

*Истина – это не то, что можно доказать;  
это то, чего нельзя избежать.*

Антуан де Сент-Экзюпери:  
Планета людей

FAR EAST GEOLOGICAL INSTITUTE  
FAR EAST DIVISION  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

**M.A. MISHKIN, G.M. VOVNA**

**EARLY SIALIC EARTH'S CRUST:  
COMPOSITION, ORIGIN  
AND AGE**



MOSCOW UNIVERSITY PRESS  
2017

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

**М.А. МИШКИН, Г.М. ВОВНА**

**РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА ЗЕМЛИ:  
ЕЁ СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
И ВОЗРАСТ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
2017

УДК 550.4:552.11:902.66

**Мишкин, М.А., Вовна, Г.М. Ранняя сиалическая кора Земли: её состав, происхождение и возраст.** – М.: Изд-во МГУ, 2017. – 176 с. ISBN 978-5-19-011235-1.

В монографии дано описание состава и геохимических особенностей ранней сиалической коры архейских кратонов и палеопротерозойских складчатых областей. Установлено, что раннедокембрийские магматические протолиты супракрустальных раннекоровых комплексов в гранулит-гнейсовых (метабазит-эндербитовая ассоциация) и гранит-зеленокаменных (амфиболит-плагиогнейсовая ассоциация) областях повсеместно представлены исходными андезитами и дацитами известково-щелочной серии, которым подчинены разновозрастные вулканиты коматиит-толеитовой серии. Образование раннекоровых магматических протолитов рассмотрено на основе концепции мантийных плюмов. С применением Nd-Hf и U-Pb изотопных систем современных базальтов показано изотопно-геохимическое отличие верхней мантии Тихоокеанского сегмента Земли от Индо-Атлантического, где в раннем докембрии осуществлялось сиалическое корообразование. На основе авторского банка изотопных датировок составлена схема распространения архейской и протерозойской ранней сиалической коры континентов.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся вопросами геологии, петрологии, геохимии и геохронологии докембрия

Ил. 75, табл. 13, библи. 285.

**Mishkin M.A., Vovna G.M. Early Sialic Earth's crust: composition, origin and age.** – M.: Moscow University Press, 2017. – 176 p. ISBN 978-5-19-011235-1.

The monograph describes composition and geochemical characteristics of early crust of the Archean cratons and Paleoproterozoic folded areas. It has been found that all the early Precambrian igneous protoliths of the supracrustal early complexes in granulite-gneiss (metabasite-enderbite association) and granite-greenstone (amphibolite-plagiogneiss association) areas are predominantly initial andesites and dasites of calc-alkaline series with minor part of coeval volcanic rocks of komatiitic-tholeiitic series. The formation of the early crustal igneous protoliths is considered using the concept of mantle plumes. Application of the Nb-Hf and U-Pb isotopic systems of modern basalts has shown that isotope-geochemical characteristics of the upper mantle beneath the Pacific segment of the Earth differ from the Indo-Atlantic segment where sialic crust was forming in the early Archean. The authors made a scheme showing the spread of the Archean and Proterozoic early sialic continental crust using the own bank of isotopic dates.

The book could be of interest for specialist in geology, petrology, geochemistry and Precambrian geochronology.

Ответственный редактор д.г.-м.н. *О.В. Авченко*

Рецензент д.г.-м.н. *Е.П. Леликов*

Утверждено к печати Учёным советом ДВГИ ДВО РАН

ISBN 978-5-19-011235-1

© М.А. Мишкин, Г.М. Вовна, 2017

## ВВЕДЕНИЕ

Происхождение и состав земной коры является фундаментальной проблемой геологии. Особенно важное значение имеют ранние этапы её становления, которым отвечают глубинные метаморфические породы фундамента кратонов. К настоящему времени по этой проблеме накоплен значительный геологический, геохимический и изотопно-геохронологический материал, однако многие вопросы ранней истории Земли остаются дискуссионными. В составе структур фундамента кратонов принято выделять гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области, характер взаимоотношений которых до сих пор остается дискуссионным.

Считается, что докембрийские гранулиты гранулит-гнейсовых областей представляют собой нижнюю часть континентальной коры. Это означает, что решение проблемы происхождения ранней сиалической коры требует обязательной классификации метаморфических комплексов по глубинности формирования.

