контрастно проявленная в Беломорской провинции, имеет продолжительность примерно 30 млн лет (с 2,72 до 2,69 млрд лет), что также сопоставимо с ее продолжительностью в фанерозойских орогенических поясах.

После 2,69 млрд лет в регионе происходит постепенное затухание тектонической и магматической активности, хотя при этом продолжается гранитообразование, в том числе образуются массивы субщелочных гранитов, анатектические граниты. В этот период в энсиалическом бассейне формировался вулканогенно-грубообломочный (сопоставимый с вулканогенной молассой) комплекс, установленный в Воче-Ламбинском зеленокаменном поясе. Указанные комплексы свидетельствуют о том, что на этом этапе происходит распад (коллапс) сформировавшейся на коллизионной стадии мощной земной коры. Наиболее поздние архейские эндогенные события в виде гранитоидного магmatизма (2580 млн лет), метаморфических процессов (2615 млн лет) маркируют окончание постколлизионной стадии развития. Ее продолжительность, таким образом, оценивается примерно в 110 млн лет (с 2,69 до 2,58 млрд лет), что близко к таковой для фанерозойских орогенических поясов (около 60 млн лет).

Таким образом средняя и поздняя стадии, граница между которыми достаточно условна (Добрецов и др., 2001), наиболее контрастно проявлены в Беломорской провинции и имеют продолжительность примерно 140 млн лет (с 2,72 до 2,58 млрд лет). По совокупности процессов данная стадия аналогична этапу, который объединяет среднюю (коллизионную) и позднюю стадии (Добрецов и др., 2001) (или орогенную, Хайн, Ломизе, 1995) развития фанерозойских орогенических поясов. Ее продолжительность в рассматриваемой архейской (140 млн лет) и в фанерозойских (около 120–150 млн лет, Добрецов и др., 2001) системах практически одинаковая.

Последовательность субдукционно-аккреционных и коллизионных событий в период с 2,88 по 2,58 млрд лет, зафиксированных в структурно-вещественных комплексах Беломорского подвижного пояса, позволяет выделить здесь «беломорский» цикл второго порядка (цикл Бертрана) продолжительностью 300 млн лет (рис. 142). Он является вторым в системе суперцикла. На этой стадии завершилось формирование нового суперконтинента, объем континентальной коры которого существенно увеличился по сравнению с «островом сиала».

В восточной части Фенноскандинавского щита не отмечены магматические и тектонические процессы в период 2,58–2,5 млрд лет. Вероятно, этот период продолжительностью 80 млн лет соответствует заключительной стадии развития системы. В фанерозойских складчатых поясах на этой стадии формируются осадочные бассейны, обнаружить которые с учетом глубокого эрозионного среза не представляется возможным.

Таким образом (рис. 143), стадийность развития литосферы восточной части Фенноскандинавского щита в архее, включающая предполагаемый раскол древнего континента, формирование океанического бассейна, а позднее зон субдукции на его краях, аккреционных и коллизионной систем и образование нового континента, сопоставима с циклом Вилсона (суперконтинентальным циклом). В рамках этого суперцикла выделяется два цикла второго порядка: первый из них (3,05–2,85 млрд лет) продолжительностью 200 млн лет завершился образованием Ведлозерско-Сегозерского орогена, второй из них продолжительностью 300 млн лет (2,88–2,58 млрд. лет) – образованием Карельско-Беломорского орогена. Коллизионные и аккреционные события (2,72–2,69 млрд лет) проявились во всех фрагментах неоархейского орогенического пояса, а также хорошо коррелируются с коллизионными событиями кеноранской орогении Канадского щита (Глебовицкий и др., 1996, 2003; Кожевников, 1999, 2000). Более того, период 2,75–2,65 млрд лет в истории Земли примечателен проявлением серии глобальных аномальных тектоно-термальных событий (Глебовицкий, Шемякин, 1997; Condie, 2000; Rey et al., 2003), связанных, вероятно, с перестройкой мантийной конвекции (Сорохтин, Ушаков, 1991; Stern, Hoffman, 1994).

Таким образом, литосфера восточной части Фенноскандинавского щита прошла полный мегацикл (цикл Вилсона, суперконтинентальный цикл) развития от раскола древнего континента до образования нового, который вновь начал распадаться (рис. 143). Продолжительность архейского цикла Вилсона составляет около 550 млн лет (с 3,05 по 2,5 млрд. лет), что сопоставимо с оценками его продолжительности в фанерозое – неопротерозое (400–700 млн лет). Последовательность развития литосферы архейской и фанерозойских аккреционно-коллизионных систем (орогенических поясов) аналогична. Представленные данные показывают, что продолжительность ранней стадии в архейской системе несколько больше, чем в фанерозойских (340 млн лет против 150), а начальной (50 млн лет против 60–200) и заключительной (80 млн лет против 150) – несколько меньше. Однако эти отличия не являются существенными.

Образовавшийся в конце архея Карельско-Беломорско-Кольский континент являлся, вероятно, частью суперконтинента Пангея 0 или Кенорленд (Williams et al., 1991), или Моногея (Сорохтин, Ушаков, 1991; Sorokhtin, Ushakov, 1999).

Следующий, протерозойский суперципл начался 2,5–2,45 млрд лет назад (Балаганский, 2002; Daly et al., 2006). Таким образом, архейский цикл эволюции литосферы Фенноскандинавского щита (цикл Вилсона) имеет продолжительность 500–600 млн лет, т. е. сопоставимую с продолжительностью фанерозойского цикла. На сопоставимость продолжительности циклов развития литосферы различного порядка в раннем докембрии и фанерозое обращают внимание ряд исследователей (Берк и др., 1980; Гладкочуб, 2004; Глебовицкий и др., 2003; Козаков и др., 1997).

Основные выводы:

1. В мезо- и неоархее последовательность главных стадий формирования литосферы восточной части Фенноскандинавского щита сопоставима с их последовательностью в рамках цикла Вилсона: на первой – начальной стадии (выделяется по косвенным признакам) произошел распад «острова сиала», на второй – ранней стадии в зонах субдукции формируется новая континентальная кора, в зонах спрединга и задуговых бассейнах – океаническая, а под воздействием плумов – вулканические плато, происходят аккреционные процессы; на третьей – коллизионной стадии происходит закрытие океанов, взаимодействие континентальных плит (или микроплит), формирование орогенов и континентов; на четвертой – поздней стадии отмечается

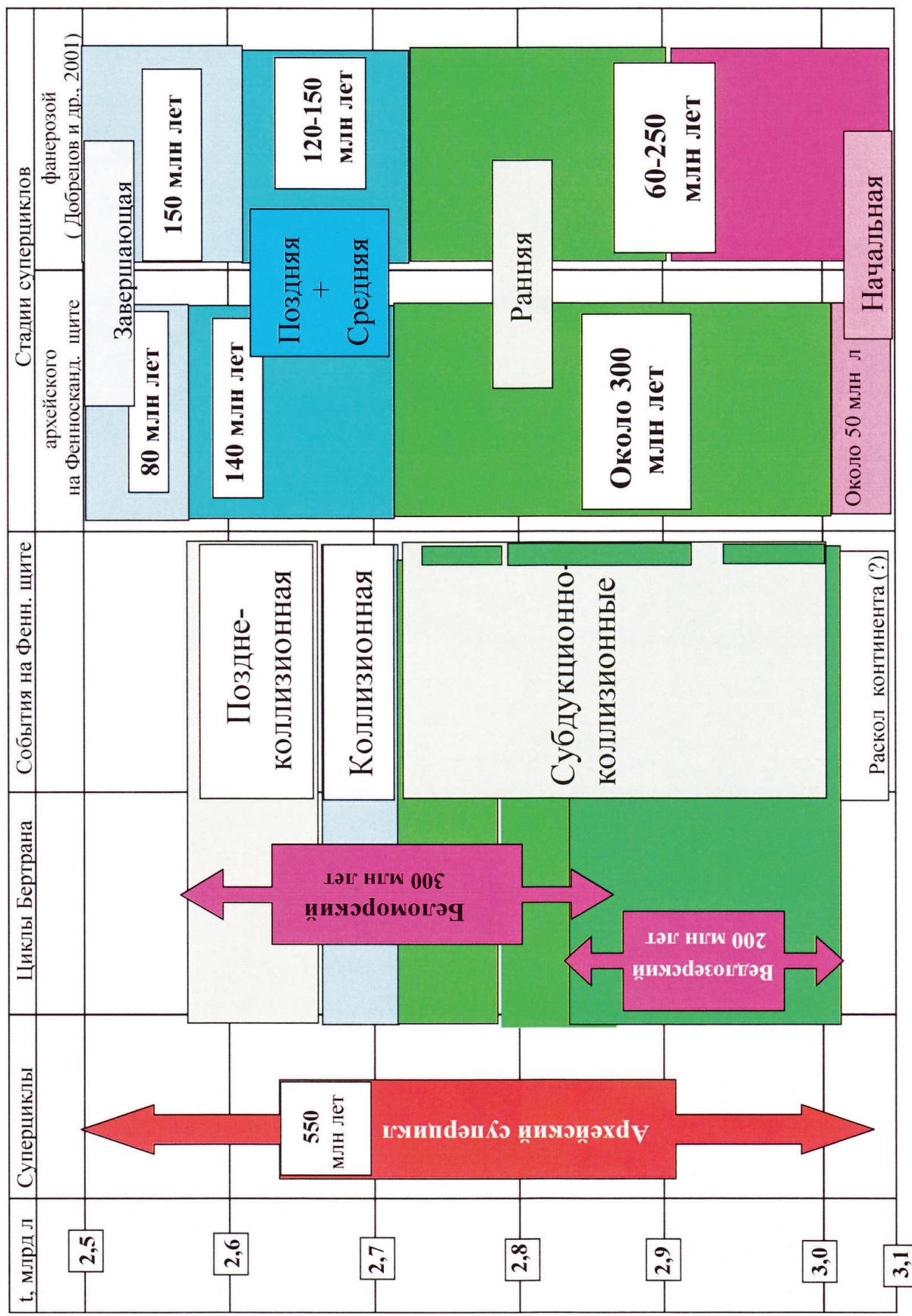


Рис. 143. Сопоставление цикличности и стадийности формирования архейских и фанерозойских орогенов

распад (коллапс) образовавшихся коллизионных орогенов; на пятой – заключительной стадии отмечается слабая эндогенная активность, предшествующая началу нового цикла.

2. Продолжительность формирования литосферы восточной части Фенноскандинавского щита в мезо- и неоархее в целом и ее главных стадий также сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона: общая продолжительность – около 550 млн лет (с 3,1–3,05 до 2,5 млрд лет), в том числе начальная стадия – около 50 млн лет, ранняя – около 340 млн лет (3,05–2,72 млрд лет), средняя (коллизионная) и поздняя – 140 млн лет (2,72–2,58 млрд лет), заключительная – 80 млн лет (2,58–2,5 млрд лет).

3. В рамках позднеархейского цикла Вилсона при формировании литосферы восточной части Фенноскандинавского щита можно выделить два цикла второго порядка: первый из них продолжительностью 200 млн лет (3,05–2,85 млрд лет) отвечает формированию Ведлозерско-Сегозерской аккреционной системы, второй продолжительностью 300 млн лет (2,88–2,58 млрд лет) – Беломорской аккреционно-коллизионной системы и в целом неоархейского Карельско-Беломорского орогена.

7.4. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОАРХЕЙСКИХ АККРЕЦИОННО- КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ КАНАДСКОГО, ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО И ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО ЩИТОВ)

Являются ли показанные на примере восточной части Фенноскандинавского щита закономерности развития литосферы в архее универсальными? Для ответа на этот вопрос рассмотрена история формирования некоторых хорошо изученных неоархейских аккреционно-коллизионных систем на различных щитах, таких, например, как неоархейские кратоны Йилгарн (Западно-Австралийский щит), Сьюприор (Канадский щит), подвижный пояс Лимпопо (Южная Африка).

Неоархейский кратон Йилгарн, имеющий площадь около 650 тыс. км² (Синицин, 1990), по размерам сопоставим с восточной, сложенной главным образом архейскими образованиями, частью Фенноскандинавского щита (рис. 144, А). В составе рассматриваемого кратона выделяется (рис. 144, А) три террейна (провинции, домена), сложенные слабометаморфизованными гранит-зеленокаменными образованиями (Мурчисон, Сазерн-Кросс и Истерн-Голдфилдз) и два – сложенные преимущественно гнейсами, метаосадками, часто высокометаморфизованными (Западная гнейсовая и Нарриер). Все они различаются историей развития, но в результате коллизии в конце неоархея были объединены.

Архейские зеленокаменные пояса, имеющие ССЗ – субмеридиональную ориентировку, сложены двумя комплексами: с возрастом примерно 3,2–3,0 млрд лет и 2,8–2,66 млрд лет. Ранний зеленокаменный комплекс мощностью до 6 км хорошо изучен в поясе Марда-Диемалз (Chen, Wyche, 2001). Он сложен базальтами (лавы и туфы) и ультрабазитами, в средней части стратотектонического разреза выделяется толща осадков (железистые кварциты, кремнистые и графитовые сланцы, кварциты), а также пронизан силлами габбро. Возраст этого комплекса оценивается в 3,2–3,02 млрд лет (3023 ± 10 млн лет – U-Pb возраст цирконов из тела порfirитов в поясе Марда-Диемалз и 3050 ± 100 , 3262 ± 44 млн лет – Sm-Nd изохронные возрасты коматиитов в названном поясе и террейне Истерн-Голдфилдз, соответственно).

Более молодой зеленокаменный комплекс широко развит в восточной части кратона. Его нижняя стратотектоническая ассоциация представлена базальтами (среди которых обычны шаровые лавы), коматиитами, коматиитовыми базальтами с прослоями вулканогенно-осадочных пород, вулканитов кислого и среднего состава, турбидитов, железистых кварцитов, а верхняя – грубообломочными осадками. Наиболее молодые обломочные цирконы в последних имеют возраст 2666 ± 4 млн лет. Предполагается рифтогенная природа верхнего зеленокаменного

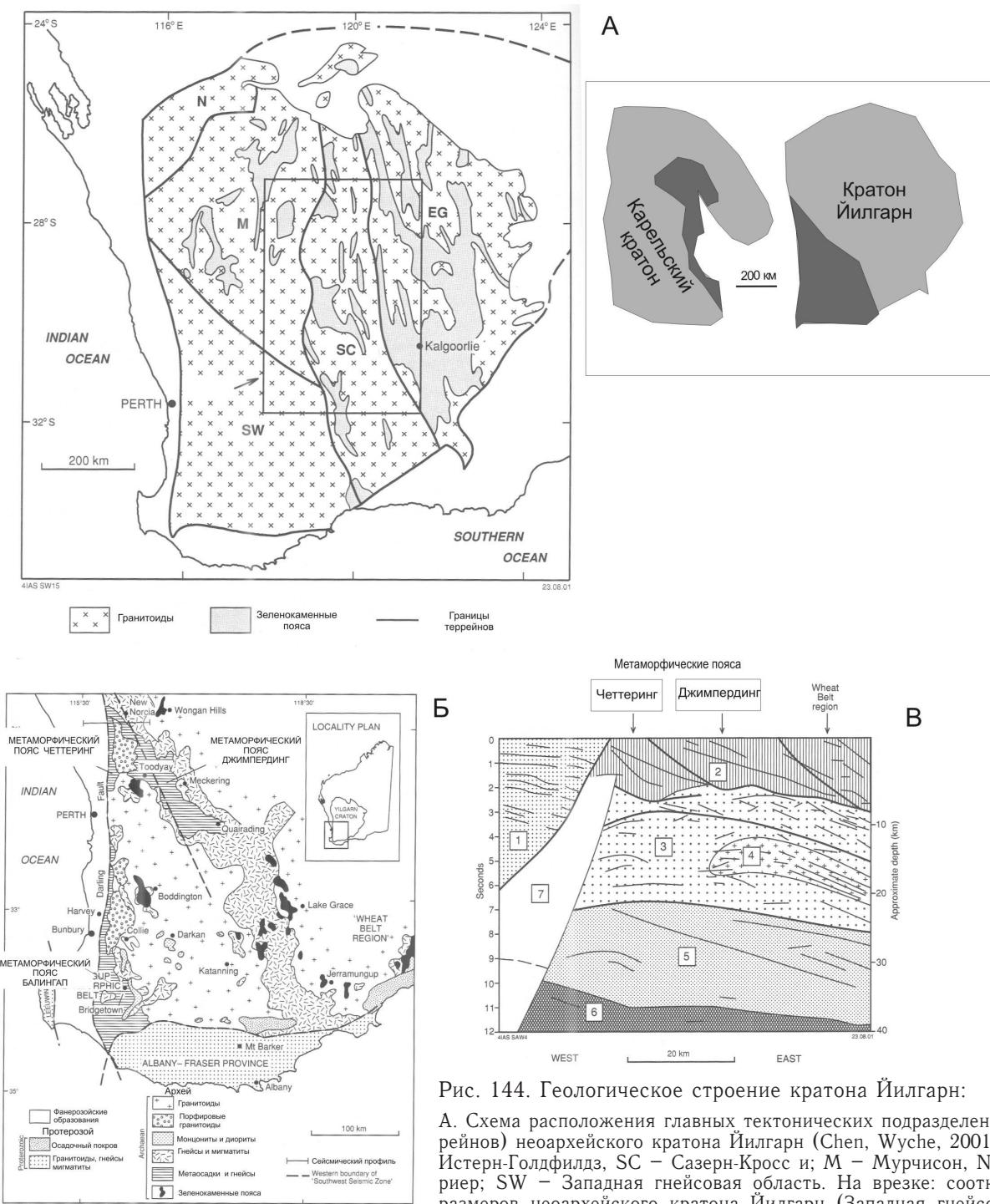


Рис. 144. Геологическое строение кратона Йилгарн:

А. Схема расположения главных тектонических подразделений (террейнов) неоархейского кратона Йилгарн (Chen, Wyche, 2001): EG – Истерн-Голдфилдз, SC – Сазерн-Кросс и; М – Мурчисон, N – Нарриер; SW – Западная гнейсовая область. На врезке: соотношение размеров неоархейского кратона Йилгарн (Западная гнейсовая область затемнена) и восточной части Фенноскандинавского щита, сложенной архейскими образованиями (Беломорский подвижный пояс затемнен);

Б. Схема геологического строения юго-западной части кратона Йилгарн (Wilde, 2001);

В. Главные отражающие поверхности на глубинном сейсмическом профиле через северную часть Западной гнейсовой области (положение профиля на рис. Б). Цифрами обозначены: 1 – Пертский бассейн; 2 – Западная гнейсовая область; 3 – средняя часть коры кратона; 4 – зона интенсивных отражающих поверхностей, которая интерпретируется как расслоенный базитовый массив; 5 – зона нижней части коры; 6 – зона Мохо; 7 – зона без отражающих поверхностей

комплекса. Причем, судя по находкам в его составе фрагментов охиолитов, представленных массивами габбро-перидотитов и образованиями типа «дайка в дайке» (Griff, Jones, 1997), растяжение достигало значительной степени – до раскрытия океана.

Наиболее древние гранитоиды (комплекс тоналитов-трондьемитов Манфред), с возрастом 3730 млн лет, установлены в СЗ части кратона в пределах террейна Нарриа (Occhipinti et al., 2001). Там же выделены разновозрастные группы монцогранитов, одна – с возрастом магматогенных цирконов 3650–3620 млн лет, другая – с возрастом 3385 и 3300 млн лет. Столь древние образования (гранитоиды с предполагаемым возрастом 3,25 млрд лет) известны и в Западной гнейсовой области, но развиты они здесь крайне ограниченно. В других частях кратона палеоархейские комплексы не установлены. Весьма незначительно распространены в пределах кратона и мезоархейские граниты с возрастом около 2,8 млрд лет. Гранитоидный магматизм в восточных террейнах кратона Йилгарн проявился, главным образом, в неоархее: 2730 млн лет (монцограниты); 2,7–2,65 млрд лет (большая часть гранитов). На рубеже 2,65–2,6 млрд лет структурно-вещественные комплексы претерпели интенсивные деформации, были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. В этот период формировались гранитогнейсовые купола. Около 2,5 млрд лет назад здесь внедрялись посткинематические граниты, отмечены метаморфические преобразования пород. Это наиболее поздние архейские тектоно-термальные события в пределах кратона.