Дискуссионны и вопросы исходного состава нижнекоровых метаморфических комплексов, что в особенной мере относится к гранулит-гнейсовым областям. Решение этих проблем требует постановки детальных геохимических исследований метаморфических пород гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей кратонов по единой методике. На основе современных данных авторы пришли к выводу, что ранняя сиалическая кора не состоит из тоналит-трондъемит-гранодиоритовых (TTG) гнейсов интрузивного происхождения, как принято считать, а имеет более сложный состав и представлена толщей супракрystalного типа, сложенной главным образом исходными андезитами и дацитами известково-щелочной серии и одновозрастными, подчинёнными им вулканитами коматитит-толеитовой серии с присутствием осадочных пород. Подобный тип исходного состава ранней сиалической коры, заложенной ещё в эоархее (Гренландский щит), характерен для всех кратонов. Формирование вышеуказанной ассоциации одновозрастных магматических протолитов ранней сиалической коры не может быть объяснено субдукцией океанических плит и потребовало привлечения другого механизма, предусмотренного концепцией плюмового сиалического корообразования.

Анализ имеющихся изотопно-геохронологических данных по раннекоровым сиалическим образованиям континентов приводит к выводу, что их формирование осуществлялось только в пределах Индо-Атлантического сегмента Земли и отсутствовало в Тихоокеанском сегменте. Это объясняется геохимическими различиями мантии этих сегментов, из которых мантия первого была обогащена радиогенными теплотворными элементами –  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ . Радиогенное тепло способствовало формированию плюмов в верхней мантии, под влиянием тепла которых происходило плавление первичной базитовой коры с образованием на поверхности Земли протосиала. Цель настоящей работы – на основе геохимических и петрологических исследований установить природу и происхождение магматических протолитов нижней сиалической коры для всех эратем архея и протерозоя континентов и на основе изотопных систем Nd-Hf и U-Pb показать различия верхней мантии Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли.

Авторы приносят искреннюю благодарность А.Д. Ножкину, В.А. Макрыгиной, О.В. Авченко, В.Г. Сахно, З.Г. Бадрединову, С.О. Максимову, И.В. Мишкиной, Е.В. Морозкову за конструктивное обсуждение затронутых в работе проблем, а также Л.И. Грабко, А.А. Вельдемар и Н.А. Бадрединовой за неоценимую помощь в оформлении рукописи.

# ГЛАВА 1

## СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 1.1. Структура континентальной коры кратонов

Считается, что ранняя кора слагает нижнюю часть континентальной коры (нижняя кора) архейских кратонов и обрамляющих их складчатых областей. При общей мощности континентальной коры 40–70 км в платформенных и складчатых областях соответственно нижняя кора слагает нижние 25–30 км и представлена базитовым основанием и верхней сиалической частью, метаморфизованными в глубинных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций при давлении 8–11 кбар и более. Подобных или близких взглядов придерживается большинство исследователей, специально занимающихся вопросами формирования земной коры и её эволюции (Wedepohl, 1995; Rudnick, Fountain, 1995; Weaver et al. 1982; Rudnick, Gao, 2003; Taylor, McLennan, 1985). Стандартный разрез континентальной коры для платформ, составленный с использованием материалов К.Г. Ведеполья (Wedepohl, 1995), представлен на рис. 1.1.1. Из рисунка следует, что верхняя часть сиалической нижней коры представлена плагиогнейсами среднего и кислого состава амфиболитовой фации метаморфизма (амфиболит-плагиогнейсовая ассоциация), а нижняя – гранулитами среднего и кислого (метабазит-эндербитовая ассоциация) состава. Указанные выше авторы полагают, что сведения о вещественном составе сиалической части нижней коры можно получить при изучении глубинных метаморфических комплексов, перемещённых в верхние горизонты земной коры. Сведения о мафическом основании нижней земной коры (рис. 1.1.1) могут быть получены при изучении ксенолитов кимберлитов и базальтовых лав. Эти ксенолиты в подавляющей массе представлены основными гранат-двупироксеновыми сланцами, формировавшимися при давлении 12–14 кбар и более (Taylor, McLennan, 1985; Stosch et al., 1995; Шацкий и др., 2005; Rudnick, 1992; Downes, 1993). В настоящей работе речь пойдёт только о верхней, сиалической части нижней континентальной коры.