Западная гнейсовая область отделена от расположенных к востоку террейнов системой разломов. В формировании ее структуры значительная роль принадлежит надвигам, которые хорошо выражены на сейсмическом профиле (рис. 144, В). Кроме того, эта область выделяется среди других структур тем, что здесь широко проявлен гранулитовый метаморфизм. Она сложена, главным образом, гранитогнейсами, в меньшей степени – парагнейсами и метавулканитами (Wilde, 2001). Основная часть гранитоидов области образовалась в период 2,68–2,53 млрд лет и не имеет длительной коровой предыстории (их Sm-Nd модельные возраста 2,8–2,68 млрд лет). Вместе с тем в Западной гнейсовой области ограниченное распространение имеют гранитоиды с возрастом 3,25 и 2,8 млрд лет.

Метаосадочные образования с небольшой долей вулканитов слагают в Западной гнейсовой области пояса Джимпердинг, Читтеринг и Балингап (рис. 144, Б). Первый из них выполнен почти горизонтально залегающим метаосадочным комплексом, который включает зрелые терригенные образования (конгломераты, аркозы, кварциты), глинистые сланцы, карбонатную толщу, лавы основного состава и джеспилиты. Этот комплекс накапливался в стабильной шельфовой области. Он относится к числу древнейших осадочных образований кратона: в кварцитах установлены детритовые цирконы с возрастом от 3735 до 3177 млрд лет (Wilde, 2001). Породы пояса Джимпердинг метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 2645 млн лет (от 2649 до 2640 млн лет).

Пояса Читтеринг и Балингап (рис. 144, Б) представляют собой систему тектонических пластин, сложенных ортогнейсами и метаграувакками флишоидного типа. Точное время осадконакопления не установлено, предполагается, что в поясе Балингап оно происходило между 3,07 и 2,83 млрд лет, а в поясе Читтеринг – после 2,89 млрд лет. Породы поясов неоднократно метаморфизованы: примерно 2838 млн лет назад – в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений, а позднее – в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенных давлений. Интенсивные деформации пород, связанные с разломной тектоникой, проходили 2577 млн лет назад. В этот период образуются пегматиты.

Последовательность и продолжительность главных этапов развития литосферы кратона Йилгарн следующая (рис. 145):

1) 3,25–3,2 млрд лет назад завершилось формирование древнейших фрагментов континентальной коры («островов сиала»).

2) 3,03–2,8 млрд лет – ранний орогенический цикл. Его начало маркируется породами раннего зеленокаменного комплекса (коматиты, базальты и разнообразные осадки, включая кварциты) и флишоидными осадками пояса Читтеринг, а его завершение – метаморфизмом и гранитообразованием.

3) 2,8–2,58 млрд лет – поздний (основной) орогенический цикл. Его начало маркируется породами позднего зеленокаменного комплекса, а завершение – коллизионными структурно-вещественными комплексами Западной гнейсовой области.

Так же как и на Фенноскандинавском щите, новый – палеопротерозойский цикл развития литосферы кратона Йилгарн маркируется интенсивным базитовым магматизмом: формируются дайки, рои даек, в том числе такие крупные, как дайка Биннеринджи, которая прослеживается на 320 км, Виджимулта и Джимберлана. Дайки представляют собой дифференцированные тела, состоящие из дунитов, гарцбургитов, норитов и габбро-норитов с возрастом 2420 млн лет.

Общая продолжительность мезо- и неоархейского цикла развития литосферы кратона Йилгарн, сопоставимого с циклом Вилсона, составляет 610 млн лет (3,03–2,42 млрд лет) и включает ряд закономерно сменяющих друг друга стадий (рис. 145). Продолжительность начальной (по: Добрецов и др., 2001) стадии – стадии распада континента, или «острова сиалия», – оценить надежно не представляется возможным, она могла начаться около 3,2 и завершиться 3,03 млрд лет, продолжительность ранней стадии – времени формирования новой континентальной коры – 375 млн лет (3,03–2,68 млрд лет), средней и поздней (коллизионной и постколлизионной) стадий – 100 млн лет (2,68–2,58 млн лет), завершающей – 160 млн лет (2,58–2,42 млрд лет). В рамках суперцикла выделяются два эпизода, сопоставимых с циклами Бертрана, продолжительностью 200 и 250 млн лет.

Таким образом, продолжительность и стадийность развития литосферы неоархейского кратона Йилгарн и восточной части Фенноскандинавского щита (Карельского неоархейского кратона и Беломорского подвижного пояса) во второй половине архея имеют значительные черты сходства (рис. 145).

Неоархейский кратон (провинция) Сьюпириор (рис. 146, А) имеет площадь 1,572 млн км² и является крупнейшим в мире выходом архейских пород. В его строении традиционно выделяются четыре типа структур: вулкано-плутонические (со значительной долей зеленокаменных комплексов), парагнейевые и плутонические субпровинции и зоны высокометаморфизованных пород (Хайн, Божко, 1988; Geology..., 1992). Эти структуры субпараллельны и имеют на большей части кратона (за исключением северо-восточной) субширотное – ВСВ простирание (на северо-востоке – СЗ). Кратон рассматривается как неоархейская аккреционно-коллизионная система, состоящая из фрагментов палео- и мезоархейской сиалической коры, неоархейских океанических плато и островодужных комплексов (Card, 1990; Percival et al., 2001; Stott, 1998).

Фрагменты палеоархейской (3,6–3,2 млрд лет) континентальной коры известны в составе только двух террейнов Миннесота на юге и Носен-Сьюпириор на севере (рис. 146, А). В период 3,17–3,0 млрд лет сформировались новые «острова сиалия», в том числе ядро протократона Карибоу, террейнов Виннипег Ривер и Мармион. 2,99–2,92 млрд лет назад протократон подвергался воздействию мантийного плюма, в результате чего образовалась осадочно (кварциты, карбонаты, железистые кварциты)-коматитовая ассоциация. В это же время вдоль его южного края формировался субдукционно-аккреционный комплекс. Около 2,8 млрд лет назад завершился ранний аккреционный этап, зафиксированный, главным образом, в структурно-вещественных комплексах северо-западной части кратона. Период 2,79–2,75 млрд лет характеризуется крайне незначительным приростом новой континентальной коры, в то время как отмечены структурно-вещественные комплексы океанических плато (например, зеленокаменный комплекс Визиен в СВ части кратона).

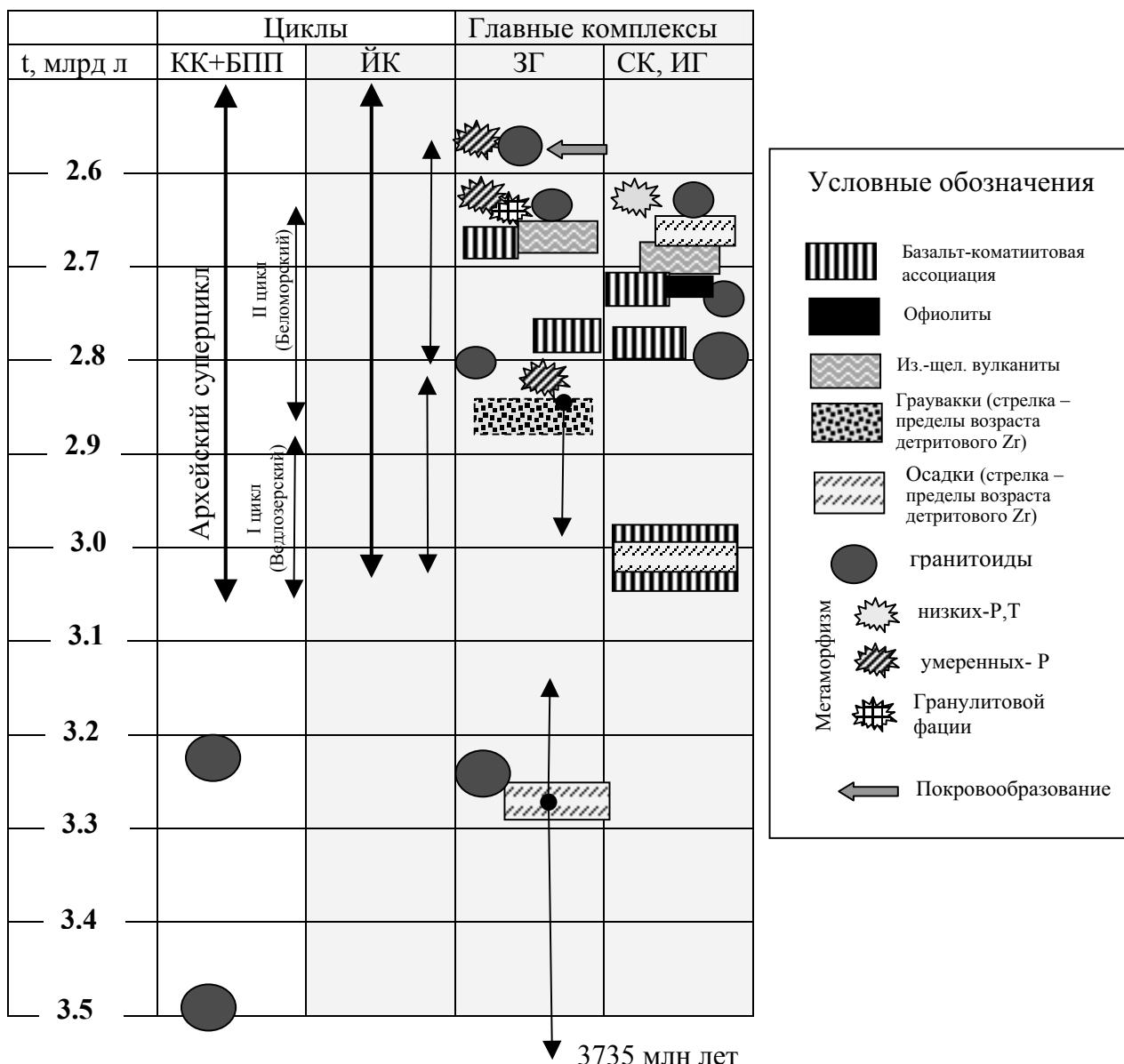


Рис. 145. Корреляция времени формирования архейских зеленокаменных, парагнейсовых, метаморфических и магматических комплексов в террейнах (ЗГ – Западная гнейсовая область, СК – Сазерн-Кросс, ИГ – Истерн-Голдфилд) неоархейского кратона Йилгарн (ЙК). Во второй колонке показана продолжительность циклов развития литосферы Карельского кратона (КК) и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее

Интенсивные субдукционно-аккреционные процессы вновь начинаются примерно 2,75 млрд лет назад и продолжаются до 2,69 млрд лет. В этот период на конвергентных границах литосферных плит как западнотихоокеанского, так и андийского типа образуется новая континентальная кора, которая наращивала древние микроконтиненты. 2,65 млрд лет назад началась коллизия двух континентов: Сьюпериор, оформившегося к этому времени, и Миннесота. Коллизионные процессы фиксируются на протяжении 40 млн лет.

2,5–2,45 млрд лет назад происходит формирование роев даек (Плармиган, Матачеван, Мистассини), расслоенных интрузий (Ист Булл Лайк комплекс), которые отражают условия растяжения литосферы и знаменуют начало распада суперконтинента Сьюпериор (Bleeker, 2003).

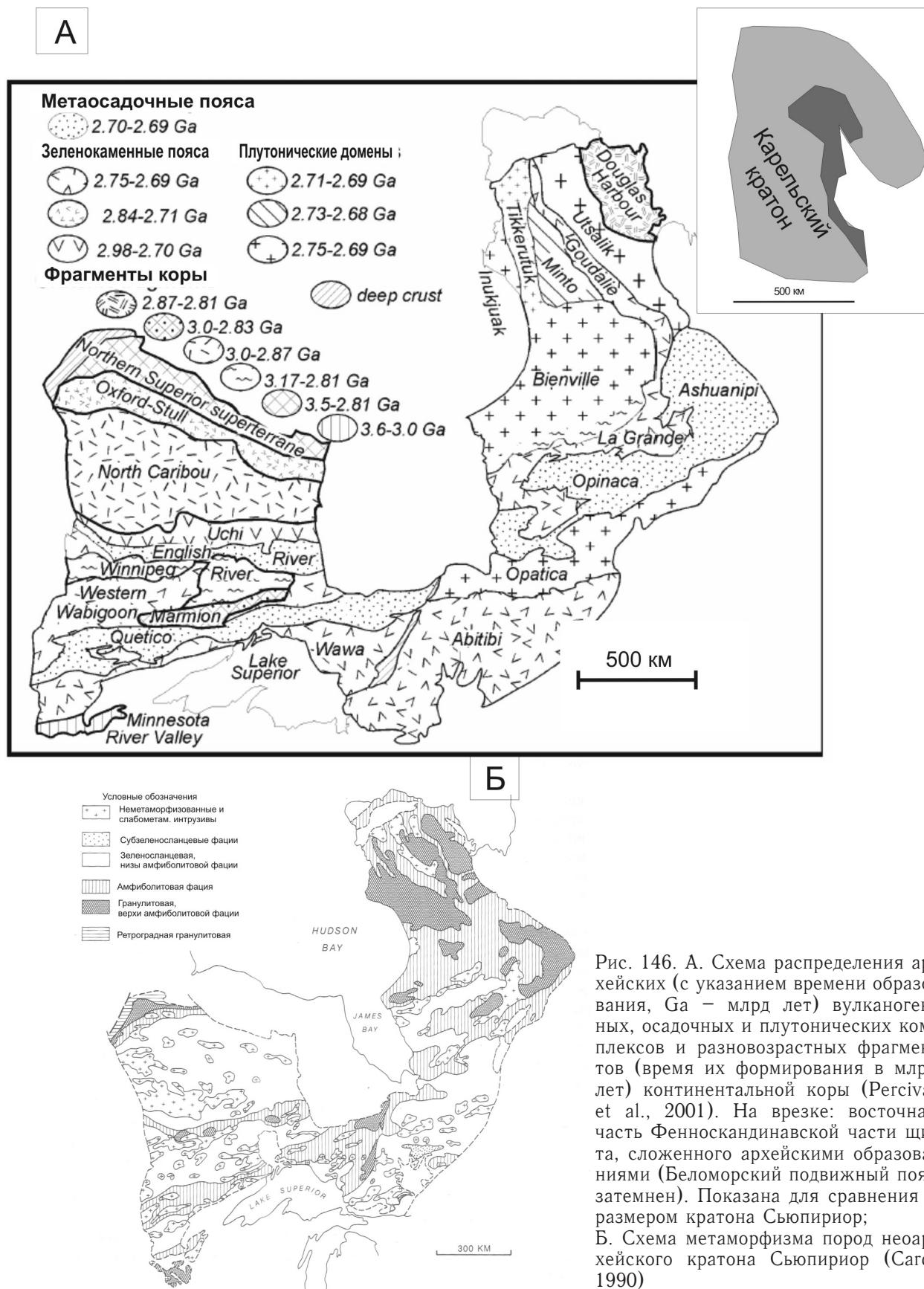


Рис. 146. А. Схема распределения архейских (с указанием времени образования, Ga – млрд лет) вулканогенных, осадочных и плутонических комплексов и разновозрастных фрагментов (время их формирования в млрд лет) континентальной коры (Percival et al., 2001). На врезке: восточная часть Фенноскандинавской части щита, сложенного архейскими образованиями (Беломорский подвижный пояс затемнен). Показана для сравнения с размером кратона Сьюпирор; Б. Схема метаморфизма пород неоархейского кратона Сьюпирор (Card, 1990)

До начала мезо- и неоархейского цикла развития литосферы существовали «острова сиалия» (или остров) с возрастом континентальной коры 3,6–3,5 млрд лет, фрагменты которых известны в северной и южной частях структуры. Возможно, что эти фрагменты составляли единое целое, и в период времени между 3,5 и 3,17 млрд лет произошел раскол. Однако комплексы-индикаторы этого процесса надежно не установлены. Наблюдается следующая последовательность формирования аккреционно-коллизионной системы неоархейского кратона Сьюпириор во второй половине архея (рис. 147): начиная примерно с 3,0 млрд лет на протяжении ~200 млн лет за счет субдукционно-аккреционных процессов происходит формирование новой сиалической коры; в период 2,79–2,75 млрд лет ее образование сильно редуцировано; позднее (2,75–2,69 млрд лет) вновь происходит интенсивный рост континентальной коры; который сменяется коллизией (2,69–2,65 млрд лет); в период 2,65–2,5 млрд лет отмечается затухание тектонической активности.

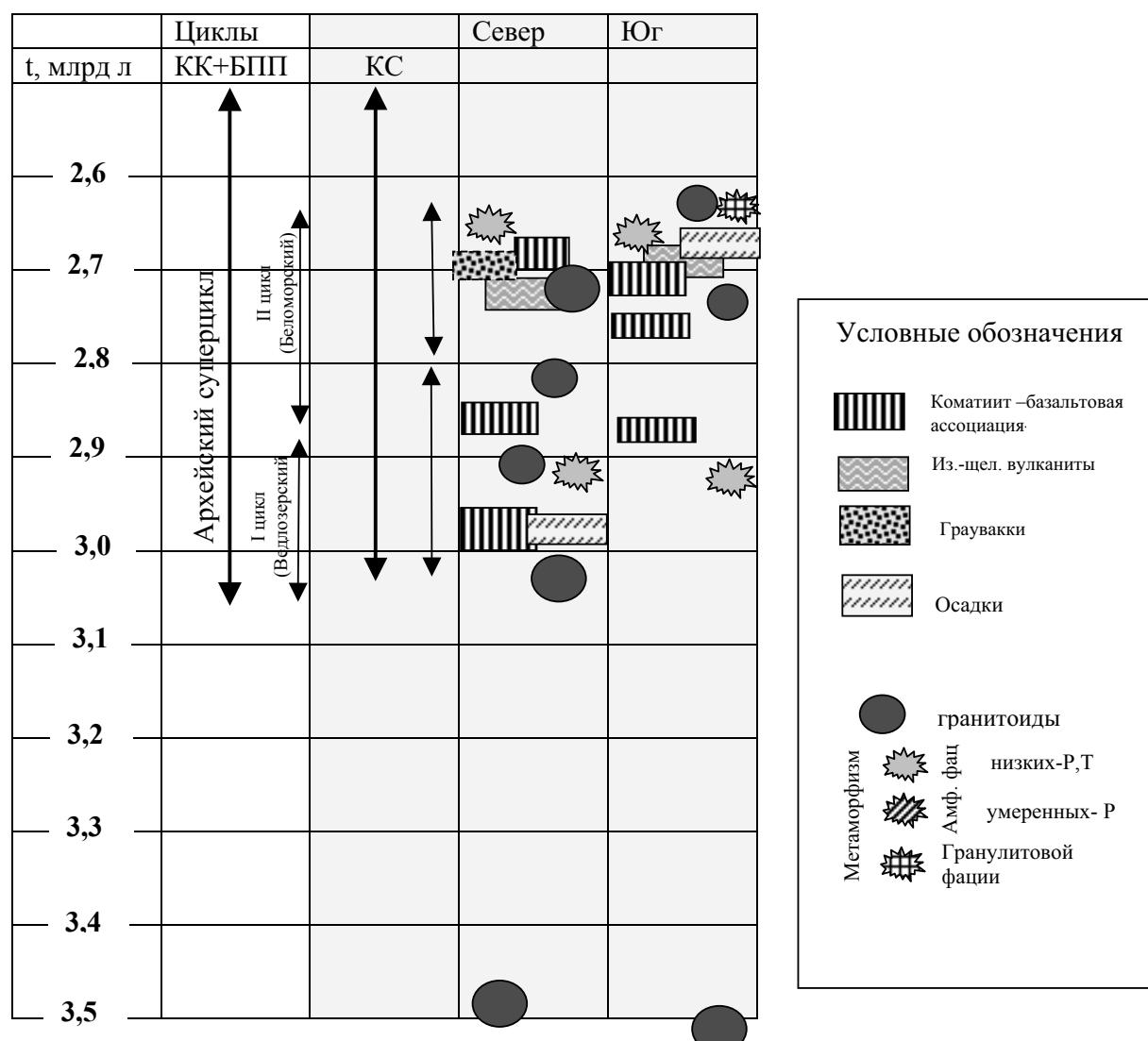


Рис. 147. Корреляция времени формирования архейских зеленокаменных, парагнейсовых, метаморфических и магматических комплексов в террейнах северной (Носен Сьюпириор, Карибоу, Учи, Инглиш Ривер, Виннипег Ривер, Мармион, Кветико) и южной (Вава, Абитиби, Миннесота) частей неоархейского кратона Сьюпириор (Card, 1990; Percival et al., 2001; Stott, 1998). Во второй колонке показана продолжительность циклов развития литосферы Карельского кратона (КК) и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее

В целом мезо- и неоархейский цикл развития литосферы кратона Сьюпириор составляет 500 млн лет (-3,0–2,5 млрд лет). Ранняя стадия, характеризующаяся формированием новой континентальной коры за счет аккреции континентальных, островодужных и океанических террейнов, охватила период 3,0–2,69 млрд лет (310 млн лет). Затем фиксируется коллизионная и позднеколлизионная стадии продолжительностью 40 млн лет (2,69–2,65 млрд лет). Завершающая стадия имеет продолжительность примерно 150 млн лет (2,65–2,5 млрд лет). В рамках суперцикла выделяются два эпизода, сопоставимых с циклами Бертрана, продолжительностью 200 млн лет (3,0–2,8 млрд лет) и 130 млн лет (2,78–2,65 млрд лет).

Подвижный пояс Лимпопо на юге Африки, разделяющий архейские кратоны Зимбабве и Каапвальский (рис. 148, А), со временем Мак Грегора (MacGregor, 1953) считается типичным примером неоархейского коллизионного орогена (Bumby, van der Merwe, 2004), претерпевшего тектоно-термальную переработку в палеопротерозое. Пояс имеет субширотную ориентировку и прослеживается примерно на 550 км при ширине около 250 км. В структуре пояса традиционно выделяются три зоны: Центральная, Северная и Южная краевые. По системе разломов породы пояса надвинуты (рис. 148, Б) как на Каапвальский кратон (по системе относительно крутопадающих разломов), так и на кратон Зимбабве (по системе пологих надвигов). Центральная зона подвижного пояса – это фрагмент (террейн) древнего континента с платформенными отложениями, претерпевшими метаморфические преобразования в неоархее и палеопротерозое. Преобладающими породами этой зоны являются глубокометаморфизованные осадочные образования (гнейсы, кварциты, мраморы, кальцифиры, железистые кварциты) комплекса Бейт Бридж, которые интерпретируются как шельфовые. В кварцитах этого комплекса установлены дегритовые цирконы с возрастом от 3,8 до 3,31 млрд лет, что определяет наиболее вероятный возраст осадконакопления – около 3,31 млрд лет. Их возможный фундамент, вероятно, сохранился среди мигматизированных гранитоидов ТТГ ассоциации комплекса Сэнд-Ривер, хотя магматическая стадия формирования последних имеет возраст 3188–3314 млн лет (Kröner et al., 1999). Около 3,15 млрд лет в Центральной зоне проявился гранулитовый метаморфизм, а также известны базитовые дайки близкого возраста. Комплекс расслоенных габброидов (группа Мессина) сформировался около 3,0 млрд лет. Это проявление основного магматизма субсинхронно с началом формирования зеленокаменных комплексов кратона Зимбабве и кратонизацией Каапвальского (Хайн, Божко, 1988). Широкое развитие в этой зоне имеют гранитоиды с возрастом 2734–2604 млн лет. Около 2560 млн лет здесь фиксируется пик неоархейской фазы гранулитового метаморфизма (Перчук и др., 2004), формируются анатектические граниты (2560 млн лет, Kröner et al., 1999), чарнокиты, эндербиты комплекса Булаи (2605–2572 млн лет), что связывается с коллизионными процессами.

В поясе выделяется три эпохи гранулитового метаморфизма: 3,2–3,1 (установлен только в Центральной зоне); 2,65–2,52 (во всех зонах, но в Южной на 100 млн лет раньше, чем в Северной и Центральной); 2,0 млрд лет (интенсивно проявлен в Центральной, низких степеней – в Северной и не отмечен в Южной).

Северная краевая зона подвижного пояса Лимпопо слагается гранитоидами и зеленокаменными комплексами, аналогичными тем, которые известны в неоархейском кратоне Зимбабве. В пределах последнего выделяется три генерации зеленокаменных поясов: первая представлена себаквийской группой (около 3,5 млрд лет), вторая – нижнебулавайской (2,9–2,7 млрд лет) и третья – верхнебулавайской (около 2,7 млрд лет). Себаквийский зеленокаменный комплекс сложен вулканитами базальт-коматитовой ассоциации, джеспиллитами, метаосадочными породами (в том числе конгломератами с обломками гранитов фундамента), содержит строматолиты и прорывается гранитоидами с возрастом 3,5 и 3,35 млрд лет. Этот комплекс сформирован на сиалическом основании (Хайн, Божко, 1988). Нижнебулавайский зеленокаменный

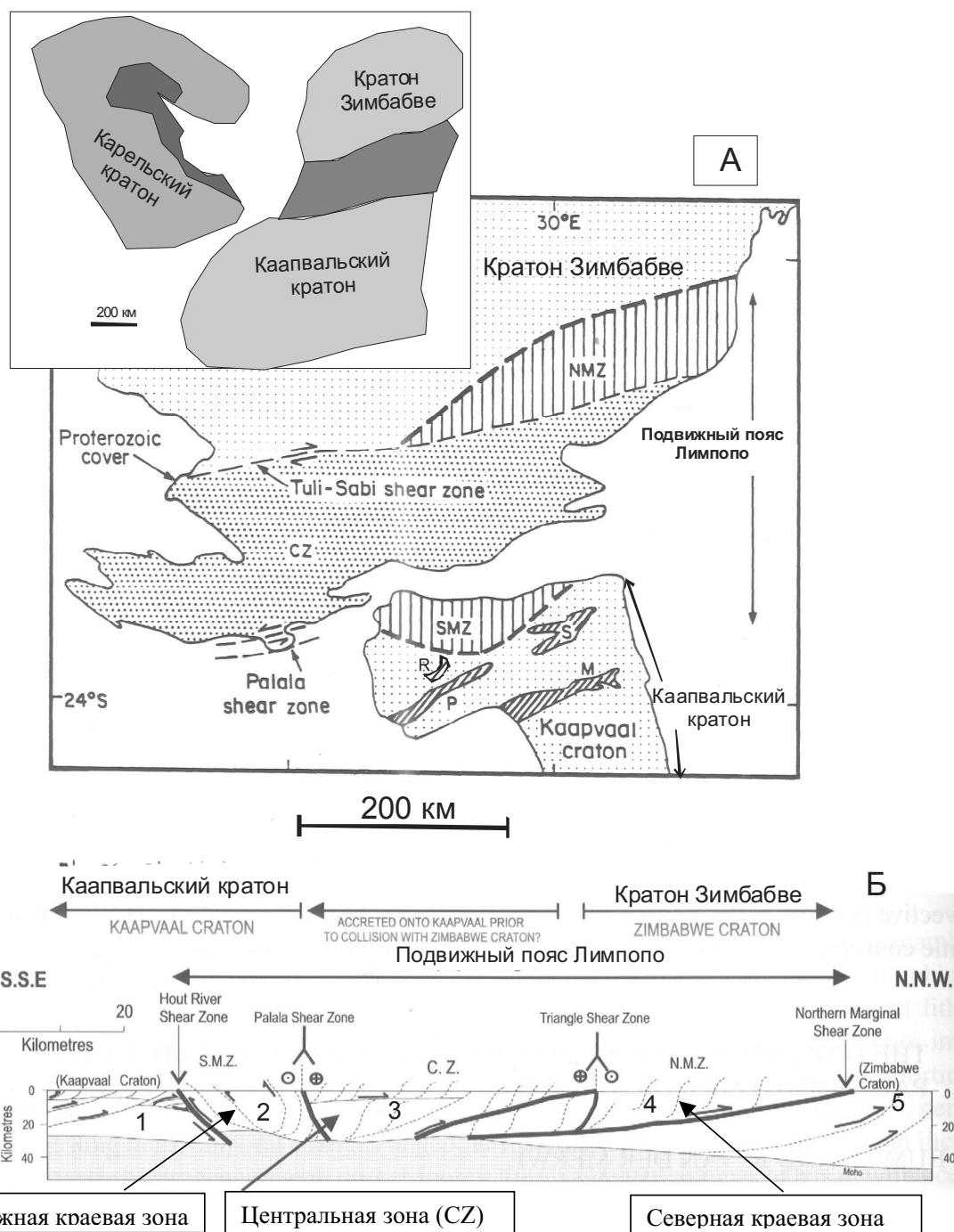


Рис. 148. А. Схема геологического строения подвижного пояса Лимпопо (The Limpopo..., 1990) и его главные тектонические единицы: NMZ – Северная краевая зона, CZ – Центральная зона и SMZ – Южная краевая зона. Показаны зеленокаменные пояса (S – Сазерленд, Р – Пиетерсбург, М – Мурчисон; R – Риностеркаппиес) Каапвальского неоархейского кратона. На врезке: соотношение размеров неоархейских кратонов Каапвального и Зимбабве (подвижный пояс Лимпопо затемнен) и восточной части Фенноскандинавского щита, сложенного архейскими образованиями (Беломорский подвижный пояс затемнен).

Б. Схематический геологический профиль через подвижный пояс Лимпопо и смежные с ним неоархейские кратоны (Bumby, van der Merwe, 2004; Roering et al., 1992). Цифрами показаны: 1, 2 – гранит-зеленокаменные комплексы Каапвальского кратона: 1 – слабометаморфизованные, 2 – высокометаморфизованные; 3 – высокометаморфизованные образования континентальной платформы; 4, 5 – гранит-зеленокаменные комплексы кратона Зимбабве: 4 – высокометаморфизованные, 5 – слабометаморфизованные

комплекс сложен средне-кислыми вулканитами, выше которых залегают коматиты и грубообломочные осадки. Наиболее распространенный на кратоне верхнебулавайский зеленокаменный комплекс сложен коматитами, толеитами, средне-кислыми вулканитами, а также осадочными породами. Верхняя часть разреза, выделяющаяся как шамвайская свита, состоит из конгломератов, граувакк, кварцево-слюдистых сланцев, филлитов с прослоями известняков и джеспилитов.

Важно также отметить, что строение зеленокаменных поясов кратона Зимбабве изменяется с севера на юг, т. е. в направлении подвижного пояса Лимпопо: в северных поясах широко проявлены складчатые деформации, а в южных – велика роль надвигов. Посттектонические калиевые граниты с возрастом 2,57 млрд лет маркируют время кратонизации.

В Северной краевой зоне подвижного пояса Лимпопо гранит-зеленокаменные комплексы интенсивно дислоцированы, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, среди них обычны массивы чарнокитов и эндербитов.

Южная краевая зона представляет собой часть подвижного пояса с интенсивно деформированными и высокометаморфизованными комплексами, сопоставимыми с гранит-зеленокаменными образованиями Каапвальского мезоархейского кратона. Зеленокаменный комплекс Свазеленд, слагающий пояса в северо-восточной части кратона, образовался 3,5–3,2 млрд лет назад. В этой части кратона начиная с 2,94 млрд лет формируются бассейны с осадками платформенного типа (формации Понгола, Доминион-Риф), которые прорываются мафит-ультрамагитами комплекса Усушвана с возрастом около 2,87 млрд лет. Наблюдается усиление метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации при движении из кратона в Южную краевую зону пояса Лимпопо, что особенно наглядно видно на примере зеленокаменных поясов Сазерланд (или Гиуани) и Риностеркоппес (The Limpopo..., 1990). Ряд исследователей (Smit, 1984) обращают внимание на значительное количество в Южной краевой зоне блокированных тел ультрабазитов, содержащих прослои хромитов, и сопоставляют их с фрагментами офиолитов. В период коллизии в Южной зоне формировались массивы чарнокитов (Маток комплекс) с возрастом 2650 млн лет.

Таким образом, при формировании неоархейской коллизионной системы подвижного пояса Лимпопо выделяются следующие стадии:

1. Окончание предыдущего цикла развития. К 3,2 млрд лет сформировался континентальный террейн Центральной зоны пояса, который, вероятно, был частью крупного континента (Каапвальского?), на краю которого формировался шельфовый бассейн.

2. Начальная стадия (3,1–3,0 млрд лет), во время которой мог начаться раскол ранее сформированного континента. Индикаторами этого события являются базитовые дайки и расслоенные массивы, а также ранний гранулитовый метаморфизм в Центральной зоне.

3. Ранняя стадия (3,0–2,65 млрд лет), характеризуется формированием новой континентальной коры, сохранившейся в Северной краевой зоне Лимпопо и в пределах кратона Зимбабве.

4. Средняя и поздняя стадии (2,65–2,52 млрд лет), связанные с коллизией континентов Зимбабве, Каапвальского и микроконтинента центральной зоны Лимпопо.

5. Завершающая стадия (2,52–2,45 млрд лет).

Таким образом, последовательность и продолжительность формирования неоархейской коллизионной системы Лимпопо в период 3,1–2,45 млрд лет (650 млн лет) близки к таковым для рассмотренных ранее систем (рис. 149).

Представленные выше данные показывают, что установленные на примере восточной части Фенноскандинавского щита закономерности развития литосферы во второй половине архея проявляются и на других щитах и они в целом отвечают циклу Вилсона (рис. 149). Его продолжительность оценивается в 500–650 млн лет (рис. 149). Общая последовательность развития неоархейской и фанерозойской тектоносферы сопоставимы.

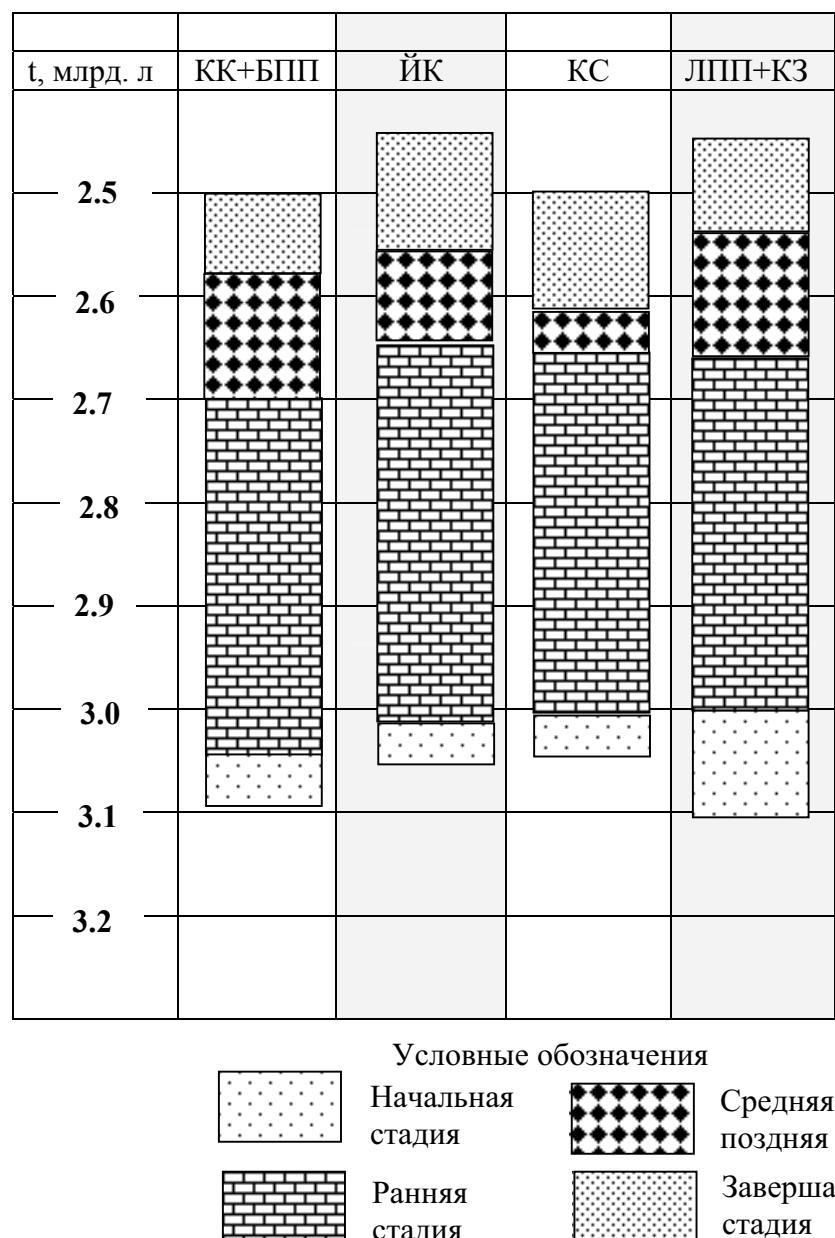


Рис. 149. Корреляция последовательности и продолжительность стадий формирования литосферы Карельского кратона (КК) и Беломорского подвижного пояса (БПП) Фенноскандинавского щита, неоархейского кратона Йилгарн (ЙК), провинции Сьююриор Канадского щита (КС), подвижного пояса Лимпопо (ЛПП) и неоархейского кратона Зимбабве (КЗ) во второй половине архея Условными знаками показаны стадии формирования литосферы в орогенических поясах

Таким образом, развитие архейской тектоносферы в период 3,05–2,5 млрд лет, отраженное в структурно-вещественных комплексах Фенноскандинавского щита, по последовательности главных событий и длительности сопоставимо с циклом Вилсона, а два эпизода в его рамках продолжительностью 200 и 300 млн лет – с циклами Бертрана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ядро аккреционно-коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита составляют структурно-вещественные комплексы Беломорского подвижного пояса. В его составе выделяются не менее четырех разновозрастных генераций зеленокаменных комплексов, соответственно с возрастом 2,88–2,83; 2,8–2,78, около 2,75 и около 2,7 млрд лет, которые слагают зеленокаменные пояса и отдельные структуры, две генерации парагнейсовых комплексов (чупинский и каликорвинский), сформировавшиеся соответственно 2,9–2,88 и 2,8–2,77 млрд лет (чупинский комплекс слагает парагнейсовый пояс, а каликорвинский входит в состав зеленокаменного пояса), а также два океанических структурно-вещественных комплекса (базит-гипербазитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса с возрастом не моложе 2,88–2,85 млрд лет и супрасубдукционных офиолитов Ириногорской и Хизоваарской структур – не моложе 2,78 млрд лет).

Кроме того, в Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита в районе с. Гридино впервые в мире установлены и описаны архейские эклогиты и продукты их ретроградного декомпрессионного преобразования – симплектитовые эклогиты. Возраст цирконов, кристаллизовавшихся во время метаморфизма эклогитовой фации, – 2720 ± 8 млн лет. Эклогиты формировались при $P = 14,0\text{--}17,5$ кбар и $T = 740\text{--}865$ °С на глубинах до 60–65 км.

Эклогитсодержащий архейский комплекс представляет собой интенсивно мигматизированный меланж и слагает тектоническую пластину в неоархейском коллаже. Протолитом эклогитов являются базиты, реже ультраосновные базиты (пироксениты), которые по петрохимическим особенностям сопоставимы с базит-ультрабазитовыми эклогитами океанической коры. Эклогиты служат индикаторами проявления в неоархее субдукции.

Кроме Гридинского, в Беломорской провинции установлен (Щипанский и др., 2005) также еще один архейский (Каулина, Апанасевич, 2005) эклогитсодержащий комплекс – Салминский, что означает значительно большее распространение этого важного для геодинамических реконструкций докембрия образования.

Полученные данные позволяют выделить следующие главные стадии развития литосферы Беломорской и сопряженной части Карельской структур Фенноскандинавского щита в период с 2,88 до 2,58 млрд лет (т. е. на протяжении 300 млн лет):

1) начальную (до 2,88 млрд лет), когда формировалась главным образом океаническая литосфера, небольшим фрагментом которой является базит-гипербазитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса;

2) раннюю субдукционно-аккреционную (2,88–2,83 млрд лет), когда сначала в связи с процессами субдукции образовались компоненты новой континентальной коры, а позднее в результате их акреции – два микроконтинента («керетьозерский» и «тулппио»);

3) поздние субдукционно-аккреционные (2,8–2,78 и 2,75 млрд лет), когда на конвергентных границах литосферных плит продолжилось образование новых фрагментов сиалия, сформировался «беломорский» микроконтинент;

4) предколлизионную (2,73–2,71 млрд лет), когда происходит смена субдукции под край «беломорского» микроконтинента на его коллизию с микроконтинентом «тулппио»;

5) раннюю коллизионную (2,71–2,7 млрд лет), когда в процессе взаимодействия двух микроконтинентов формируется коллизионный ороген гималайского типа;

6) позднеколлизионную (2,7–2,6 млрд лет), когда происходит коллапс образовавшегося орогена, сопровождающийся базитовым магматизмом, формированием комплексов, сопоставимых с вулканогенной молассой.