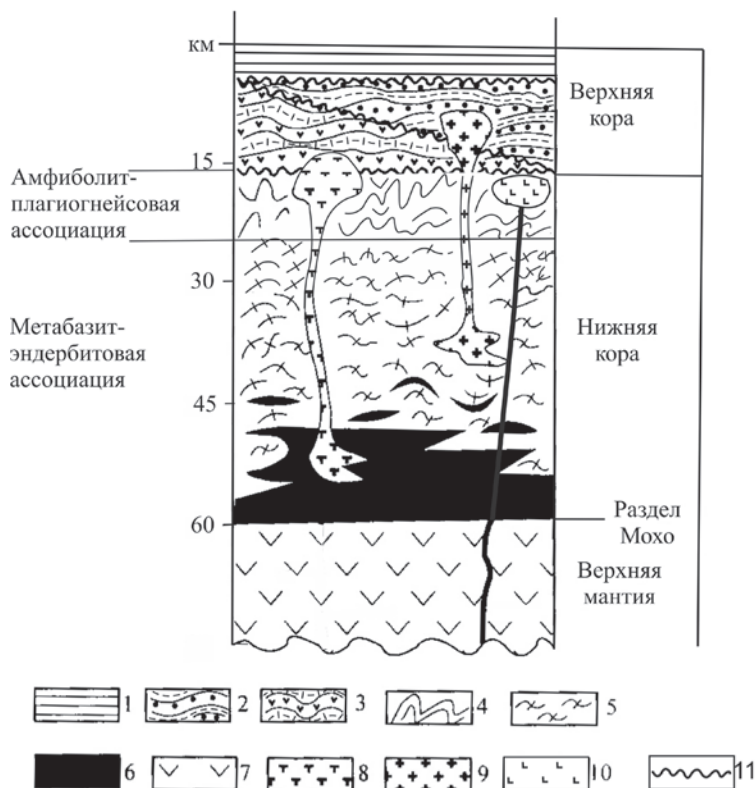


Рис. 1.1.1. Разрез континентальной коры платформ (по Wedepohl, 1995, с дополнениями авторов)

1 – платформенные отложения; 2 – метавулканогенно-осадочные образования докембрийского протоплатформенного чехла; 3 – метавулканогенно-осадочные образования зеленокаменных поясов; 4 – плаггиогнейсово-амфиболитовая (серогнейсовая) ассоциация; 5 – метабазит-эндербитовая ассоциация; 6 – гранулиты основного и ультраосновного состава; 7 – шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты; 8 – плутоны тоналитов; 9 – плутоны гранитов; 10 – расслоенные плутоны габбро-перидотитов, 11 – поверхности углового несогласия

Как известно, нижняя сиалическая кора выходит на поверхность в древних щитах, лишённых платформенного чехла, и структурно приурочена к гранит-зеленокаменным и гранулит-гнейсовым областям.

В гранит-зеленокаменных областях сиалическая кора представлена (в соответствии с рис. 1.1.1) амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциацией амфиболитовой фации метаморфизма (серые гнейсы). Эти гнейсы представляют верхние уровни нижней сиалической коры и яв-



ляются фундаментом для зеленокаменных поясов. В гранулит-гнейсовых областях ранняя сиалическая кора представлена метабазит-эндербитовой ассоциацией, которая соответствует более глубинным уровням нижней коры. Взаимоотношения гранит-зеленокаменной и гранулит-гнейсовой структурных областей являются дискуссионным вопросом. Часть исследователей полагает, что эти области отличаются различной интенсивностью тепловых потоков. Другие же считают, что разница в степени метаморфизма пород в этих областях обусловлена различной степенью их эродированности. Другими словами, в гранулит-гнейсовых областях на поверхность выведены наиболее глубинные уровни нижней коры. Авторы полагают, что широкое внедрение в практику исследователей метаморфических комплексов минеральных термобарометрических исследований доказало правомочность второй точки зрения, что показано на примере линейной зоны гранулитовых пород Капускейсинг гранит-зеленокаменной области Сьюперитор Канадского щита (Percival et al., 1992). В центральной части провинции Сьюперитор распространены гранит-зеленокаменные области Вава и Абитиби (рис. 1.1.2), породы которых метаморфизованы в амфиболитовой фации и перекрываются образованиями зеленокаменных поясов Мичипикотен и др. Среди этих пород закартирован тектонический отторженец гранулитов нижней коры в верхние горизонты земной коры, образующих линейную зону Капускейсинг в результате надвига по разлому и впоследствии обнажившихся эрозией. Геологический разрез по линии А–D через гранит-зеленокаменную область Вава, зону Капускейсинг и гранит-зеленокаменную область Абитиби показан на рис. 1.1.3. Восстановленная схема строения земной коры в районе зоны Капускейсинг до проявления движений по тектоническому надвику представлена на рис. 1.1.4. Методами минеральной геотермобарометрии установлено, что условия метаморфизма пород зеленокаменного пояса Мичипикотен соответствуют 3 кбар, гнейсов амфиболитовой фации гранит-зеленокаменной области Вава – 4,9 кбар, гранулитов зоны Капускейсинг 8–10 кбар (Percival et al., 1992). Эти данные подтверждают схему строения земной коры в области зоны Капускейсинг (рис. 1.1.4) и указанную выше модель тектонического взаимоотношения гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей.