Последовательность главных стадий формирования литосферы восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея, как показал анализ имеющихся данных, сопоставима с их последовательностью в рамках цикла Вилсона: начальная, во время которой, вероятно, произошел распад «острова сиала» (выделяется по косвенным признакам), ранняя, во время которой в зонах субдукции формируется новая континентальная кора, в зонах спрединга и задуговых бассейнах – океаническая, а под воздействием плюмов – вулканические плато, происходят аккреционные процессы; средняя (коллизионная), когда происходит интенсивное взаимодействие континентальных плит (или микроплит), закрытие океанов, формируется структура континентальных блоков; поздняя, во время которой происходит распад (коллапс) образовавшейся коллизионной системы; заключительная, характеризуется слабой эндогенной активностью, предшествует началу нового цикла.

Продолжительность формирования литосферы восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея в целом и ее главных стадий также сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона: общая продолжительность – около 550 млн лет (с 3,05 до 2,5 млрд лет), в том числе начальная стадия – около 50 млн лет, ранняя – 340 млн лет (3,05–2,717 млрд лет), средняя (коллизионная) – 30 млн лет (2,72–2,69 млрд лет), поздняя – 110 млн лет (2,69–2,58 млрд лет), заключительная – 80 млн лет (2,58–2,5 млрд лет). Близкая динамика развития литосферы во второй половине архея отмечается и для других (Канадского, Южно-Африканского, Западно-Австралийского) щитов.

В рамках архейского цикла Вилсона в развитии литосферы восточной части Фенноскандинавского щита выделяются два цикла второго порядка: первый из них продолжительностью 200 млн лет (3,05–2,85 млрд лет) отвечает формированию Ведлозерско-Сегозерского аккреционного орогена, второй продолжительностью 300 млн лет (2,88–2,58 млрд лет) – Беломорского коллизионного орогена.

Большой объем полученных в последнее десятилетие новых геологических, геохронологических, изотопно-геохимических и геофизических данных по восточной части Фенноскандинавского щита и особенно Беломорскому подвижному поясу дает основание полагать, что в ближайшее время наиболее перспективные направления исследований, которые могут иметь важное значение для решения фундаментальных проблем раннедокембрийской геологии, будут связаны с изучением мезо- и неоархейских фрагментов океанической коры, эклогитов, магматических комплексов коллизионной стадии, а также глубинного строения литосферы.

Фенноскандинавский щит, в пределах которого в настоящее время установлены, по крайней мере, три разновозрастные группы докембрийских фрагментов океанической коры: мезоархейский (Центрально-Беломорский), неоархейский (ириногорский комплекс) и палеопротерозойский (Йормуа), является хорошим полигоном для изучения эволюции этих комплексов путем сравнения состава однотипных пород. Благодаря находкам в мезоархейских перидотитах первичномагматических оливинов и, вероятно, пироксенов перспективно изучение их тонкой геохимии (в первую очередь РЗЭ), что позволит оценить состав архейской мантии. Другой интересный аспект исследований оливина – изучение его микроструктуры. Эти данные могут нести информацию о деформациях мантийного уровня (Добржинецкая, 1989).

В Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита сейчас известно два района (Володичев и др., 2004; Объяснительная..., 1994; Щипанский и др., 2005; Konilov et al., 2004), в которых установлены архейские эклогиты. Изучение петрологии и тектонической позиции этих пород позволит получить новые данные об особенностях субдукции и эксгумации коровых пород в неоархее и о термальной структуре литосферы.

Изучение магматических и метаморфических следствий коллизионных процессов на глубоких срезах земной коры крайне важно для понимания природы этих явлений (Федоровский и др., 1997). В условиях сдвиговых деформаций в коллизионных системах могут формироваться своеобразные по составу и структурной позиции синметаморфические стресс-граниты (Владимиров и др., 2004). Более экзотично выглядит явление, обнаруженное на Байкальском геодинамическом полигоне: внедрения базальтовой магмы в гранитный расплав – синметаморфический магматический минглинг (Скляров и др., 2001). Это один из малоизученных коллизионных эффектов, когда в ходе коллизии в локальных зонах возникают условия растяжения коры. Может быть, именно такие эффекты дают основание (Терехов, 2003) существенно увеличивать роль процессов растяжения при формировании Беломорского подвижного пояса на ранних стадиях развития.

Значительные перспективы в понимании связи между картируемыми на поверхности геологическими структурами и глубинным строением земной коры восточной части Фенноскандианского щита связаны с работами по интерпретации выполненных здесь 32 сейсмических профилей (Глубинное..., 2004). Наибольшее значение имеют два из них, сделанные на территории России в последние годы ГНПП «Спецгеофизика»: I-EВ (Кольская сверхглубокая – Кемь – Лодейное Поле) и 4В (Кемь – Калевала). Проведенные исследования (Глубинное..., 2004; Минц и др., 2001а, б, 2002, 2007а, б; Самсонов и др., 2001) позволили установить особенности строения земной коры Беломорской и Карельской провинций, предложить модели их формирования. Однако они показали, что геологическая трактовка сейсмоотражающих поверхностей может существенно отличаться у разных авторов, и это во многом связано с отсутствием детальных структурно-геологических данных. Таким образом, для интерпретации сейсмологических материалов необходимы детальные (масштаба не менее 1 : 25 000) структурно-геологические карты, обеспеченные геохронологическими данными.

Значительные перспективы имеет также использование для палеогеодинамических реконструкций архея возможностей палеомагнитного метода – единственного инструментального метода для определения взаимного расположения блоков земной коры (Лубнина, Слабунов, 2008; Храмов и др., 2006; Mertanen, 2000).

Все перечисленные задачи не могут быть решены в полной мере, если проводимые работы не будут сопровождаться прецизионным датированием геологических процессов. Современное состояние приборно-аналитической базы в нашей стране, в частности после введения в рабочий режим прибора SHRIMP-II во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), позволяющего определять возраст отдельных частей зерен циркона, дает основание надеяться на то, что будет решена проблема надежного датирования конкретных геологических процессов даже в полиметаморфических комплексах, к числу которых принадлежат образования Беломорского подвижного пояса.

Беломорский подвижный пояс является типовой и наиболее перспективной для всесторонних геологических исследований структурой, относящейся к типу древнейших коллизионных орогенов.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Алексеев Н. Л., Балаганский В. В., Зингер Т. Ф. и др. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // ДАН. 2004. Т. 397, № 3. С. 369–373.
- Артюшков Е. В. Геотектоника. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Артюшков Е. В. Физическая геотектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Бабарина И. И. Структурная эволюция Кукасозерского сегмента Северо-Карельской коллизионной зоны // Геотектоника. 1998. № 3. С. 54–58.
- Бабарина И. И., Щипанский А. А., Самсонов А. В. и др. Архейская аккреционно-коллизионная тектоника южной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы всерос. науч. конф. Т. 1. М., 2002. С. 17–19.
- Байкова В. С., Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А. и др. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 442–444.
- Балаганский В. В. Воче-Ламбинская зеленокаменная структура // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 13–15.
- Балаганский В. В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2002. 32 с.
- Балаганский В. В., Бибикова Е. В., Богданова С. В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.
- Балаганский В. В., Богданова М. Н., Козлова Н. Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: КФАН СССР, 1986. 100 с.
- Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осиценко Л. Г. Раннепротерзийская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В. В., Козлова Н. Е. Крупномасштабные высокотемпературные пластические сдвиговые зоны в раннедокембрийских породах Кольского региона и их структурный парагенезис // Структурные парагенезисы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГНОС, 1997. С. 11–13.
- Балаганский В. В., Кудряшов Н. М., Балашов Ю. А. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158–168.
- Балаганский В. В., Минц М. В., Дэйли Дж. С. Палеопротерзийский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006а. С. 158–171.
- Балуев А. И., Моралев В. П., Глуховский М. З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
- Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
- Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
- Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Егоров Д. Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировоградского месторождения (железорудная формация Кольского полуострова) // ДАН. 1998. Т. 360, № 5. С. 673–676.
- Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Пожиленко В. И. (U-Pb) геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрая Кольского региона // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Материалы II Всерос. петрограф. совещ. Т. IV. Сыктывкар, 2000. С. 2442–2446.

Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Прил. № 3. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 52 с.

Беляев О. А., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б. и др. Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района малых Кейв (Кольский полуостров) // ДАН. 2001. Т. 379, № 5. С. 651–654.

Беляев О. А., Петров В. П. Новые данные по исследованиям структурно-метаморфической истории докембрия северо-востока Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология и геофизика. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 195–207.

Беляев О. А., Пожиленко В. И. Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Ёнкий сегмент) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 17.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.

Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 8–28.

Берзин Р. Г., Сулейманов А. К., Заможная Н. Г. и др. Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 39–63.

Берк К., Дьюи Дж. Д., Кидд У. С. Ф. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 123–143.

Беус А. А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 335 с.

Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.

Бибикова Е. В., Богданова М. Н., Шельд Т. Новые U-Pb изотопные данные для архея северо-западного Беломорья // ДАН. 1995а. Т. 344, № 6. С. 794–797.

Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.

Бибикова Е. В., Борисова Е. Ю., Другова Г. М., Макаров В. А. Метаморфическая история и возраст глиноземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997а. № 9. С. 883–893.

Бибикова Е. В., Крылов И. Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1234.

Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Кирнозова Т. И. Геохронология архея западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 3–20.

Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Шипанский А. А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003а. Т. 11, № 3. С. 289–320.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И. Реконструкция возраста протолита архейских комплексов Балтийского щита // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы всерос. науч. конф. Т. 2. М., 2002. С. 51–53.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сференов // Геохимия. 1999а. № 8. С. 842–857.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999б. Т. 7, № 2. С. 115–140.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003б. С. 68–71.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Кирнозова Т. И. и др. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997б. № 11. С. 1154–1160.

Литература

- Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Кирнозова Т. И. и др. У-Рb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // ДАН. 1995б. Т. 343, № 4. С. 517–521.
- Бибикова Е. В., Шельд Т., Богданова С. В. и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Суханов В. А., Харitonov Л. Я. О структурном соотношении Карельской и Беломорской формаций в Кемском районе Восточной Карелии // Доклады АН СССР. 1964. Т. 156, № 3. С. 550–553.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Юдин Б. А. Конгломераты района оз. Воче-Ламбина (Кольский полуостров) // Вестник Ленинград. ун-та. Геология и география. 1976. Вып. 4, № 24. С. 46–51.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. М., Сагалевич Е. Г., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембра / / Геотектоника. 1995. № 2. С. 61–74.
- Божко Н. А., Баркин Ю. В. Суперконтинентальная цикличность и ее возможные механизмы / / Ломоносовские чтения 2002 года. М.: МГУ, 2002. С. 4–6.
- Борисов П. А., Волотовская Н. А. Хизоваарское месторождение кианита (КФ ССР) / / Советская геология. 1941. № 6. С. 82–86.
- Борукаев Ч. Б. Структура докембра и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Буйко А. К., Левченков О. А., Турченко С. И., Друбецкой Е. Р. Геология и изотопное датирование реаннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16–30.
- Великославинский С. Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты, 1984. 112 с.
- Ветрин В. Р., Каменский И. Л., Баянова Т. Б. и др. Меланократовые включения и петрогенез щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178–1191.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Владимиров А. Г., Федоровский В. С., Хромых С. В., Докукина К. А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // ДАН. 2004. Т. 397, № 5. С. 643–649.
- Володичев О. И. Архейские и протерозойские домены в докембре Карелии и сопряженных территорий // Суперконтиненты в геологическом развитии докембра: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 51–54.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
- Володичев О. И. Геолого-петрологические признаки субдукционной стадии развития Беломорской коллизионной структуры в верхнем архее // Беломорский подвижный пояс: Материалы междунар. конф. Петрозаводск, 1997а. С. 23–24.
- Володичев О. И. Кианитовые эклогитоподобные породы беломорского комплекса // Информ. материалы (геология и полезные ископаемые) за 1974 г. Петрозаводск: КФ АН ССР, 1976. С. 45–51.
- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса. Л.: Наука, 1975. 170 с.
- Володичев О. И. Особенности преобразования глиноземистых пород Беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969. С. 49–57.
- Володичев О. И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972. 25 с.
- Володичев О. И. Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1977. С. 57–79.
- Володичев О. И. Эндогенное отражение беломорской коллизионной орогении в Карельском кратоне // Докембрей Северной Евразии: Тез. докл. междунар. совещ. СПб., 1997б. С. 22.

Володичев О. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002б. С. 49–50.

Володичев О. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии. Заключительный отчет по теме № 158. Петрозаводск, 2002в. С. 7–85.

Володичев О. И. Р-Т-т тренды эволюции метаморфизма при формировании позднеархейской Беломорской коллизионной структуры // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002а. С. 59–60.

Володичев О. И., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Изотопный U-Pb возраст чарнокитов ЮВ части Тулосозерской структуры Западной Карелии // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 110–113.

Володичев О. И., Король Н. Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1983. С. 5–26.

Володичев О. И., Король Н. Е., Лобанок Е. И. К метаморфизму пород района оз. Короппи – оз. Перюкс – оз. Шуарыярви // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия (опер.-информ. материалы). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 50–55.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Парфенова О. В. и др. Об эклогитизации габбро в дайках комплекса лерцолитов – габброноритов – палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005а. С. 133–135.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. Уникальные геологические образования Карелии: архейские офиолиты и эклогиты // Труды КарНЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 17–35.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005б. С. 60–74.

Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под. ред. Ф. П. Митрофанова и В. И. Пожиленко. Апатиты: КФ АН СССР, 1991. 196 с.

Бревеский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.

Бревеский А. Б. Петрология коматитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 2000. 37 с.

Бревеский А. Б., Левченков О. А. Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 77–80.

Бревеский А. Б., Матреничев В. А., Ружьев М. С. Петрология коматитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С. и др. Л.: Недра, 1981. 154 с.

Геодинамические реконструкции: Методическое руководство. Л.: Недра, 1991. 144 с.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1 : 500 000. Гл. ред. Митрофанов Ф. П. Апатиты, 1996.

Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 184 с.

Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 264 с.

Геология Карелии / Отв. ред. Соколов В. А. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Литература

- Геология СССР.* Т. 37. Карельская АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 740 с.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура района Кукасозеро-Тикшеозера // Вестник ЛГУ. Сер. геол. 1969. Вып. 1. С. 73–85.
- Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971. 140 с.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. Г. и др. Л.: Наука, 1972. 193 с.
- Гладкочуб Д. П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии – раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 36 с.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
- Глебовицкий В. А., Зингер Т. Ф., Беляцкий Б. В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // ДАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 63–66.
- Глебовицкий В. А., Козаков И. К., Котов А. Б. Длительность геологических процессов по изотопно-геохронологическим данным // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 128–132.
- Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Глебовицкий В. А., Шемякин В. М. Позднеархейские коллизионные орогены Западной Лавразии // Тез. докл. междунар. совещ. «Докембрий Северной Евразии». СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 25–26.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
- Голованова Л. С. Изменение вещественного состава глиниземистых гнейсов при ультраметаморфизме (на примере чупинской свиты) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1983. С. 39–50.
- Голованова Л. С., Алексеев Б. Я. Чупинская свита беломорской серии // Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1978. С. 48–62.
- Горлов Н. В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 112 с.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранитоиды и пегматитообразование). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1985. 176 с.
- Демидов Н. Ф., Кратц К. О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшеозерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 95–116.
- Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур: Методическое пособие. СПб.: Рескомнедра; ВСЕГЕИ, 1994. 191 с.
- Добрецов Н. Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 23.
- Добрецов Н. Л. Процесс коллизии в палеозойских складчатых областях и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 451–476.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Динамика зон субдукции: модели формирования аккреционного клина и подъема глаукофановых сланцев и эклогитов // Геология и геофизика. 1991. № 3. С. 4–20.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Шацкий В. С. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 235 с.
- Добржинецкая Л. Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
- Докембрейская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1 : 500 000) / Радченко А. Т., Балаганский В. В., Виноградов А. Н. и др. СПб: Наука, 1992. 110 с.
- Докукина К. А., Конилов А. Н. Реконструкция условий магматической консолидации докембрейских метаморфизованных мафических даек габброноритового Беломорского подвижного пояса (Северная Карелия) // Актуальные проблемы геологии докембра, геофизики и геоэкологии: Материалы XVIII молодежной науч. конф., посвящ. памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца. СПб., 2007. С. 53–55.
- Другова Г. М. Особенности раннедокембрейского метаморфизма в Беломорском складчатом поясе // ЗВМО. 1996. № 2. С. 24–38.

- Другова Г. М., Левченков О. А., Савельева Т. Е. Гранитоиды раннего докембria северо-западного Беломорья // ЗВМО. 1995. № 1. С. 35–51.
- Дубинин Е. П., Ушаков С. А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
- Дук В. Л. Складки зоны ультратаморфизма. Л.: Наука, 1967. 83 с.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191–219.
- Журавлев В. А., Шипилов Э. В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы // ДАН. 2007. Т. 417, № 6. С. 786–790.
- Елисеев М. А. Лопийские образования района Челозера // Геология Северо- и Восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1987. С. 13–36.
- Ефимов А. А., Каулина Т. В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуахта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 31.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология) / Отв. ред. Лобач-Жученко С. Б. Л.: Наука, 1988. 212 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Отв. ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Зингер Т. Ф. Морфогенетическая эволюция цирконов в полиметаморфических породах // ДАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 452–455.
- Иванов Б. В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1990. 213 с.
- Интерпретация геохимических данных / Под. ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Кадик А. А., Луканин О. А., Лапин И. В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
- Кадик А. А., Максимов А. П., Иванов Б. В. Физико-химические условия кристаллизации и генезиса андезитов (на примере Ключевской группы вулканов). М.: Наука, 1986. 158 с.
- Казанин Г. С., Журавлев В. А., Павлов С. П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.
- Карта метаморфических фаций восточной части Балтийского щита, м-б 1 : 1 500 000 / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. 1978.
- Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб., 1991.
- Каулина Т. В. U-Pb датирование цирконов из реперных геологических объектов Беломорско-Лапландского пояса (Северо-Западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 18 с.
- Каулина Т. В., Ананасевич Е. А. Архейские эклогиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U-Pb и Sm-Nd данные // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 174–175.
- Каулина Т. В., Ананасевич Е. А., Савченко Е. Э. и др. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона // Геология и минерагения Кольского региона: Тр. Всерос. (с междунар. участием) науч. конф. и IV Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2007. С. 229–232.
- Каулина Т. В., Богданова М. Н. Новые U-Pb изотопные данные для процессов магматизма и метаморфизма северо-западного Беломорья // ДАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 677–679.
- Каулина Т. В., Богданова М. Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера (Минск). 2000. № 12. С. 85–97.
- Кислицын Р. В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2001. 22 с.
- Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И. Возраст супракомплекса Воче-Ламбина, Кольский полуостров, по результатам U-Pb датирования по циркону // Общие вопросы расчленения докембрия: Материалы III Всерос. совещ. Апатиты, 2000а. С. 103–106.
- Кислицын Р. В., Балаганский В. В., Манттари И. и др. U-Pb возраст цирконов из габброноритов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вестник МГУ. 2000б. Т. 3, № 2. С. 307–314.