Другими примерами линейных зон гранулитового метаморфизма являются Западно-Австралийский гранулит-гнейсовый пояс кратона Йилгарн Австралии (Грове, Бэтт, 1987), Южно-Алданский гранули-

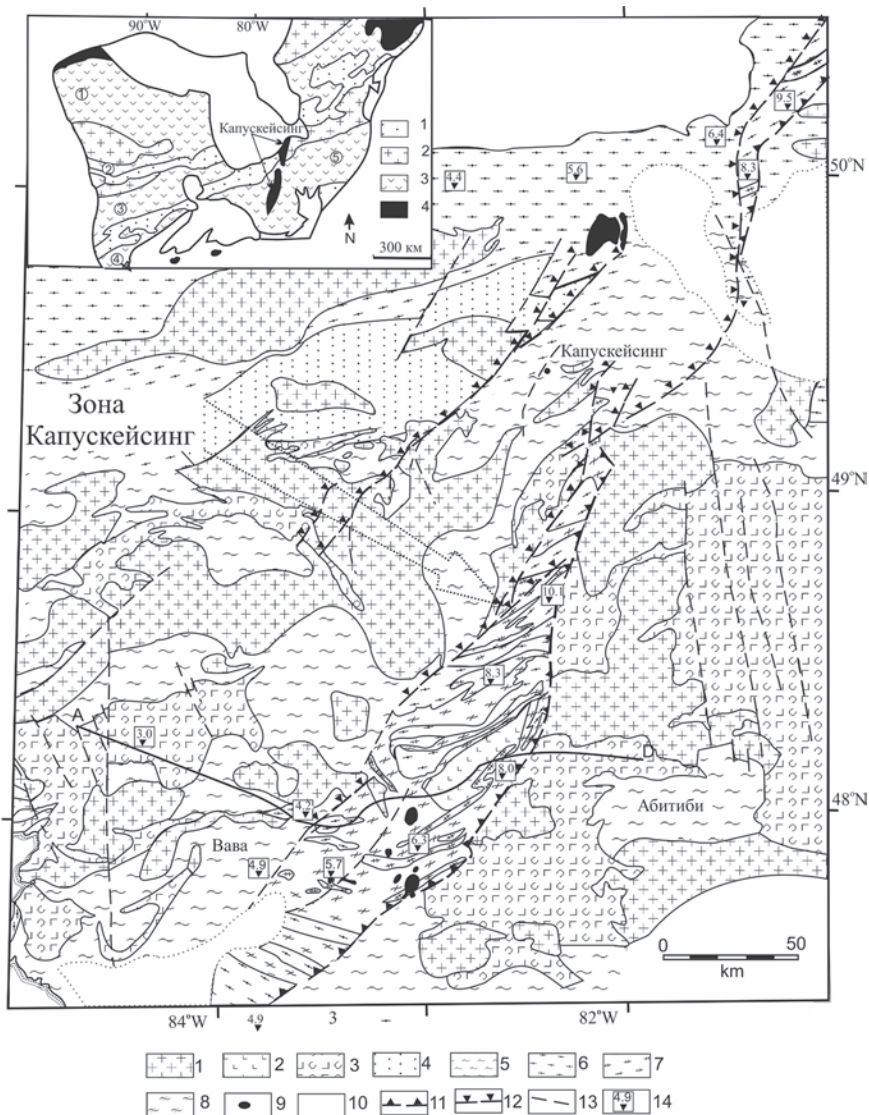


Рис. 1.1.2. Геологическая карта центральной части провинции Сьюпериор, положение и строение зоны Капускейсинг (Канадский щит) (по Percival et al., 1992, с изменениями).

1 – гранитоиды; 2 – анортозиты; 3 – метавулканы и сопутствующие породы; 4 – метаседименты; 5 – плагиогнейсы; 6 – парагнейсы; 7 – эндербиты; 8 – двупироксеновые сланцы и амфиболиты; 9 – протерозойские карбонатиты; 10 – фанерозойский чехол; 11 – надвижки; 12 – сбросы; 13 – прочие разломы; 14 – давление при метаморфизме, кбар; AD – линия геолого-геофизического профиля.

На врезке слева: 1 – метаседименты, 2 – гранитоиды, 3 – гранит-зеленокаменные области, 4 – гранулитогнейсовые области. Цифрами в кружках обозначены гранит-зеленокаменные области: 1 – Сачиго, 2 – Учи, 3 – Вабигун, 4 – Вава, 5 – Абитибби

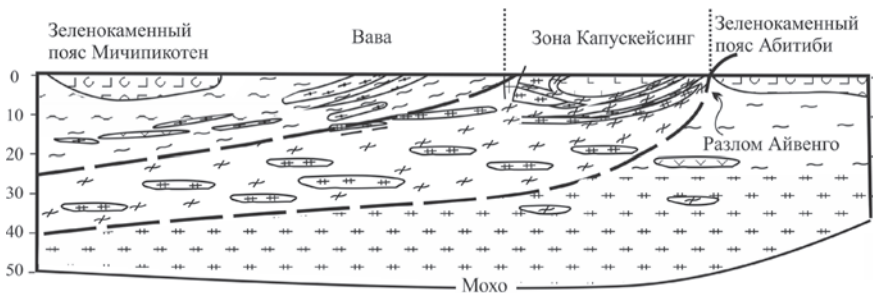


Рис. 1.1.3. Геолого-геофизический профиль по линии А–D (см. рис. 1.1.2).  
Условные обозначения см. на рис. 1.1.2

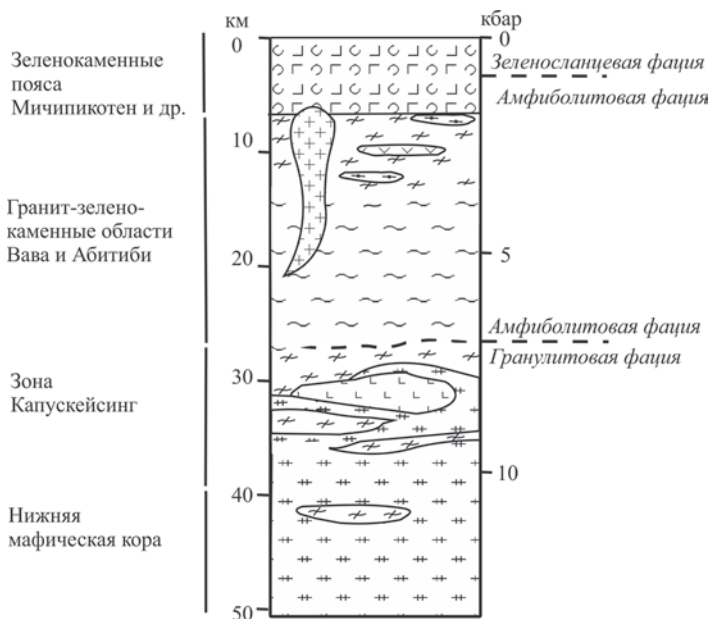


Рис. 1.1.4. Петролого-геологическая колонка земной коры  
в районе зоны Капускейсинг.  
Справа указаны условия метаморфизма.  
Условные обозначения см. на рис. 1.1.2

товый пояс (Вовна, 2007), Оломокитский блок гранулитовых пород олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита (Смелов и др. 2009) и др. Однако кроме линейных зон гранулитового метаморфизма, связанных со взбросовой тектоникой, существуют и аре-

альные области гранулитовых пород, слагающих иногда целые щиты, например Анабарский (Розен и др., 1988), или обширные их ареалы, как на Индийском кратоне. Происхождение таких обширных ареалов гранулитовых пород, вероятно, следует связывать с длительным воздыманием этих участков платформ и их эрозией. Так, Э.К. Хенсен с соавторами (Хенсен и др., 1987) исследовали постепенный переход от гранит-зеленокаменной области Дхарвар к гранулитам области Пенинсула на юге штата Карнатака Индии (рис. 1.1.5). Исследования геохимических особенностей пород этих областей, а также термобарометрические данные привели Э.К. Хенсена с соавторами к выводу, что метаморфический градиент здесь соответствует непрерывному прогрессивному переходу от амфиболитовой к гранулитовой фации с увеличением первоначальной глубины залегания метаморфических зон. Геобарометрические оценки, основанные на минеральных геобарометрах, указывают на постепенное увеличение давления от 5 до 7.5 кбар. Эти данные свидетельствуют о том, что южная часть Индийского кратона испытывала в фанерозое более интенсивное поднятие, чем северная.