Литература

- Книппер А. Л., Савельева Г. Н., Шараськин А. Я.* Проблемы классификации оphiолитов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 250–283.
- Коваленко А. В., Ризванова Н. Г.* Остерский плутон – древнейший массив двуполовошпатовых гранитов на Балтийском щите // ДАН. 2000. Т. 373, № 1. С. 210–214.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Ковач В. П. и др.* Источники фанерозойских гранитоидов центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- Кожевников В. Н.* Аномальные геохимические ассоциации в Хизоваарской верхнеархейской зеленокаменной структуре, Северная Карелия // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 84–107.
- Кожевников В. Н.* Архейская геодинамика Карельского кратона: аргументы, модели, новейшие аналогии, металлогенические следствия // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы Междунар. конф. Т. 1. Воронеж, 2002. С. 114–117.
- Кожевников В. Н.* Архейские геодинамические системы: пологая субдукция, цикличность, молодые аналоги, металлогенические следствия // Труды КарНЦ РАН. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 3–21.
- Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Кожевников В. Н.* Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1992. 199 с.
- Кожевников В. Н.* Метасоматическая зональность в ультрабазитах Тулосского блока // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 89–98.
- Кожевников В. Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Кожевников В. Н., Белоусов Е. Ф.* Архейские образования района Иринозера // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск: КФ РАН, 1987. С. 36–44.
- Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. и др.* Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.
- Кожевников В. Н., Мельянцев Н. В., Белоусов Е. Ф., Дербасова А. Л.* Геолого-геохимическая типизация коматитов Северной Карелии // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: КФ РАН, 1988. С. 40–56.
- Кожевников В. Н., Самсонов А. В., Щипанский А. А.* Архейский хизоваарский зеленокаменный комплекс в районе оз. Верхнее // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 31–52.
- Кожевников В. Н., Травина Е. Н.* Геохимия и микроструктуры кварцитов Хизоваарской структуры // Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. С. 20–26.
- Кожевников В. Н., Чухонин А. П., Шулешко И. К.* Полихронный высокотермальный метаморфизм пород Западной Карелии // ДАН СССР. 1987. Т. 242, № 6. С. 1441–1445.
- Козаков И. К., Котов А. Б., Ковач В. П., Сальникова Е. Б.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монглии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 240–248.
- Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Глазнев В. Н. и др.* Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
- Козловский В. М., Аранович Л. Я.* Красногубское дайковое поле эклогитизированных базитов как представитель ранней (догранулитовой) истории Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // II Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. СПб., 2007. С. 125–131.
- Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
- Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 263 с.
- Колодяжный С. Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое / Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

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

Коншин В. А. Геология и метаморфизм района оз. Верхнее Куйто – Тоухтуринъярви (Вокнаволокский блок, Западная Карелия) // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 70–89.

Коншин В. А. Гранитоиды Пяозерско-Тикшезерского поднятия // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 77–115.

Коншин В. А. О таваярвинском комплексе // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. С. 116–141.

Коншин В. А., Слабунов А. И., Степанов В. С. Геология района оз. Поньгома (Северная Карелия) // Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. С. 3–9.

Кориковский С. П. Фации глубинности коровых эклогитов // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всерос. науч. конф. М., 2002. Т. 2. С. 108–110.

Кориковский С. П., Говорка Д. Два типа гранат-клинопироксен-плагиоклазовых метабазитов из кристаллического комплекса Малой Фатры (Западные Карпаты): метаморфическая эволюция, Р-Т параметры, симплектитовые и келифитовые структуры // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 140–166.

Король Н. Е. Чарнокитоиды Пажминской интрузии и их метаморфические преобразования // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1983. С. 64–92.

Коросов В. И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

Коросов В. И., Назарова Т. Н. Новые данные по стратиграфии тикшезерской серии района оз. Тикшозеро // Опер.-информ. материалы. Петрозаводск, 1977. С. 15–20.

Косой Л. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии // Уч. зап. ЛГУ. Серия геол.-почв.-географ. 1936. Вып. 3. № 10. С. 53–79.

Костин В. А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. 165 с.

Котов А. Б., Саморукова Л. М. Эволюция гранитообразования в тектонометаморфических циклах раннего докембра. Л.: Наука, 1990. 159 с.

Котова Л. Н., Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Байкова В. С. Условия минералообразования позднеархейского гранулитового метаморфизма Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области // ЗВМО. 1995. № 1. С. 24–34.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 210 с.

Кратц К. О., Демидов Н. Ф. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид Северной Карелии / Тр. КарФ АН СССР. Вып. 11. Петрозаводск. 1963. С. 34–35.

Кудряшов Н. М. Геохронология парагнейсов, гранитогнейсов и метадиоритов района оз. Сенное (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 28 с.

Кудряшов Н. М., Гавриленко Б. В., Ананасевич Е. А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые северо-запада России. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.

Кулешевич Л. В. Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 207–211.

Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 266 с.

Куликов В. С., Куликова В. В. Некоторые черты эндогенных режимов в докембрии Карельского региона // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 187–192.

Куликов В. С., Куликова В. В., Шарков Е. В. и др. Новые данные по геологии Кийостровского расслоенного интрузива (Онежская губа Белого моря) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 212–216.

Литература

- Куликова В. В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 254 с.
- Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // ДАН. 1989. Т. 306, № 1. С. 173–175.
- Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 124 с.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 590–612.
- Латышев Л. Н. Геологическое строение докарельских образований района оз. Воче-Ламбина – Кислая губа // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984. С. 20–27.
- Левченков О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.
- Левченков О. А., Зингер Т. Ф., Дук В. Л. и др. U-Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о-ва Поньгом-наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // ДАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 90–92.
- Левченков О. А., Николаев А. А., Богомолов Е. С., Яковлева С. З. Уран-свинцовий возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологические корреляции. 1994. Т. 2, № 1. С. 3–9.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Вревский А. Б., Чекулаев В. П. Формирование древнейших (3,2–2,85 млрд лет) террейнов Балтийского щита // Суперконтиненты в геологическом развитии докембра: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 140–143.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Крылов И. Н., Матреничев В. А. Фракционная кристаллизация в архейских коматит-базальтовых сериях, установленная по распределению редких элементов // Геохимия. 1989а. № 10. С. 1437–1448.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И. и др. Стратиграфический разрез Костомушской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000а. № 4. С. 3–10.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 155–171.
- Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 657–677.
- Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М. и др. Архейский магматизм района оз. Но-тозера Северо-Западного Беломорья, изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–622.
- Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Левченков О. А. и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембра. Л.: Наука, 1989б. С. 14–45.
- Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В. П. и др. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Т. 15, № 5. С. 493–523.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские терреины Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000б. № 6. С. 26–42.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.
- Лобиков А. Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982. С. 90–91.

- Лубнина Н. В., Слабунов А. И. Палеомагнетизм архея (на примере Фенноскандинавского щита): состояние проблемы, новые результаты и перспективы // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы науч. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 32–35.
- Магматические горные породы. Кислые и средние породы. Т. 4. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Магматические формации СССР. Т. 2. Л.: Недра, 1979. 279 с.
- Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб., 1992. 195 с.
- Марков М. С., Авакян К. Х., Баржицкий В. В. и др. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова (к созданию геодинамической карты Кольского полигона). Апатиты: КФ АН СССР, 1987. 44 с.
- Матреничев В. А. Инициальный вулканализм архейских зеленокаменных поясов Карелии: модели происхождения и гетерогенности источников: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2000. 24 с.
- Матреничев В. А., Пинькова Л. О., Левченков О. А. и др. Выделение второй генерации архейских зеленокаменных поясов Карелии. Геология и геохронология // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М., 2000. С. 245–247.
- Международный тектонический словарь. Вводный выпуск / Ред. Денис Дж., Муравски Г., Вебер К. М.: Мир, 1982. 142 с.
- Металлогения Карелии / Под ред. С. И. Рыбакова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.
- Метаморфизм и тектоника / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
- Миллер Ю. В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997а. № 4. С. 80–89.
- Миллер Ю. В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997б. Вып. 3 (21). С. 28–40.
- Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.
- Миллер Ю. В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.
- Миллер Ю. В., Байкова В. С., Арестова Н. А., Шулешко И. К. Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2005. № 2. С. 17–32.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
- Миллер Ю. В., Мыскова Т. А., Милькевич Р. И. Супракrustальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (северо-западное Беломорье) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 13–28.
- Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
- Минц М. В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 2–22.
- Минц М. В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3–29.
- Минц М. В., Балаганский В. В. Ограничения тектонических моделей зарождения и эволюции земной коры Фенноскандинавского щита // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006а. С. 213–217.
- Минц М. В., Берzin Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Коллизионные структуры раннедокембрийской коры восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных данных по профилю 4В // ДАН. 2001а. Т. 379, № 1. С. 83–89.
- Минц М. В., Берzin Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001б. С. 157–190.
- Минц М. В., Берzin Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Палеопротерозойские коллизионные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона по результатам сейсмопрофилирования МОГТ // ДАН. 2002. Т. 385, № 5. С. 648–654.

Литература

Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.

Минц М. В., Сулейманов А. К., Заможняя Н. Г., Ступак В. М. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007а. С. 115–119.

Минц М. В., Сулейманов А. К., Заможняя Н. Г., Ступак В. М. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, ЭГГИ, FIRE-4а // Модели земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007б. С. 110–114.

Митрофанов Ф. П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5–14.

Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б. Архейский Кейвский террейн Кольского коллизиона – особая структура, длительно развивающаяся от протоплатформы к орогену // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 41–44.

Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Балабонин Н. Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3, № 21. С. 5–18.

Митрофанов Ф. П., Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Древнейший в мире ано-рекордный щелочно-гранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374, № 2. С. 238–241.

Митрофанов Ф. П., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. Эволюция архейской литосферы // Тектоника и некоторые проблемы металлогенеза раннего докембра. М.: Наука, 1986. С. 135–144.

Михальский Е. В. Геология и эволюция земной коры восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2007. 45 с.

Моралев В. М., Глуховский М. З. Архейская и раннепротерозойская тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 50–90.

Морозова И. М., Ризванова Н. Г., Лохов К. И., Левский Л. К. U-Pb система цирконов из пород экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии // Геохимия. 1998. № 8. С. 782–790.

Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 139 с.

Мыскова Т. А. Глиноземистые гнейсы Беломорья (химический состав, происхождение, условия формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2001. 24 с.

Мыскова Т. А., Бережная Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005а. Т. 402, № 1. С. 82–85.

Мыскова Т. А., Глебовицкий В. А., Матуков Д. И. и др. U-Pb изотопный возраст метадаситов Каликорвинской структуры Беломорья // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003а. С. 331–332.

Мыскова Т. А., Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В. и др. Супракrustальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Литология и полезные ископаемые. 2003б. Т. 11, № 6. С. 3–19.

Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Богомолова Е. С., Гусева В. Ф. Новые данные о составе и возрасте протолита глиноземистых гнейсов кольской и тундровой серий Центрально-Кольского блока Балтийского щита // Геология и геодинамика архея: Материалы 1-й Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембра. СПб.: Центр информ. культуры, 2005б. С. 272–275.

Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов Ю. В., Миллер Ю. В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–665.

Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Ненахов В. М., Иванников В. В., Кузнецов Л. В., Стрик Ю. Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, 1992. 100 с.

- Нестеренко Г. В., Аристкин А. В.* Глубина кристаллизации базальтовых магм // Геохимия. 1993. № 1. С. 77–87.
- Никитин И. В.* Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104–111.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембра России. Объяснительная записка.* Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.
- Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500 000. Авт.: Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А. и др.* Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 96 с.
- Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутоваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.
- Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., 1973. 198 с.
- Перчук А. Л.* Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2003. 48 с.
- Перчук А. Л., Геря Т. В., ван Риен Д. Д., Смит С. А.* Р-Т тренды и проблемы высокотемпературного полиметаморфизма // Петрология. 2006. Т. 12, № 2. С. 131–167.
- Перчук А. Л., Ушаков С. А.* Термодинамический режим метаморфизма в областях поддвигания литосферных плит // Вестник МГУ. Сер. геол. 1973. № 6. С. 20–29.
- Петров В. П.* Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты, 1999. 325 с.
- Петров В. П., Беляев О. А., Волошина З. М. и др.* Эндогенные режимы метаморфизма в раннем докембре. Л.: Наука, 1990. 184 с.
- Петрова А. Ю., Бибикова Е. В., Клаэссен С.* Изотопный возраст санукитоидов Карелии (U-Pb датирование цирконов на ионном микрозонде NORDSIM) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 354–358.
- Петрографический кодекс.* Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
- Петрографический словарь /* Под ред. Петрова В. П., Богатикова О. А., Петрова Р. П. М.: Недра, 1981. 496 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей /* Под ред. Богатикова О. А. М.: Наука, 1987. 336 с.
- Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., 1981. 751 с.
- Плаксенко А. Н.* Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: ВГУ, 1989. 224 с.
- Планета Земля. Энциклопедический справочник.* Том «Тектоника и геодинамика» / Ред.: Красный Л. И., Петров О. В., Блюман Б. А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
- Пожиленко В. И.* Метагипербазиты Енско-Риколатвинской зоны северо-западного Беломорья // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 83–87.
- Пожиленко В. И.* Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрейских структур Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 56–63.
- Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В.* Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
- Полканов А. А.* Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова // Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Путеводитель – северная экспедиция, Кольский п-ов. 1937.
- Половинкина Ю. Ир.* Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II. Метаморфические породы. М.: Недра, 1966. 272 с.
- Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканических и осадочных образований докембра. Апатиты, 1970. 114 с.
- Пржиялговский Е. С.* Кольцевые структуры докембра северной Карелии – геологическое строение и связь с линеаментными зонами: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1991. 25 с.

Литература

- Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В. и др. Коматиты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.
- Раевская М. Б., Горьковец В. Я., Светова А. И., Володичев О. И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
- Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита / Автор В. З. Негруца. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. Глебовицкого В. А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Ризванова Н. Г., Левченков О. А., Богданова В. С. и др. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076–1087.
- Рифтовая зона хребта Рейкьянес: тектоника, магматизм и условия осадкообразования. М.: Наука, 1990. 236 с.
- Робонен В. И. Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 145–156.
- Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. А. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пебозерского района (восточная Карелия) // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 59–77.
- Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // ДАН СССР. 1972. Т. 203. С. 674–676.
- Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
- Розен О. М., Федоровский В. С. Коллизионные граниты и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Ружьева М. С. Коматит-базальтовый магматизм зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) как свидетельство проявления механизма плюм-тектоники 2.82 млрд. лет // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск; Москва: Пробел-2000, 2002. С. 191–193.
- Рундквист Д. В., Дагелайский В. Б., Хильтова В. Я. Зональность и эволюционные ряды рудоносных структур докембра / Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 5. С. 387–399.
- Ручьев А. М. О гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс Балтийского щита) // Вопросы геологии и магматизма докембра Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. С. 3–6.
- Ручьев А. М. О протолите гнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология, петрография и геохимия докембрейских образований Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 3–7.
- Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 12–25.
- Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембре Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.
- Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембре Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1980. 135 с.
- Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. Докембрейский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29–38.
- Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д. и др. Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 4–11.
- Рыбаков С. И., Гришин А. С., Володичев О. И. О структурно-метаморфической эволюции архейских зеленокаменных поясов Карелии // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1988. С. 6–17.
- Рыбаков С. И., Мельянцев Н. В. Хизоваарская палеовулканическая постройка // Геология докембре Северной Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1986. С. 16–18.
- Саватенков В. М., Морозова И. М., Левский Л. К. Sr-Nd, Rb-Sr, U-Pb и K-Ag систематика минералов в породах Беломорского комплекса (Кольский полуостров), как индикатор их температурной эволюции // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 319–322.

Савельева Т. Е., Другова Г. М. Новые данные по петрогохимии архейских пород Северо-Западного Беломорья (Балтийский щит) // ЗВМО. 1992. № 6. СХХI. С. 44–58.

Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектонические различия // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. докл. СПб., 1996. С. 74–75.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Щипанский А. А. и др. Геохронология и петрология Хизоваарской структуры, Северокарельский зеленокаменный пояс: стадийность формирования и геодинамические режимы // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 326–329.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 197 с.

Светов С. А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 172 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд. лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 1–5.

Светова А. И. Архейский вулканализм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.

Светова А. И., Рыбаков С. И., Мельянцев Н. В. Лопийские вулканиты оз. Кереть // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск, 1987. С. 44–56.

Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.

Седова И. С., Семенов А. П., Кравцова Е. И. О природе мигматитов полиметаморфического комплекса Тупой губы оз. Ковдозера, северо-западное Беломорье // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 197–224.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Ч. 1 / Кол. авт. под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 237 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Серавкин И. Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 2007. С. 638–669.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1989. 24 с.

Сергеев С. А., Арестова Н. А., Левченков О. А., Яковleva С. З. Изотопный уран-свинцовский возраст Семченской интрузии габбро-диоритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 15–21.

Сергеев С. А., Бибикова Е. В., Левченков О. А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990а. № 1. С. 73–83.

Сергеев С. А., Бибикова Е. В., Матуков Д. И., Лобач-Жученко С. Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Сергеев С. А., Левченков О. А., Арестова Н. А. и др. Возрастные границы формирования железозорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) // Тезисы совещания: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев: Наукова думка, 1990б. С. 72–73.

Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А. К проблеме датирования основных пород // ДАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 377–380.

Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конилов А. Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 5–20.

Литература

Сибелев О. С., Кушкова Н. С., Анисимов П. Н. Тектонометаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры района оз. Коржино) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 23–36.

Сибелев О. С., Травин В. В., Степанова А. В. Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 27–40.

Синицын А. В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембра. Л.: Недра, 1990. 491 с.

Скляров Е. В., Федоровский В. С., Гладкочуб Д. П., Владимиров А. Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // ДАН. 2001. Т. 381, № 4. С. 1–6.

Скорнякова Н. И. Структура Хизоваарского участка // Вопросы геологии и петрологии докембрейских комплексов Карелии (опер.-информ. материалы). Петрозаводск, 1979. С. 37–42.

Слабунов А. И. Баланс главных петrogenных элементов при амфиболитизации габброидов (на примере друзитов Северной Карелии) // Вопросы геологии докембра Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993а. С. 39–53.

Слабунов А. И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993б. № 5. С. 61–74.

Слабунов А. И. Вокшозерская структура Керетского зеленокаменного пояса (строение и петро-геохимические особенности супракrustальных пород) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 27–35.

Слабунов А. И. Геологическое строение южного замыкания Керетской гранит-зеленокаменной системы в районе оз. Нижнее Кумозеро – оз. Кукуя // Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии: Опер.-информ. материалы за 1995 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1996. С. 10–13.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 46 с.

Слабунов А. И. Латеральные вариации и эволюция состава позднеархейских базит-ультрабазитов Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии (петрология и тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 53–76.

Слабунов А. И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракrustальным комплексом в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990а. С. 141–155.

Слабунов А. И. Мезоархейские метаграувакки майозерской стратотектонической ассоциации Керетского зеленокаменного пояса: петрогохимия и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 14–22.

Слабунов А. И. Новые данные по геологии лопийского комплекса района озер Кереть – Верхнее Кумозеро Северной Карелии // Геология докембра Северной Карелии: Опер.-информ. материалы за 1986 г. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1986. С. 19–27.

Слабунов А. И. Структурно-метаморфическая эволюция лопийского супракrustального комплекса района оз. Кереть // Актуальные проблемы геологии, петрологии и геохимии Балтийского щита. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990б. С. 25–36.

Слабунов А. И. Эволюция состава парагнейсов позднеархейской Керетской гранит-зеленокаменной системы // Геология и магматизм Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 9–14.

Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Володичев О. И. и др. Геодинамические реконструкции позднего архея восточной части Балтийского щита. // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы всерос. науч. конф. Т. 1. М., 2002а. С. 90–92.

Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Степанов В. С. и др. Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPORBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006а. С. 143–151.

Слабунов А. И., Бибикова Е. В., Шоберг Х. Поздний архей Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита (геология, изотопная геохимия и геодинамические реконструкции) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 341–343.

Слабунов А. И., Богина М. М., Злобин В. Л., Матуков Д. И. Вокшозерская структура Керет-

ского зеленокаменного пояса Беломорского подвижного пояса: петрология, геохронология метавулканизтов и геодинамические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007а. С. 5–15.

Слабунов А. И., Бурдюх Е. В., Бабарина И. И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эклогитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007б. С. 27–34.

Слабунов А. И., Володичев О. И. Субдукционная и коллизионная геодинамика в позднем архее (на примере Беломорской провинции Балтийского щита) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. конф. Т. 1. Воронеж, 2002. С. 119–121.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Балаганский В. В. и др. Беломорский подвижный пояс: общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005а. С. 6–12.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибикова Е. В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 465–467.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Бибикова Е. В. Неоархейские гранулит-эндербит-чарнокитовый и эклогитсодержащий комплексы Беломорской провинции Балтийского щита: петрология, геохимия и геодинамические следствия // II Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрая и фанерозоя. СПб., 2007в. С. 317–320.

Слабунов А. И., Кулешевич Л. В. Геодинамика и металлогения архейских супракrustальных комплексов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007г. С. 373–375.