Другим примером глубокого эрозионного среза архейских щитов является Анабарский щит Сибирской платформы. Нижняя кора этого щита сложена гранулитовым далдынским комплексом мезоархея (Розен и др., 1988; Турченко, Розен, 2012). Параметры гранулитового метаморфизма указанного комплекса, по оценкам А.Н. Вишневого (1978), составляют:  $P = 8-10$  кбар,  $T = 850-950^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует о принадлежности его к нижнекоровым образованиям.

В отличие от Анабарского щита Алданский щит обладает более сложной структурой фундамента. Здесь выделяются палеоархейские гранулит-гнейсовая и гранит-зеленокаменная области, мезоархейские гранулит-гнейсовые области, а также палеопротерозойские гранулит-гнейсовая и гранит-зеленокаменная области (Вовна, 2016).

Однако описанные выше сравнительно простые формы тектонического взаимоотношения различных уровней глубинности земной коры в сравнении со стандартным разрезом земной коры кратонов (рис. 1.1.1) могут быть осложнены другими тектоническими и магматическими факторами. Например, локальное увеличение литологического давления вследствие скучивания тектонических пластин земной коры при горизонтальных движениях, которые описываются понятиями «коллизийные процессы» или «литосферные потоки» (Леонов, 1997; Колодяжный, 2012), хотя сущность их несколько раз-

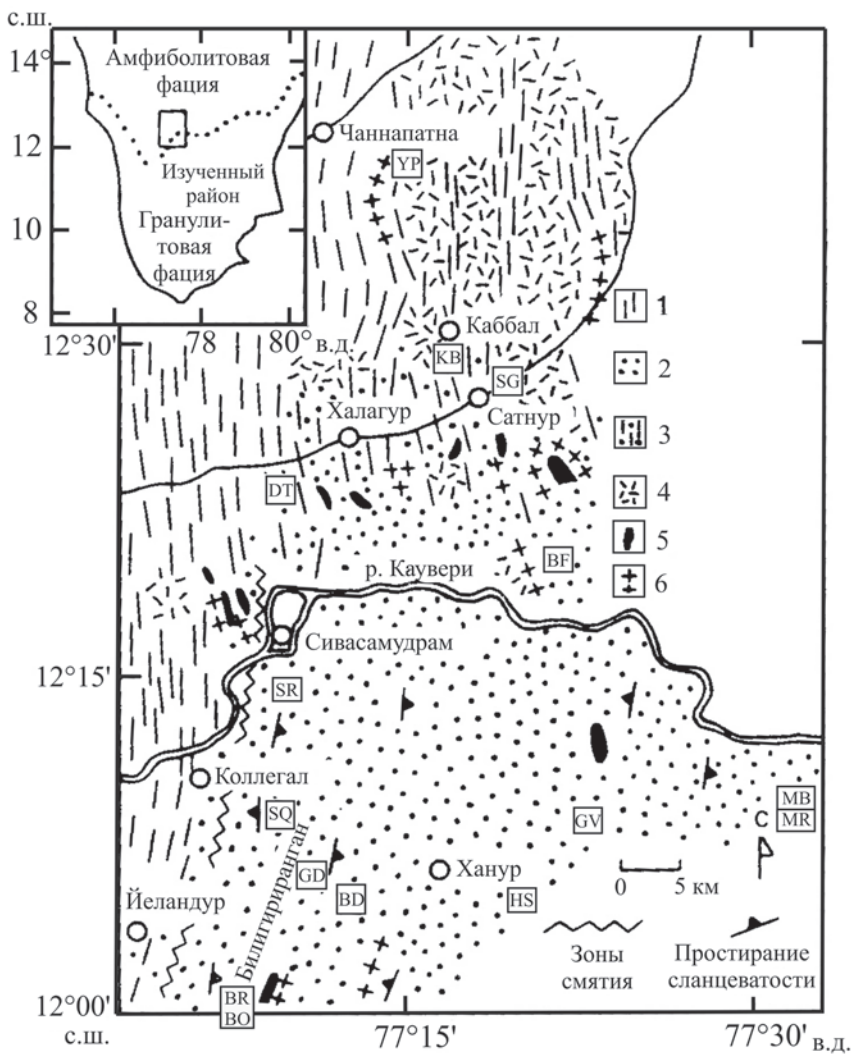


Рис. 1.1.5. Переход от амфиболитовой к гранулитовой фации в южной части штата Карнатака на участке от Билигириранган-Хилс до Чаннапатна (Индия) (по Хенсену и др., 1987).