Слабунов А. И., Куликова В. В., Степанов В. С. и др. U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы конф. М.: ГЕОС, 2006б. С. 281–286.

Слабунов А. И., Ларионов А. Н., Бибикова Е. В. и др. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 3–14.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Сорыйонен-Вард П. и др. Неоархейский Карельский кратон // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPLOBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006в. С. 133–142.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006г. № 6. С. 3–32.

Слабунов А. И., Максимычева Т. А. Геология и структура лопийских образований района оз. Верхние Кичаны // Геология и петрология: Опер.-информ. материалы за 1988 г. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1988. С. 7–10.

Слабунов А. И., Сибелев О. С. Строение земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как отражение раннедокембрийских геодинамических процессов: опыт синтеза структурно-геологических, петрологических и геофизических данных // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й междунар. конф. Ч. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 201–204.

Слабунов А. И., Степанов В. С. Корреляция главных магматических событий раннего докембрая в Беломорском подвижном поясе и Карельском архейском кратоне Балтийского щита // Важнейшие результаты научных исследований КарНЦ РАН (1994–1999 гг.): Тез. докл. юбилейной науч. конф. КарНЦ РАН, посвящ. 275-летию РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 66–68.

Слабунов А. И., Степанов В. С. Ксенолиты из батолита Северной Карелии – реликты вулканитов архейского зеленокаменного пояса // Геохимия. 1993. № 6. С. 841–851.

Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикова Е. В. и др. Неоархейские габброиды Беломорского подвижного подвижного пояса: U-Pb геохронология по цирконам и геодинамические следствия // Изо-

Литература

топное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы конф. М.: ГЕОС, 2006д. С. 286–290.

Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикова Е. В. и др. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН. 2008. Т. 422, № 6. С. 793–797.

Слабунов А. И., Степанова А. В., Степанов В. С., Бабарина И. И. Серякский мезоархейскийprotoофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005б. С. 19–25.

Смолькин В. Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 189 с.

Словарь-справочник по тектонике литосферных плит / Сост. В. С. Колесниченко. М.: АО «Геоинформмарк», 1993. 71 с.

Соболев Н. В., Шацкий В. С. Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 77–80.

Соболев Н. В., Шацкий В. С. Аксессорные алмазы в высокобарических метаморфических породах земной коры // Составы и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тез. докл. междунар. симпоз. Новосибирск, 1988. С. 77–78.

Соколов С. Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.

Сочеванов Н. Н., Арестова Н. А., Матреничев В. А. и др. Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов в Карельской гранит-зеленокаменной области // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 175–180.

Стенарп М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 42–52.

Стенарп М. М. Стратиграфия архейских образований Карелии // Ранний докембрый Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 4–18.

Степанов В. С. Магматизм Пяозерского блока (петрохимические особенности) и последовательность образования комплексов // Докембрый Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 118–170.

Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрый Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрая Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Степанов В. С. Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1983. С. 27–38.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и карбонатные породы района губы Поньгома (Белое море) // Докембрый Северной Карелии (петрология и тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 6–30.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрая Северной Карелии. Л.: Наука. 1989. 175 с.

Степанов В. С., Слабунов А. И., Степанова А. В. Породообразующие и акцессорные минералы позднеархейских перidotитов района озера Серяк (Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 17–25.

Степанов В. С., Степанова А. В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 55–71.

Степанова А. В., Ларионов А. Н., Бибикова Е. В. и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд лет) фетолитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

Степанова А. В., Слабунов А. И., Бабарина И. И. Неоархейские лейкогаббро островов Супро-

- тивные (Белое море): геология и особенности состава / / Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 18–36.
- Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой) / Отв. ред. Соколов В. А. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1984. 115 с.
- Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Судовиков Н. Г. Магматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследований в Карелии) // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 97–174.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья) / Тр. Ленингр. геол. упр. Вып. 19а. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 88 с.
- Суханов А. В., Нилов М. Ю., Степанова А. В. Применение метода магниторазведки при картировании архейских метаультрабазитов // Геология и геоэкология Северо-Запада России: Материалы XVI молодежной науч. конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. Петрозаводск, 2003. С. 113–116.
- Сыстра Ю. Й. Граниты р-на озер Верхние Кичаны – Нотозеро // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. С. 12–16.
- Сыстра Ю. Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.
- Сыстра Ю. Й. Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
- Сыстра Ю. Й., Семенов А. С. Геологические образования и тектоника западного берега Пяозера // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. С. 7–29.
- Сыстра Ю. Й., Скорнякова Н. И. Деформация лопийских образований района Хизоваара – оз. Кереть (Северная Карелия) // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М., 1986. С. 70–72.
- Терехов Е. Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2003. 49 с.
- Терехов Е. Н. Опыт применения разномасштабных космических снимков для создания геодинамической модели эволюции Балтийского щита // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 7. С. 8–17.
- Терстон Ф. С., Кожевников В. Н., Луукконен Э. Сопоставление ассоциаций тимискамингского типа в провинции Сьюриор и на Балтийском щите: их металлогеническая и тектоническая роль // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия: Материалы 1-го Всерос. палеовулканологического симпозиума. Петрозаводск, 2001. С. 126.
- Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Чернышевой Л. В. М.: Недра, 1989. 560 с.
- Травин В. В. Котозерская тектоническая зона – сместитель позднеархейских покровов Беломорского подвижного пояса // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. конф. Воронеж, 2002. С. 100–103.
- Травин В. В., Козлова Н. Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т. 405, № 3. С. 376–380.
- Травин В. В., Сибелев О. С. Котозерская зона тектонического меланжа в Беломорском подвижном поясе – индикатор позднеархейской коллизии // Карелия и РФФИ: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 10-летию РФФИ. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 70–71.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горлов Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций // Геохимия. 1970. № 3. С. 303–308.
- Туркина О. М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
- Туркина О. М. Петрология докембрийских тоналит-трондьемитовых комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.
- Федоровский В. С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
- Федоровский В. С., Владимиров А. Г., Хайн Е. В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

Литература

- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Фролов В. Т. Литология. Кн. 2. Учебное пособие. М.: МГУ, 1993. 432 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Фузган М. М., Кирнозова Т. И., Бибикова Е. В. и др. Граница Беломорский подвижный пояс – Карельский кратон: данные U-Pb изотопного исследования сферов Южного Беломорья // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы конф. М.: ГЕОС, 2006. С. 371–373.
- Хайн В. Е. Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 6. С. 38–42.
- Хайн В. Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 403–424.
- Хайн В. Е. О взаимосвязи процессов, происходящих на границах литосферных плит // Геотектоника. 1995. № 2. С. 99–102.
- Хайн В. Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
- Хайн В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Хайн В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- Хизоваарское кианитовое поле (Северная Карелия). Петрозаводск: КФ АН СССР, 1988. 102 с.
- Хок Й., Миллер Ю. В. Современная методика кинематического анализа разрывных нарушений, развивающихся в условиях низкотемпературного метаморфизма, на примере Серякского долгоживущего разлома (Северо-Западное Беломорье) // Геотектоника. 1993. № 2. С. 73–76.
- Храмов А. Н., Арестова Н. А., Гуськова Е. Г., Иосифиди А. Г. Палеомагнитные исследования // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPLOBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. С. 199–205.
- Цветков А. А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.
- Чащин В. В. Позднеархейская (лопийская) гранит-зеленокаменная ассоциация пород северо-восточной части Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия. 2004. № 1. С. 33–48.
- Чащин В. В., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия): стратиграфический разрез и U-Pb возраст // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 3–15.
- Чащин В. В., Филиппов Н. Б., Штайнер Б. А. Геохимия РЭ в породах северо-восточной части Беломорского пояса // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Тез. докл. междунар. конф. Петрозаводск, 1997. С. 61–62.
- Чекулаев В. П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 32 с.
- Чекулаев В. П., Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейских комплексов Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембра. СПб.: Наука, 1994. С. 69–86.
- Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
- Чесноков Б. В., Попов В. А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // ДАН СССР. 1965. Т. 162. С. 909–910.
- Шарков Е. В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
- Шарков Е. В., Богатиков О. А., Красивская И. С. Роль мантийных пллюмов в тектонике раннегого докембра восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
- Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембра. Л.: Наука, 1976. 179 с.
- Шинкарёв Н. Ф., Григорьева Л. В. Гранитоидные серии коллизионных зон (петролого-геохимические особенности и вопросы генезиса) // Вестник СПбГУ. Сер. 7 (геология, география). 1995. № 28. С. 4–11.

Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследования Западного Беломорья) // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1957. Вып. 7. С. 74–108.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского п-ова. М.; Л.: АН СССР, 1962. 306 с.

Щербакова Т. Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 149 с.

Щербакова Т. Ф., Куклей Л. Н. Древнейшие интрузивные образования Беломорид (на примере Нигрозерского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 62–70.

Щипанский А. А. Неоархейские офиолиты // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPLOBE / Под ред. Морозова А. Ф., Павленковой Н. И. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. С. 152–157.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2005. 64 с.

Щипанский А. А., Бабарина И. И., Крылов К. А. и др. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // ДАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В., Каулина Т. В. Архейская Беломорская эклогитовая провинция Балтийского щита // Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 458–460.

Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 324–327.

Щипанский А. А., Самсонов А. В., Богина М. М. и др. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 817–820.

Щипцов В. В., Кожевников В. Н., Скорнякова Н. И. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита (Карельский геоблок). Л.: Наука, 1987. 119 с.

Щипцова Н. И. Структурный анализ докембрийских образований района озер Плязера-Топозеро // Отчет «Основные закономерности эволюции магматизма в раннем докембрии Северной Карелии». 1997ф. С. 14–90.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Проблемы литохимии (доклад на заседании Ученого Совета Института геологии УО Коми НЦ РАН). Сыктывкар: Геопринт, 1986. 26 с.

Abbot D. H., Hagstrum J. T. Strategies for finding the record of early precambrian impact events // The precambrian Earth: tempos and events. Eds.: Eriksson P. G., Altermann W., Nelson D. R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 45–62.

Abbott D., Mooney W., Isley A. Some remaining mysteries of Archean tectonics and Earth evolution // 4th International Archaean Symposium. Extended Abstracts. Eds. Cassidy K. F., Dunphy J. M., Van Kranendonk M. J. Perth, Australia, 2001. P. 3–4.

Ahrens T. J., Schubert G. Gabbro-eclogite reaction rate and its geophysical significance // Review of Geophys. and Spase. Phys. 1975. Vol. 13. P. 383–400.

Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 115, N 4. P. 467–473.

Alderman A. R. Eclogites from the vicinity of Glenelg, Inverness-shire // Q. J. Geol. Soc. London. 1936. 92. P. 488–533.

Alexejev N., Zinger T., Belyatsky B., Balagansky V. V. Age of crystallization and metamorphism of the Pezhostrov gabbro-anorthosites, northern Karelia, Russia // 5-th SVEKALAPKO Workshop. Abstracts. Lammi, Finland, 2000. P. 3.

Andersen T. B., Jamtveit B., Dewey J. F., Swensson E. Subduction and eduction of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic collapse, model based on the south Norwegian Caledonides // Terra Nova. 1991. Vol. 3. P. 303–310.

Anonymous. Penrose field conference on ophiolites // Geotimes. 1972. Vol. 17, N 12. P. 24–25.

- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 347–354.
- Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P. The Karelian greenstone belts: their setting in the Archaean domains // SVEKOLAPKO. An EUROPBRE project. 4th Workshop. Abstracts. University of Oulu. 1999. P. 4.
- Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Gus'kova E. G. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as a reflection of plume magmatism: geochemical types and formation stages // Russ. Jour. Earth Sci. 2003. Vol. 5. P. 145–163.
- Arndt N. T., Albarede F., Nisbet E. G. Mafic and ultramafic magmatism // Greenstone belts. Eds.: de Wit M. and Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1997. P. 233–254.
- Arth J. G., Hanson G. N. Quartz diorite derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1972. Vol. 37. P. 161–174.
- Austrheim H. Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones // Terra Nova. 1991. Vol. 3. P. 492–499.
- Baer A. J. Speculations on the evolution of the lithosphere // Precambrian Research. 1977. Vol. 5, N 3. P. 249–260.
- Balaganskiy V. V., Kozlova N. E. A short outline of the main structural features of Archean rocks in the Shirokaya Salma area, the Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre. 1992. 9 p.
- Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P., Balaganskiy V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola – Karelian region and Finland. Eds.: Balaganskiy V. V., Mitrofanov F. P. Apatity: Kola Science Centre, 1992. P. 13–34.
- Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 605–626.
- Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting // Geol. J. 1990. Vol. 25. P. 227–238.
- Barker F., Arth J. G. Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // Geology. 1976. Vol. 4. P. 596–600.
- Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean floor and island-arc tholeiites – application to some ohiolites // Canadian Journal of Earth Sciences. 1979. Vol. 16, N 9. P. 1874–1882.
- Bedard J. H. A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels // Lithos. 1997. Vol. 42. P. 37–45.
- Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. Vol. 91. P. 611–627.
- Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181–193.
- Bibikova E. V., Ihlen P. M., Marker M. Age of hydrothermal alteration leading to garnetite and kyanite pseudo-quartzite formation in the Khizovaara segment of the archean Keret greenstone belt, Russian Karelia // SVEKALAPKO. 6th Workshop. Lammi. Finland. Univ. Oulu, Finland. Dep. Geoph. Rep. 2001a. N 24. P. 15.
- Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129–145.
- Bibikova E. V., Samsonov A. V., Gracheva T. V. et al. Geodynamic evolution of the Khizovaara structure, North Karelian Greenstone Belt: geochronological and petrological constraints // SVEKALAPKO. 5th Workshop. Abstracts. Lammi, Finland, 2000. P. 20.
- Bibikova E. V., Skiöld T., Bogdanova S. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian belt: of the Baltic (Fennoscandian) Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Ed.: Brewer T. S. Geological Society Special Publication. 1996. N 112. P. 55–67.
- Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S. et al. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001b. Vol. 105, N 2–4. P. 315–330.

Bibikova E. V., Skiöld T., Claesson S., Bogdanova S. NORDSIM ages on provenance and metamorphic zircon material in Belomorian metasediments of the Baltic Shield // Abstract Supplement N 1. Terra Nova. 1999. Vol. 9. P. 129–130.

Bibikova E., Slabunov A., Volodichev O., Whitehouse M. The archaen eclogites of the Belomorian province, the Fennoscandian shield (Russia) // EGU-05. Geophysical Research Abstracts. 2005. Vol. 7. P. 02536.

Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. Vol. 71. P. 99–134.

Blundy J. D., Holland T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 104, N 2. P. 208–224.

Bogdanova S. V. High-grade metamorphism of 2,45–2,4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Ed. Brewer T. S. Geological Society. Special Publication. 1996. N 112. P. 69–90.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V. The «Saamian» of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constrains // Precambrian Research. 1993. N 64. P. 131–152.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Skiöld T. The Belomorian mobile belt: history of the archaean and palaeproterozoic deep crust in the earstern Baltic shield // Precambrian Research. Abstracts. Montreal. 1995. P. 234.

Borisova E. Yu., Bibikova E. V., Lvov A. B., Miller Yu. V. U-Pb and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (The Belomorian mobile belt) Baltic Shield // Terra Nova. Abstract Supplement. 1997. Vol. 9. N 1. P. 132.

Bridgwater D., Scott D. J., Balagansky V. V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13. P. 32–37.

Bumby A. J., van der Merwe R. The Limpopo belt of Southern Africa: a neoarchaean to palaeoproterozoic orogen // The Precambrian Earth: tempos and events. Eds.: Eriksson P. G., Altermann W., Nelson D. R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 217–223.

Burg J. P., Delor C. P., Leyreloup A. F., Romney F. Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouregue area (massif Central, France): $P-T-t$ record from mineral to regional scale // Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. Spec. Publ. 43. 1989. P. 423–439.

Cameron W. E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1985. Vol. 89. P. 239–255.

Cameron W. E., McCulloch M. T., Walker D. A. Boninite petrogenesis: Chemical and Nd-Sr isotopic constrains // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 65. P. 75–89.

Camire G. E., Lafleche M. R., Ludden J. N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas // Precambrian Research. 1993. Vol. 62, N 3. P. 285–305.

Card K. D. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion // Precembrian Research. 1990. Vol. 48, N 1/2. P. 99–156.

Chappell B. W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 535–551.

Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. Vol. 8. P. 173–174.

Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B., Arrestova N. A., Kovalenko A. V. Archean terranes of Karelia: evidence from geological and isotope-geochemical data // SVEKOLAPKO. An EUROPORBE project. 4th Workshop. Abstracts. University of Oulu. 1999. P. 16.

Chemenda A. I., Hurpin D., Tang J.-C. et al. Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modeling // Tectonophysics. 2001. Vol. 342. P. 137–161.

Chemenda A. I., Matte P., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 217–227.

Chen S. F., Wyche S. Archaean granite-greenstones of the central Yilgarn craton Western Australia – a field guide. Perth. Geological Survey of W. Australia. 2001. 76 p.

Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: first record and some consequences // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1984. Vol. 86. P. 107–118.

Claesson S., Bibikova E., Skiöld T., Glebovitsky V. The evolution of the Belomorian mobile belt based on U-Pb microanalysis of zircon // 24 Nordiske Geologiske Vintermote. Abstracts. Trondheim. 2000. P. 50–51.

Cloos M. Flow mélange: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. Vol. 93. P. 330–345.

Cloos M. Litospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island areas, spreading ridges and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. Vol. 105, N 6. P. 715–737.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // Journal Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 5. P. 1212–1222.

Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Geological Society of America Bulletin. 1965. Vol. 76. P. 483–508.

Collerson K. D., Campbell L. M., Weaver B. L., Palacz Z. A. Evidence for extreme mantle fractionation in early Archaean ultramafic rocks from northern Labrador // Nature. 1991. Vol. 349. P. 209–214.

Condie K. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions // Tectonophysics. 2000. Vol. 322. P. 153–162.

Condie K. C. Precambrian superplume events // The Precambrian Earth: tempos and events. Eds.: Eriksson P. G., Altermann W., Nelson D. R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 163–173.

Crawford A. J., Fallon T. J., Green D. H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. Ed. A. J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 2–44.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Eds.: Gee D. G. and Stephenson R. A. Geological Society of London, Memoir 32. 2006. P. 579–598.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2001. Vol. 105. P. 289–314.

Daly J. S., Mitrofanov F. P., Morozova L. N. Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 189–195.

Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665.

Defant M. J., Drummond M. S. Mount St. Helens: potential example of partial melting of subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology. 1993. Vol. 21. P. 547–550.

De Jong K., Guise P. G., Timmerman M. J., Daly J. S. The Paleoproterozoic Lapland Kola Orogen: the importance thermal resetting and the existence of tectonic phases, shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages // 3-rd SVEKALAPKO workshop abstracts. Repino, 1998. P. 16–17.

De Jong K., Rex D. C., Guise P. G. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral step-heating ages along a transect through the Lapland-Kola orogen and their implications for the Paleoproterozoic structuration of the Kola Peninsula // SVEKALAPKO workshop abstracts. Lammi, Finland, 1996. P. 28–29.

DePaolo D. J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York: Springer Verlag, 1988. 187 p.

Dewey J. F. Extentional collapse of orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.

De Wit M. J. Archaean tectonics: Wading through a mine-field of controversies // 4th International Archaean Symposium. Extended Abstracts. Eds.: Cassidy K. F., Dunphy J. M., Van Kranendonk M. J. Perth, Australia, 2001. P. 4–6.

De Wit M. J. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // Precambrian Research. 1998. Vol. 91. P. 181–226.

Dobretsov N. L. Blueschists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for their emplacement from the upper mantle // Tectonophysics. 1991. Vol. 186. P. 253–268.

Drummond M. S., Defant M. J. A model for trondhjemite-to-nalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // Journal of Geophysical Res. 1990. Vol. 95. P. 21503–21521.

- Drummond M. S., Defant M. J., Kepezhinskas P. K. Petrogenesis of slab-derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Translations of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
- Eckert J. O., Newton R. C., Kleppa O. J. The ДН of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry // Amer. Mineral. 1991. Vol. 76, N 1/2. P. 148–160.
- Elo S. Geophysical features indicating deep fractures in the Kuusamo area // Deep fracture in the Paanajäri-Kuusamo-Kuolajärvi area. Ed. Silvennoinen A. Geological Survey of Finland. Special Paper 13. 1992. P. 27–37.
- Eriksson K. A., Kapez B., Fralick P. W. Sedimentological aspects // Greenstone belts. Eds.: de Wit M. and Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1997. P. 33–54.
- Ernst W. G. Do mineral paragenesis reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism? // Am. J. Sci. 1971. P. 81–108.
- Ernst W. G. Metamorphism, partial preservation and exhumation of ultrahigh pressure, belts // The Island Arc. 1999. Vol. 8. P. 125–153.
- Ernst W. G., Peacock S. A. A thermotectonic model for preservation of UHP phases // Geophys. Monogr. 96. 1996. P. 171–178.
- Evans B. W., Frost B. R. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1975. Vol. 39. P. 959–972.
- Evans P. M., Mansfeld J., Laajoki K. Geology and geochronology of the Suomujarvi complex: a new Archaean gneiss region in the NE Baltic Shield, Finland // Precambrian Research. 2002. Vol. 116. P. 285–306.
- Friend C. R. L., Bennett V. C., Nutman A. P. Abyssal peridotites > 3,800 Ma from southern West Greenland: field relationships, petrography, geochronology, whole-rock and mineral chemistry of dunite and harzburgite inclusions in the Itsaq Gneiss Complex // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 143. P. 71–92.
- Fripp R. E. P., Jones M. G. Sheeted intrusions and peridotite-gabbro assemblages in the Yilgarn craton, Western Australia: elements of archaean ophiolites // Greenstone belts. Eds.: de Wit M. and Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1997. P. 423–237.
- Gaál G., Gorbatsev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.
- Geology of Ontario. Ontario geological survey. Spec. Part 2. 1992. Vol. 4. P. 714–1525.
- Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Ed. Mitrofanov F. P. Apatity, 1995. 145 p.
- Glebovitsky V. A. The Early Precambrian of Russia. Harwood: Acad. Publ. 1997. 261 p.
- Glossary of Geology. Fifth Edition. Eds.: Neuendorf K. K. E., Mehl Jr. J. P. and Jackson J. A. American Geological Institute Alexandria, Virginia, 2005. 750 p.
- Godard G. Eclogites and their geodynamic interpretation: a history // Journal of Geodynamics. 2001. N 32. P. 165–203.
- Gorbachev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64, N 1–4. P. 3–21.
- Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G. et al. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. Vol. 27, N 2. P. 83–100.
- Green D. H. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics // Geology. 1975. Vol. 3. P. 15–18.
- Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust – mantle interactions // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 161–178.
- Hamilton W. B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambrian Research. 1998. Vol. 91. P. 143–179.
- Hanson B. B. Hydrodynamics of regional metamorphism due to continental collision // Economic Geology. 1997. Vol. 92. P. 880–891.
- Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism // Collision tectonics. Eds.: Coward M. P., Ries A. C. Geol. Soc. London. Spes. Publ. 19. 1987. P. 67–81.

- Hickey R. L., Frey F. A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1982. Vol. 46. P. 2099–2115.
- Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 90. P. 297–314.
- Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 grad. C // *Amer. Mineral.* 1980. Vol. 65. P. 129–134.
- Holland T. J. B., Blundy J. D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1994. Vol. 116. P. 433–447.
- Holland T. J. B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and corrections: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂ // *J. Metamorphic Geol.* 1990. Vol. 8. P. 89–124.
- Hölttä P. Geochemical characteristics of granulite facies rocks in the Archean Varpaisjärvi area, central Fennoscandian Shield // *Lithos*. 1997. Vol. 40. P. 31–53.
- Hölttä P., Balagansky V., Garde A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes*. Special Issue. Vol. 31, N 1. 2008. P. 13–19.
- Hölttä P., Huhma H., Mänttäri I. Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos*. 2000a. Vol. 51. P. 109–133.
- Hölttä P., Huhma H., Mänttäri I., Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland. II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods // *Lithos*. 2000b. Vol. 50. P. 121–136.
- Hölttä P., Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland. I. Effects of multiple metamorphism on the reaction history of mafic rocks // *Lithos*. 2000. Vol. 50. P. 97–120.
- Huhma H., Kontinen A., Laajoki K. Age of the metavolcanic-sedimentary units of the Central Puolanka Group, Kainuu schist belt, Finland // 24 Nordiske Geologiske Vintermøte, Trondheim. Geonytt 1. Ed.: Eide E. 2000. P. 87–88.
- Huson R., Kusky T. M., Li J. H. Geochemical and petrographic characteristics of the Central belt of the archean Dongwanzi ophiolite complex // *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 283–320.
- Hyppönen V. Pre-Quaternary rocks of the Ontojoki, Hiisijärvi and Kuhmo map-sheet areas, Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, Sheets 4411, 4412 and 4413. Geological Map of Finland 1 : 100 000. Geological Survey of Finland, Espoo. 1983. 60 p. (на финском).
- Ihlen P. M., Marker M. Kyanite-rich metasomatic rocks along crustal-scale shear zones in the Baltic Shield: Evidence of shear-induced fluid migration during tectonic dissection of Palaeoproterozoic supracrustal sequences? // Abstracts of SVECALAPKO – EUROPROBE Project. Repino, Russia. St-P. 1998. P. 25–26.
- Ihlen P. M., Often M., Marker M. The geology of the late archaean sequence at Khisovaara, Russian Karelia, and associated metasomatises: implications for the interpretation of the Raitevarre Cu-Au deposit in the Karasjok greenstone belt, North Norway // 1st International Barents Symposium. Abstracts. Kirkenes, 1993. P. 23–34.
- Irvine T. N., Barager W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Jacobson S. B., Quick J. E., Wasserburg G. J. Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite implications for mantle evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. Vol. 68. P. 361–378.
- Jagoutz E., Palme H., Buddenhausen H. et al. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf. 1979. P. 2031–2050.
- Jahn B., Vidal P., Kröner A. Multi-chronometric ages and origin of Archean tonalitic gneisses in Finnish Lapland a case for long crustal residence time // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 86. P. 398–408.
- Jahn B. M., Auvray B., Blais S. et al. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belt // *J. Petrology*. 1980. Vol. 21. P. 201–244.
- Jensen L. S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, Ontario Division of Mines. MP 66. 1976. 22 p.

- Juopperi H., Vaasjoki M.* U-Pb mineral age determinations from archean rocks in eastern Lapland // Radiometricage determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. Ed.: Vaasjoki M. Geological Survey of Finland. Special Paper 33. 2001. P. 209–227.
- Juopperi H., Veki A.* The Archaean Tuntsa Supergroup in the Nuolusvaara area, northeastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Ed. Marttila E. Geological Survey of Finland. Special Paper 4. 1988. P. 145–149.
- Käpyaho A., Mänttäri I., Huhma H.* Growth of Archean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks // Precambrian Research. Vol. 146. 2006. P. 95–119.
- Kay R. W.* Aleutian magnesium andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust // J. Volcanol. and Geotherm. Research. 1978. Vol. 4. P. 117–132.
- Kerr A. C., Marriner G. F., Amdt N. T. et al.* The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. 1996. Vol. 37. P. 245–260.
- Kepezhinskas P. K., McDermott F., Defant M. J. et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 61. 1997. P. 577–600.
- Kerrick R., Wyman D., Fan J., Bleeker W.* Boninite series: low Ti-tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 164. P. 303–316.
- Kohn M. Y., Spear F. S.* Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // Amer. Mineral. 1990. Vol. 75, N 1/2. P. 89–96.
- Koistinen T., Stephens M. B., Bogachev V. et al.* Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000. Geological Survey of Finland, Norway and Sweden and North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.
- Konilov A. N., Shchipansky A. A.* Metamorphism of boninites: a case study from the Khizovaara structure, North Karelian greenstone belt // SVECOLAPKO. 6th Workshop. Abstracts. Univ. Oulu, Finland. Dep. Geoph. Rep. 2001. N 24. P. 29.
- Konilov A. N., Shchipansky A., Mints M. V., Volodichev O. I.* Petrology of eclogites of the Belomorian province // 32nd International Geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 1). 2004. P. 108.
- Kontinen A.* An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 313–341.
- Kontinen A.* Evidence for a significant paragneiss component within the late Archean Nurmes gneiss complex, eastern Finland // Geological Survey of Finland. Espoo. Special Paper 12. 1991. P. 17–19.
- Kontinen A., Käpyaho A., Huhma H. et al.* Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: provenance, tectonic setting and implications for neoarchaean craton correlation // Precambrian Research. 2007. Vol. 152. P. 119–148.
- Kontinen A., Paavola J.* A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archean complex between Vartius and Vieremä, based on constraints from surface geology and FIRE 1 seismic survey // Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005. Eds.: Kukkonen I. T., Lahtinen R. Geological Survey of Finland. Special Paper 43. 2006. P. 223–240.
- Kopperoinen T., Tuokko I.* The Ala-Luoma and Taivaljärvi Zn-Pb-Ag-Au deposits, eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Ed. Marttila E. Geological Survey of Finland. Special Paper 4. Espoo. 1988. P. 131–144.
- Korsman K., Koistinen T., Kohonen J. et al.* Bedrock map of Finland, 1 : 1 000 000. Geological Survey of Finland. Espoo, 1997.
- Kozhevnikov V. N., Shchipansky A. A.* Neoarchean Khizovaara Greenstone complex in the lake Verkhneye area // Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites. 33 IGC excursion No 18. Oslo. 2008. P. 33–40.
- Kozhevnikov V. N., Slabunov A. I., Systra Y. Y.* Guidebook of the geological excursion on the Archaean of Northern Karelia. Karelian Research Centre, Russian Academy of Science, Institute of Geology. Pertozavodsk. 1992. 64 p.
- Kröner A.* Precambrian plate tectonics // Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 67–90.
- Kröner A., Compston W.* Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revised: zircon ion-microprobe ages // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 104. P. 348–352.

- Kröner A., Jaeckel P., Brandl G. et al. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and geodynamic significance // Precambrian Research. Vol. 93. 1999. P. 299–337.
- Kudryashov N. M., Bayanova T. B., Gavrilko B. V. et al. Archaean geochronology of the Kola region (north-eastern Baltic Shield) // 4th International Archaean Symposium. Extended Abstracts. Eds.: Cassidy K. F., Dunphy J. M., Van Kranendonk M. J. Perth, Australia, 2001. P. 58–60.
- Kukkonen I. T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland. Special Paper 43. 2006. 247 p.
- Kumazawa W., Maruyama Sh. Whole Earth tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. N 1. P. 81–102.
- Kusky T. M., Li J.-H., Tucker R. D. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2,505-Billion-Year-Old oceanic crust and mantle // Science. 2001. Vol. 292. P. 1142–1145.
- Kusky T. M. Introduction // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 1–34.
- Kusky T. M., Li J., Glass A., Huang X. N. Origin and emplacement of archean ophiolites of the Central orogenic belt, North China craton // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 223–274.
- La Fleche M. R., Camire G. Geochemistry and provenance of metasedimentary rocks from the Archean Golden Pond sequence (Casa Berardi mining district, Abitibi subprovince) // Canadian Journal of Earth Sciences. 1996. Vol. 33. P. 676–690.
- Laubscher H. Mountain building // Tectonophysics. 1969. Vol. 7. P. 551–563.
- Lahtinen R., Garde A. A., Melezhik V. A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. Special Issue. Vol. 31, N 1. 2008. P. 20–28.
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution // The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Eds.: Lehtinen M., Nurmi P. A., Ramo O. T. Developments in Precambrian Geology 14. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 480–532.
- Le Maitre R.W. (ed.). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Arrestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. Vol. 92. P. 223–250.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arrestova N. A. et al. High-Mg granitoids (sanukitoids) of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for origin of mantle-derived melts // Geophysical Research Abstracts. 2003. Vol. 5. P. 03744.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeev S. A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Research. 1993. Vol. 62. P. 375–388.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.
- Luukkonen E. Late Archaean and Early Proterozoic Structural Evolution in the Kuhmo-Suomussalmi Terrain, Eastern Finland. Annales Universitatis Turkuensis Series 78. 1992. 37 p.
- Luukkonen E. The structure and stratigraphy of the late Archean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper. 1988. Vol. 4. P. 71–96.
- MacGregor A. M. Precambrian formations of tropical southern Africa // Int. Geol. Congress, Algiers (1952). 1953. N 20. P. 39–50.
- Mahoney J. J., Storey M., Duncan R. A. et al. Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau // The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism. Geophysical Monograph 77. 1993. P. 233–261.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- Mänttäri I., Hölttä P. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland // Precambrian Research. 2002. Vol. 118. P. 101–131.
- Maresh W. V. Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge // Tectonophysics. 1977. V. 43. P. 109–125.

- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of archaean granitoids // *Lithos*. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
- Martin H. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // *Geology*. 1986. Vol. 14. P. 753–756.
- Martin H. The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust // *The Archaean Crustal Evolution*. Ed. Condie K. C. Elsevier, 1994. P. 205–259.
- Martin H., Chauvel C., Jahn B. M., Vidal Ph. Rb-Sr and Sm-Nd and isotopic geochemistry of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland // *Precambrian Research*. 1983. Vol. 21. P. 159–180.
- Martin H., Smithies R. H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonolite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
- Masamichi M., Hi T. Prediction of crystal structures of minerals under extremal conditions by methods of energy minimization // *J. Miner. Soc. Japan*. 1983. Vol. 16. P. 21–7221.
- McDonough W. F., Sun S.-S. The Composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
- Meffre S., Aitchison J. C., Crawford A. J. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. P. 67–83.
- Meijer A., Anthony E., Reagan M. Petrology of volcanic rocks from the fore-arc sites // *DSDP Init. Repts.* 1982. Vol. 60. P. 709–729.
- Mercier L., van Roermund H., Lardeaux J. M. Comparison of PT paths in allochthonous high pressure metamorphic terrains from the Scandinavian Caledonides and the French Massif Central: contrasted thermal structures during uplift // *Geologische Rundschau*. 2000. Vol. 80, N 2. P. 333–348.
- Mertanen S. Paleomagnetism of Archean rocks in the Karelian Province (Baltica) – comparison of data from Superior, Pilbara and Kaapvaal cratons // *25th General Assembly, EGS Symposium, Geophysical Research Abstracts 2*. 2000.
- Mitrofanov F. P., Balagansky V. V., Balashov Yu. A. et al. U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // *Nor. Geol. Unders. Spec. Publ.* 7. 1995. P. 179–183.
- Mitrofanov F. P., Balashov Yu. A., Balagansky V. V. New geochronological data of Lower Precambrian Complexes of the Kola Peninsula // Correlation of Lower Precambrian formations of the Karelian – Kola Region, USSR and Finland. Preprint. Eds.: Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. Apatity: Kola Science Centre of the USSR Academy of Sciences, 1991. P. 12–16.
- Miyashiro A. Metamorphism and Metamorphic Belts. New York: Wiley and Sons, 1973. 493 p.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. Vol. 274. P. 321–355.
- Moores E. M. Pre-1 Ga (pre-Rodinian) ophiolites: Their tectonic and environmental implications // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2002. Vol. 114. P. 80–95.
- Mori T., Green D. II. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet Iherzolites // *J. Geol.* 1978. Vol. 86. P. 83–97.
- Mutanen T., Huhma H. The 3,5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjarvi Granulite Belt, northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2003. Vol. 75, N 1–2. P. 51–68.
- Neal C. R., Mahoney J. J., Kroenke L. W. et al. The Ontong Java Plateau // *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Eds.: Mahoney J. J., Coffin M. AGU Geophysical Monograph 100. 1997. P. 183–216.
- Neogi S., Dasgupta S., Fukuoka M. High P-T polymetamorphism, dehydration melting and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan Crystalline Complex, Sikkim, India // *Journal of Petrology*. 1998. Vol. 39, N 1. P. 61–99.
- Nesbit R. W., Jahn B. M., Purvis A. C. Komatiites: an early Precambrian phenomenon // *J. Volc. Geotherm. Res.* 1982. Vol. 14. P. 31–45.
- Nesbit R. W., Sun S.-S. Geochemistry of Archaean spinifex-tetraded peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites // *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. Vol. 31. P. 433–453.
- Nykanen V. M., Vuollo J. I., Liipo J. P., Piiranen T. A. Transitional (2.1Ga) Fe-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithosteric thinning during Paleoproterozoic extensional tectonics // *Precambrian Research*. 1994. Vol. 70. P. 45–65.

O'Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geological Survey of Finland Special Paper 17. 1993a. P. 147–184.

O'Brien H. E., Nurmi P. A., Karhu J. A. Oxygen, hydrogen and strontium isotopic compositions of gold mineralization in the late Archean Hattu schist belt, eastern Finland // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geological Survey of Finland Special Paper 17. 1993b. P. 291–306.

Occhipinti S. A., Sheppard S., Myers J. S. et al. Archaean and Palaeoproterozoic geology of the Narryer Terrane (Yilgarn Craton) and the southern Gascoyne Complex (Capricorn Orogen), Western Australia - a field guide. Perth. Geological Survey of W. Australia. 2001. 70 p.

O'Connor J. T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios // US Geol. Surv. Prof. Paper. 552B. 1965. P. 79–84.

Odette J. B. Jadeite: shock induced formation from oligoclase: Ries crater, Germany // Science. 1969. Vol. 165. P. 1005–1008.

Okay A. I. An exotic eclogite/blueschist slice in the Barrovian-style metamorphic terrain, Alanya Nappes, Southern Turkey // Journal of Petrology. 1989. Vol. 30. P. 107–132.

Paavola J. A communication of the U-Pb and K-Ar age relation of the Lapinlahti-Varpaisjarvi area, central Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 1986. Vol. 339. P. 7–15.

Peacock S. M. The importance of blueschist-eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. Vol. 105, N 5. P. 684–694.

Peacock S. M., Rushmer T., Thompson A. B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1994. Vol. 121. P. 227–244.

Pearce J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // Tectonophysics. 1975. Vol. 25. P. 41–67.

Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Eds.: Hawkesworth C. J., Norry M. J. Shiva Publishing Limited, 1983. P. 230–249.

Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planetary Science Letters. 1973. Vol. 19. P. 290–300.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Pearce J. A., Kempton P. D., Nowell G. M., Noble S. R. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific arc-basin systems // Journal of Petrology. 1999. Vol. 40. P. 1579–1611.

Pearce J. A., Lippert S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. // Marginal basin geology. Eds.: Kokellar B. P., Howell M. F. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 16. 1984. P. 77–94.

Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. P. 33–47.

Peltonen P., Kinnunen K. A., Huhma H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // Lithos. 2002. Vol. 63. P. 151–164.

Peltonen P., Kontinen A. The Jormua ophiolite: a mafic-ultramafic complex from an ancient ocean-continent transition zone // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condé K. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 35–71.

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantal during palaeoproterozoic continental break-up // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39, N 2. P. 297–329.

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of Metabasalts from the 1,95 Ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // Journal of Petrology. 1996. Vol. 37, N 6. P. 1359–1383.

Peltonen P., Mänttäri I., Huhma H., Whitehouse M. J. Multi-stage origin of the lower crust of the Karelian craton from 3.5 to 1.7 Ga based on isotopic ages of kimberlite-derived mafic granulite xenoliths // Precambrian Research. 2006. Vol. 147. P. 107–123.