1 – гнейсы амфиболитовой фации; 2 – гнейсы гранулитовой фации; 3 – переходные комплексы; 4 – граниты; 5 – метабазиты; 6 – метаосадочные породы.

Латинские буквы в квадратах – места отбора образцов

лична. Примерами проявления таких процессов являются Гималаи, Альпы и другие складчатые области. В основании этих складчатых сооружений достигаются давления, достаточные для появления коэзита и микроалмазов в породах фанерозоя. Отличием таких областей является повышение величины отношения  $dP/dT$  в сравнении с нормальным геотермическим градиентом. К этому типу явлений относятся формирование протерозойских эклогитов Карелии, столь бурно обсуждаемое сейчас в научной литературе (Володичев и др., 2004; Хепварт и др., 2012; Моргунова, Перчук, 2012; Скублов и др., 2011; Щипанский, 2012), а также менее известные породы амфиболитовой фации повышенных давлений Удско-Майской структурно-фациальной зоны Становой складчатой области (Авченко и др., 2009). Противоположным примером являются процессы, идущие в земной коре с уменьшением отношения  $dP/dT$  в сравнении с нормальным геотермическим градиентом. Эти явления связаны с подъёмом мантийных плюмов, вследствие чего малоглубинному гранулитовому метаморфизму могут подвергаться породы гранит-зеленокаменных областей, зеленокаменных поясов и протоплатформенного чехла.

Примером зонального метаморфизма пород амфиболитовой фации гранит-зеленокаменных областей с образованием незначительных ореолов гранулитовой фации может являться Карельская гранит-зеленокаменная область Балтийского щита. Здесь среди пород амфиболитовой фации установлены незначительные ореолы пород гранулитовой фации: онежский, тулосский комплексы и др. Так, возникновение онежского ореола гранулитовых пород связывается с внедрением интрузий габбро и габбро-норитов на завершающем этапе архейской истории Водлозёрского блока (2.61–2.68 млрд лет) (Арестова и др., 2012). Гранулитовый метаморфизм осуществлялся в условиях умеренных глубин, что доказывается данными минеральной геотермобарометрии:  $T = 750\text{--}830^\circ\text{C}$ ,  $P = 5.1\text{--}5.3$  кбар (Слабунов, и др., 2011). Наличие под ореолом гранулитовых пород интрузий основного состава подтверждается положительными гравитационными аномалиями (Куликова, 1993).

Примерами гранулитового метаморфизма пород протоплатформенного чехла являются восточные окраины Анабарского (Розен и др., 1988) и Алданского щитов. Выявление этих обстановок стало возможным лишь в последние годы вследствие комплексных изотопно-геохронологических и термобарометрических исследований на указанных выше щитах. Так, на Алданском щите было установле-

но, что ранее включавшиеся в состав архейского комплекса верхнеалданская, амедичинская и фёдоровская свиты являются палеопротерозойскими (Ковач и др., 1999; Котов, 2003; Великославинский и др., 2006; Frost et al., 1998; Истомин, 2007) и по глубинности своего гранулитового метаморфизма существенно отличаются от раннекоровых сиалических архейских образований, поэтому они были отнесены авторами к структурам протоплатформенного палеопротерозойского чехла.

Исторически сложилось так, что исследования нижней сиалической коры начались и в дальнейшем широко проводились в гранит-зеленокаменных областях древних щитов Мира. Как отметили С.Р. Тейлор и С.М. Мак-Леннан своём фундаментальном труде «Континентальная кора, её состав и эволюция» (1988), высокометаморфизованным комплексам архея уделялось меньше внимания, что было обусловлено сложностью их структурного строения и высокой степенью метаморфизма (обычно гранулитовая фация). Эти авторы отмечают, что структурные, геохимические и петрологические данные указывают на значительные глубины их захоронения.