- Percival J. A. Archean high-grade metamorphism // Archean Crustal Evolution. Development in Precambrian Geology. New York: Elsevier Publishing, 1994. P. 357–410.
- Percival J. A., Skulski T., McNicoll V. et al. Neoarchean assembly of the Superior Province // Extended Abstracts. 4th International Archaean Symposium. Perth, Australia, 2001. P. 341–343.
- Perkins D. III, Newton R. C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // Nature. 1981. Vol. 292, N 9. P. 144–146.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. New York: Springer-Verlag, 1973. 618 p.
- Piirainen T. The geology of the Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Ed. Marttila E. Geological Survey of Finland Special Paper 4. 1988. P. 39–51.
- Pilipenko V. N., Pavlenkova N. I., Luosto U. Wide-angle reflection migration technique with an example from the POLAR profile (northern Scandinavia) // Tectonophysics. 1999. Vol. 308. P. 445–457.
- Platt J. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks // Geol. Soc. Am. Bull. 1986. Vol. 57. P. 1037–1053.
- Podvin P. Ni-Mg partitioning between synthetic olivines and orthopyroxenes: applications to geothermometry // Am. Mineral. 1982. Vol. 73, N 3–4. P. 274–280.
- Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.
- Prinzhofer A., Allegre C.J. Residual peridotites and the mechanisms of partial melting // Earth and Planetary Science Letters. 1985. Vol. 74, N 2/3. P. 67–83.
- Prouteau G., Maury R. C., Sajona F. G. et al. Behavior of niobium, tantalum and other high field strength elements in adakites and related lavas from the Philippines // The Island Arc. 2000. Vol. 9. P. 487–498.
- Przhijalgovsky E., Terehov E. Karasjok-Belomorian parautochthon (2,2–1,9 Ga) and some aspects of structural and geochemical reworking of rock complexes // Geology of the eastern Finnmark – western Kola Peninsula region. Nor. Geol. Unders. Special Publ. 1995. P. 193–200.
- Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. P. 3579–3595.
- Puchtel I. S., Hofmann A. W., Johum K. P. et al. The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau? // Terra Nova. 1997. N 9. P. 87–90.
- Puchtel I. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 155. P. 57–74.
- Puchtel I. S., Humayun M., Walker R. J. Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // Precambrian Research. 2007. Vol. 158. P. 119–137.
- Paavola J. A communication of the U-Pb and K-Ar age relation of the Lapinlahti-Varpaisjarvi area, central Finland // Geological Survey of Finland. Bull. 1986. Vol. 339. P. 7–15.
- Rapp P. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbars: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // Journal of Petrology. 1995. Vol. 36. P. 891–931.
- Rapp R. B., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // Precambrian Research. 1991. Vol. 51. P. 1–25.
- Rey P. F., Philippot P., Thebaud N. Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2,75–2,65 Ga global crisis // Precambrian Research. 2003. Vol. 127. P. 43–60.
- Ringwood A. E., Green D. H. Experimental investigations of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // Tectonophysics. 1966. Vol. 3. P. 383–427.
- Roering C., van Reenen D. D., Smit C. A. et al. Tectonic model for the evolution of the Limpopo mobile belt // Precambrian Research. 1992. Vol. 55. P. 539–552.
- Ruotoistenmäki T. A schematic model of the plate tectonic evolution of Finnish bedrock. Espoo. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 133. 1996. 23 p.

- Sajona F. G., Maury R. C., Prouteau G. et al. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan, (Philippines) // The Island Arc. 2000. Vol. 9. P. 472–486.
- Samsonov A. V., Puchtel I. S., Bibikova E. V., Zhuravlev D. Z. Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, W.Karelia // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. Abstracts. St. Petersburg, 1995. P. 98.
- Samsonov A. V., Puchtel I. S., Shchipansky A. A., Bibikova E. V. 2,72 Ga sanukitoids of the Kostomuksha greenstone belt: petrology and tectonic application // SVEKOLAPKO. An EUROPBRE project. 4th Workshop. Abstracts. University of Oulu. 1999. P. 58.
- Sanborn-Barrie M., Carr S. D., Theriault R. Geochronological constraints on metamorphism, magmatism and exhumation of deep crustal rocks of the Kramanituar Complex, with implications for the Paleoproterozoic evolution of the Archean western Churchill Province, Canada // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 141. P. 592–612.
- Savatenkov V. M., Risvanova N. R., Morosova I. M., Leusky L. K. Isotopic evolution of gneisses of Terskaja structure, Kola Peninsula (Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, U-Pb) // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. Abstracts. St.-Petersburg, 1995. P. 99.
- Saveliev A. A., Sharaskin A. Ja., D’Orazio M. Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // Ophioliti. 1999. Vol. 24, N 1. P. 2–130.
- Scott D. J., Helmstaedt H., Bickle M. J. Purtunig ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: a reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust // Geology. 1992. Vol. 20. P. 173–176.
- Searle M. P., Rex A. J. Thermal model for the Zanskar Himalaya // J. Metamor. Geology. 1989. Vol. 7. P. 127–134.
- Shchipansky A. A., Babarina I. I., Krylov K. A. et al. The 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolite of the Iringora structure, North Karelian greenstone belt: field and preliminary geochemical data // SVEKOLAPKO. An EUROPBRE project. 5th Workshop. Lammi, Finland. Abstracts. University of Oulu, report № 23. 2000. P. 67.
- Shchipansky A. A., Samsonov A. V., Bibikova E. V. et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 425–487.
- Shchipansky A. A., Samsonov A. V., Bogina M. M. et al. 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolites of the Khizovaara structure, North Karelia: The first known occurrence of Archean rocks having boninitic affinities // Abstr. 3th EUROPBRE-SVEKALAPKO Workshop. Repino, Russia, 1998. P. 58–59.
- Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planetary Science Letters. 1982. Vol. 59. P. 101–118.
- Shirey S. B., Hanson G. N. Mantal-derived Archean monozodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. Vol. 310. P. 222–224.
- Slabunov A. I. The boundary between the Karelian Archean Craton and the Belomorian mobile belt (Fennoscandian/Baltic Shield) through time // Abstracts European Union of Geosciences – XI. Strasburg, France, 2001. P. 357.
- Slabunov A. I., Bibikova E. V. The Meso- and Neo-Archean of the Karelian and Belomorian Provinces, Baltic Shield (geology, isotope geochemistry and geodynamic reconstructions) // 4th International Archean Symposium. Extended Abstracts. Eds.: Cassidy K. F., Dunphy J. M., Van Kranendonk M. J. Perth, Australia, 2001. P. 359–361.
- Slabunov A. I., Bibikova E. V., Schoeberg H. Where was the edge of the continental plate in the North of Karelian Archean craton in the Late Archean time? Constrains from the new Nd isotopic data for granitoids // SVEKOLAPKO. An EUROPBRE project. 5th Workshop. Lammi, Finland. Abstracts. University of Oulu, report N 23. 2000. P. 69.
- Slabunov A. I., Bibikova E. V., Volodichev O. I. et al. Later Archean crustal dynamics of the Belomorian mobile belt (the Fennoscandian Shield): from oceanic basin to collisional orogen // 32nd International Geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 2). 2004. P. 1083.
- Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Memoirs, 32. Eds.: Gee D. G. & Stephenson R. A. London: Geological Society, 2006a. P. 627–644.

Slabunov A. I., Stepanov V. S. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian/Baltic Shield: why not? // International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time. Oulu, Finland. Geological Survey of Finland. Special Paper 26. 1998. P. 56.

Slabunov A. I., Stepanov V. S. Main Magmatic events at the Archean-Proterozoic boundary in the eastern Fennoscandian/Baltic Shield: from the late Archaean collision to the Paleoproterozoic Rifting // Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm. Goos Bay, Labrador, Canada. 1996. P. 170–172.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Larionov A. N. et al. Geology, geochronology and correlation of the Jatulian coronitic gabbro complex in the Belomorian mobile belt (BMB) // SVEKOLAPKO. An EUROPLOBE project. 6th Workshop. Lammi, Finland. Abstracts. University of Oulu, report N 24. 2001. P. 55.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Babarina I. I. Neoarchaen Gridino eclogite-bearing mélange (GEM), Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian Shield, Russia // International Eclogite Field Symposium, Lochalsh, Scotland. 2007. P. 100–101.

Slabunov A., Volodichev O., Bibikova E. Archean granulites and eclogites of the Belomorian Mobile Belt, the Fennoscandian Shield, Russia: petrology and geodynamics // Granulites and granulites 2006. Program and Abstracts. Eds.: Brawn M., Piccoli P. Brasilia, Brasil, 2006b. P. 82.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Bibikova E. V. et al. Archaean ophiolites sequences and eclogites of the Baltic/Fennoscandian Shield // Geophysical Research Abstracts. Nice. France. European Geophysical Society. 2003. Vol. 5. P. 01072.

Sleep N. H., Windley B. F. Archean plate tectonics: Constraints and inferences // J. Geology. 1982. Vol. 90. P. 363–380.

Smit C. A. Petrochemistry and tectonic significance of a chromite-bearing ultramafic suite of rocks in the Limpopo Metamorphic Complex, South Africa // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1984. Vol. 87. P. 303–314.

Smith D. C. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and implications for geodynamics // Nature. 1984. Vol. 310. P. 641–644.

Smithies R. H., Champion D. C. The Archean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondjemite-granodiorite magmatism and implications for early archaean crustal growth // Journal of Petrology. 2000. Vol. 41, N 12. P. 1653–1671.

Smithies R. H., Champion D. C., Cassidy K. F. Formation of Earth's early Archean continental crust // Precambrian Research. 2003. Vol. 127. P. 89–101.

Sobolev N. V., Shatsky V. S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formations // Nature. 1990. Vol. 343. P. 742–746.

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Nurmi P. A., Sorjonen-Ward P. (eds.). Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 17. 1993. P. 9–102.

Sorjonen-Ward P., Clague-Long S. A preliminary note on ion microprobe results for zircons from the Silvevaara granodiorite, Ilomantsi, Eastern Finland // Current Research 1992. Geological Survey of Finland. Special Paper 18. 1993. P. 25–29.

Sorjonen-Ward P., Luukkonen E. Archean rocks // The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Eds.: Lehtinen M., Nurmi P. A., Ramo O. T. Developments in Precambrian Geology 14. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 19–99.

Sorjonen-Ward P., Nironen M., Luukkonen E. Greenstone associations in Finland // Greenstone belts. Eds.: de Wit M. and Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1997. P. 677–698.

Sorokhtin O. G., Ushakov S. A. Continents drift in precambrian // Early Precambrian: Genesis and Evolution of the continental crust (Geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). International Conference. Abstracts. Moscow: GEOS, 1999. P. 191–193.

Stenar M. M. Stratigraphy of Archean deposits in Soviet Karelia // Archean geology of the Fennoscandian Shield. Ed.: Marttila E. Geological Survey of Finland. Special Paper. 4. 1988. P. 145–149.

Stepanov V. S., Stepanova A. V. Precambrian anorthosites in the Belomorian Mobile Belt, eastern Fennoscandian Shield // Abstracts. GODE Field workshop on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S.Norway, NGU Report no 2001.042. 2001. P. 137–138.

Stern C. R., Futa K., Muehlenbachs K. Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes // Andean magmatism: chemical and isotopic constraints. Eds.: Harmon R. S., Barreiro B. A. Cheshire: Shiva Publishing, 1984. P. 31–46.

Stern C. R., Huang W. L., Wyllie P. J. Basalt-andesite-rhyolite-H₂O: crystallization intervals with excess-undersaturated liquidus surfaces to 35 kbars with implications for genesis // Earth and Planetary Science Letters. 1975. Vol. 28, N 2. P. 189–196.

Stern C. R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 123. P. 263–281.

Stern M., Hoffman A. W. Mantle plumes and episodic crustal growth // Nature. 1994. Vol. 372. P. 63–68.

Stern R. A., Hanson G. N. Archaean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // Journal of Petrology. Part 1. 1991. Vol. 32. P. 201–238.

Stern R. A., Hanson G. N., Shirey S. B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // Can. J. Earth Sci. 1989. Vol. 26. P. 1688–1712.

Storey C. D., Brewer T. S., Parrish R. R. Grenvillian age decompression of eclogites in the Glenelg-Attadale Inlier, NW Scotland // Geophysical Research Abstracts. 2003. Vol. 5. P. 06080.

Stott G.M. The Superior Province, Canada // Greenstone belts. Eds.: De Wit M., Ashwal L.D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1998. P. 481–507.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero Archean greenstone belt, Central Karelia // Geochem. Inter. 2001. Vol. 39. P. 24–38.

Sun S.-S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 179–192.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean basins. Eds.: Sanders A. D., Norry M. J. Special Publication 42. London, 1989. P. 313–345.

Sylvester P. J., Harper G. D., Byerly G. D., Thurston P. S. Volcanic aspects // Greenstone belts. Eds.: De Wit M., Ashwal L. D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35. 1998. P. 55–90.

Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

The Limpopo Belt. A Field Workshop on Granulites and Deep Crustal Tectonics. Eds.: van Reenen D. D., Roering C. 1990. 290 p.

Thurston P. C., Ayres L. D. Archaean and proterozoic greenstone belts: setting and evolution // The Precambrian Earth: tempos and events. Eds.: Eriksson P. G., Altermann W., Nelson D. R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 311–333.

Thurston P. C., Kozhevnikov V. N. An Archean quartz arenite – andesite association in the eastern Baltic Shield, Russia: implications for assemblage types and shield history // Precambrian Research. 2000. Vol. 101. P. 313–340.

Timmerman M. J., Daly S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Research. 1995. Vol. 72. P. 97–107.

Tulenheimo T. Kuhmon Kellojärven kerroksellinen ultramafinen muodostuma. Pro Gradu tutkielma Turun yliopisto Geologian laitos. 1999. 199 p. (на финском).

Turner S. P., Platt J. P., George R. M. M. et al. Magmatism associated orogenic collapse of the Betic-Alboran, SE Spain // J. Petrology. 1999. Vol. 40, N 6. P. 1011–1036.

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determinations and sulfide Pb-Pb characteristics from the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Eds.: Nurmi P., Sorjonen-Ward P. Geological Survey of Finland Special Paper 17. 1993. P. 103–131.

Vaasjoki M., Taipale K., Tuokko I. Radiometric ages and other isotopic data bearing on the evolution of Archean crust and ores in the Kuhmo-Suomussalmi area, eastern Finland // Studies related to the Global Geoscience Transects/SVEKA Project in Finland. Eds.: Kähkönen Y., Lindqvist K. Geological Society of Finland. Bulletin 71. 1999. P. 155–176.

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian/Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstracts volume. 2003. P. 157–158.

Volodichev O. I., Slabunov A. I. Paleoproterozoic eclogites from the Belomorian mobile belt, Fennoscandian shield // International Eclogite Field Symposium, Lochalsh, Scotland, 2007. P. 112–113.

Vuollo J., Piiranen T. Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland // Geological Society of Finland. Bull. 61. 1989. Vol. 61. P. 95–112.

Wang X., Liou G., Mao H.K. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountins in central China // Geology. 1989. Vol. 17. P. 1985–1088.

Wilde S. A. Jimperding and Chittering Metamorphic Belts, southwestern Yilgarn Craton, Western Australia – a field guide. Perth: Geological Survey of W. Australia. 2001. 24 p.

Wilson J. T. Did the Atlantic close and then reopen? // Natural. 1966. Vol. 211. P. 676–681.

Williams H., Hoffman P. F., Lewry J. F. et al. Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent // Tectonophysics. 1991. Vol. 187, N 1-2. P. 117–134.

Windley B. F. The evolving continents. L. etc.: John Wiley & Sons, 1977. 526 p.

Witze A. The start of the world as we know it // Nature. 2006. Vol. 442. P. 128–131.

Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters. 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Xu S., Okay A., Ji S. et al. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for the tectonic setting // Science. 1992. Vol. 256. P. 80–82.

Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N. et al. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. American Bull. 1995. Vol. 107. P. 505–519.

Zinger T. F., Baikova V. S., Belyatsky B. V. et al. Morphology and isotopic age of zircons from shear-zones within granitoids of the belomorian tectonic zone, Baltic shield, Russia // Basement Tectonics 13. Ed. Sinha A. K. 1999. P. 345–364.

Zinger T. F., Götze J., Levchenkov O. A. et al. Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granitoids from the White Sea tectonic zone, Russia: morphology, cathodoluminescence and U-Pb chronology // International Geology Review. 1996. Vol. 38. P. 57–73.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Химический состав примитивной мантии (PM), хондрита, базальтов срединно-океанических хребтов (MORB): 1–3 – по: Taylor, McLennan, 1985 (используются для нормирования содержаний химических элементов в программе “NewPet”), 4 – по: McDonough, Sun, 1995; 5 – по: Hofmann, 1988

	PM	Хондрит	MORB	Хондрит	PM
	1	2	3	4	5
Cs	0,007		0,013	0,19	
Rb	0,555		1,12	2,3	0,5353
Ba	6,27		14,3	2,41	6,049
Th	0,088		0,185	0,029	0,0813
U	0,022		0,075	0,007	0,0203
K	267		955		
Nb	0,65		3,58	0,24	0,6175
La	0,63	0,329	3,96	0,237	0,6139
Ce	1,59	0,865	11,97	0,613	1,6011
Pr		0,13		0,093	
Sr	18,9		122	7,25	18,21
Nd	1,21	0,63	10,96	0,457	1,1892
Hf	0,28		2,87	0,103	
Zr	9,8		90	3,82	9,714
Sm	0,399	0,203	3,62	0,148	0,3865
Eu	0,15	0,077	1,31	0,056	0,1456
Ti	1134		9000		1086
Gd	0,533	0,276	4,78	0,199	0,5128
Tb		0,0498		0,036	
Dy	0,661	0,343	5,98	0,246	0,6378
Ho		0,077		0,055	
Y	3,9		34,2	1,57	
Er	0,432	0,225	3,99	0,16	0,4167
Tm		0,0352		0,025	
Yb	0,442	0,22	3,73	0,161	0,4144
Lu	0,066	0,0339	0,56	0,025	

Приложение 2

Список принятых сокращений минералов

An – анортит
Ap – апатит
Bt – биотит
Cb – карбонат
Cpx – клинопироксен
Czo – клиноцизит
Ep – эпидот
Di – диопсид
Grs – гроссуляр
Grt – гранат
Hbl – роговая обманка
Hem – гематит
Ilm – ильменит
Jd – жадеит
Ksp – калишпат
Ms – мусковит
Ol – оливин
Omp – омфацит
Орх – ортопироксен
Pl – плагиоклаз
Prp – пироп
Qz – кварц

Цифры у символов плагиоклаза обозначают основность (*An* %), у диопсида – содержание жадеита (*Jd* %), у граната – содержание пиропа (*Prp* %), у остальных минералов – общую железистость.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
ГЛАВА 1. Основные черты геологического строения и тектоническое районирование восточной части Фенноскандинавского щита	10
ГЛАВА 2. Архейские зеленокаменные и парагнейевые комплексы Беломорского подвижного пояса (геология, петрогохимическая характеристика, геохронология и геодинамическая интерпретация)	34
2.1. Зеленокаменные комплексы	34
2.1.1. Северо-Карельская система зеленокаменных поясов	35
2.1.1.1. Керетский зеленокаменный пояс	35
2.1.1.2. Тикшозерский зеленокаменный пояс	92
2.1.2. Енкий зеленокаменный пояс	109
2.1.3. Пебозерский зеленокаменный пояс	111
2.1.4. Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс	114
2.1.5. Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс	116
2.2. Чупинский парагнейсовый пояс	146
ГЛАВА 3. Архейский интрузивный магматизм Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского неоархейского кратона (петрогохимическая характеристика, геохронология и геодинамическая интерпретация)	149
3.1. Архейские гранитоиды Беломорского подвижного пояса и сопряженной части Карельского неоархейского кратона	149
3.2. Архейские габброиды Беломорского подвижного пояса	172
ГЛАВА 4. Тектоника архейских структурно-вещественных комплексов Беломорского подвижного пояса	180
ГЛАВА 5. Метаморфизм пород Беломорского подвижного пояса в архее (особенности проявления, геохронология и геодинамическая интерпретация)	186
ГЛАВА 6. Неоархейский эклогитсодержащий комплекс Беломорского подвижного пояса (состав, геохронология, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация)	192
ГЛАВА 7. Геодинамика архейских подвижных поясов, последовательность и продолжительность главных стадий их развития	227
7.1. Корреляция архейских геологических событий в Беломорском подвижном поясе и сопряженной части Карельского кратона и геодинамические реконструкции	227
7.2. Корреляция архейских геологических событий в структурах восточной части Фенноскандинавского щита	236
7.3. Сопоставление последовательности и продолжительности развития литосферы неоархейской коллизионной системы восточной части Фенноскандинавского щита и фанерозойских орогенических поясов	240
7.4. Последовательность и продолжительности формирования неоархейских аккреционно-коллизионных систем (на примере Канадского, Западно-Австралийского и Южно-Африканского щитов)	246
Заключение	257
Литература	260
Приложения	294

Научное издание

Александр Иванович Слабунов

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА
АРХЕЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ
(на примере Беломорской провинции
Фенноскандинавского щита)

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН*

Редактор Л. В. Кабанова
Оригинал-макет Т. Н. Люрина

Подписано в печать 29.12.2008. Формат 60x84¹/8.
Гарнитура QuantAntiqua. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 28,5. Усл. печ. л. 34,4.
Тираж 300 экз. Изд. № 84. Заказ 778

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50