### ***1.1.1. Зеленокаменные пояса раннего докембрия. Структурные отношения с нижней корой***

Структурные отношения зеленокаменных поясов с нижнекоровыми образованиями (породами фундамента кратонов) на протяжении нескольких десятилетий были остро дискуссионными вопросами. Сторонники тектоники плит основные и ультраосновные метапороды зеленокаменных поясов относили к образованиям океанического дна, а средние и кислые – к островным дугам. Другая группа исследователей зеленокаменные пояса относил к рифтогенным структурам, заложённым на континентальном основании. В последнее десятилетие получены неоспоримые доказательства второй точки зрения. К ним относятся следующие:

1. Несогласное залегание базальных слоёв зеленокаменных поясов на размытые гнейсы или граниты фундамента (в случае отсутствия тектонических нарушений) (Вревский и др., 1996; Hunter et al., 1998) и др.

2. Перебуривание скважинами (в том числе глубинной Кольской скважиной) геологического разреза зеленокаменных поясов до границы с фундаментом, несущей признаки размыва (Магматические и

метаморфические комплексы ..., 1986; Hunter et al., 1998; Bickle et al., 1994 и др.).

3. Наличие в магматитах зеленокаменных поясов древних ксеногенных цирконов из сиалического фундамента (Van Kranendonk et al., 2007 и др.)

4. Nd-изотопные характеристики пород зеленокаменных поясов несут следы изотопного геохимического влияния более древней сиалической коры (Вревский, 2011).

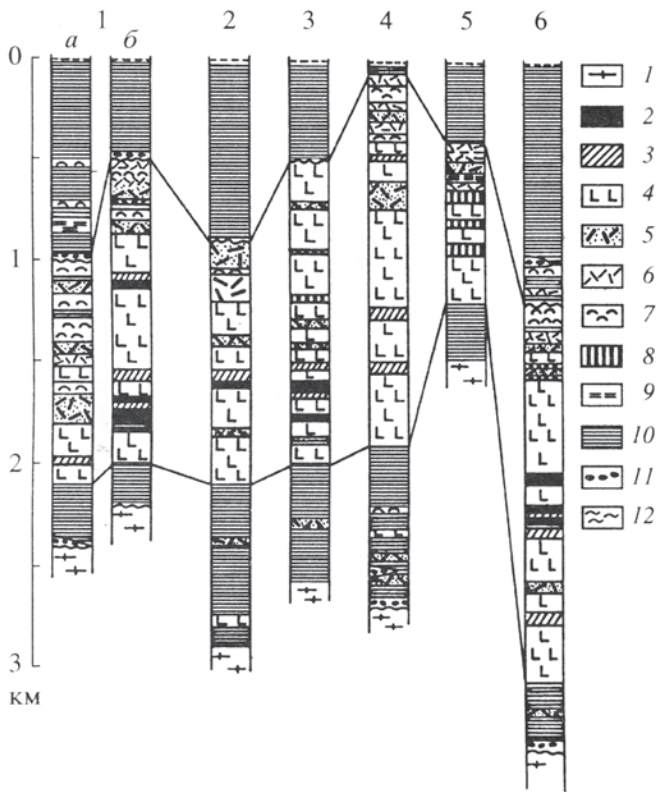


Рис. 1.1.6. Стратиграфические разрезы лопийских зеленокаменных поясов восточной части Балтийского щита (Вревский и др., 1996), Кольский полуостров.

1 – гранитоиднейсы, 2 – коматиты, 3 – коматитовые базальты, 4 – базальты, 5 – андезиты, 6 – дациты, 7 – риолиты, 8 – железистые кварциты, 9 – кремни (черты), 10 – аркозы и граувакки, 11 – конгломераты, 12 – углеродистые сланцы.

Зеленокаменные пояса и структуры: 1 – Полмос-Порос, 2 – Каскамская, 3 – Аллареченская, 4 – Приимандровская, 5 – Заимандровская (Оленегорская), 6 – Терская



Как показано на рис. 1.1.1, основание зеленокаменных поясов служит структурным репером, отделяющим верхнюю часть земной коры от нижней. Структурное несогласие между зеленокаменными поясами и породами фундамента зафиксировано на многих хорошо изученных кратонах. На рис. 1.1.6. приведены разрезы верхнеархейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова Балтийского щита, для которых установлено несогласное залегание на гранитогнейсах фундамента (Вревский и др., 1996). Однако для многих зеленокаменных поясов такие нормальные стратиграфические взаимоотношения с породами фундамента, в силу их длительной тектонической эволюции, часто нарушены и носят тектонический характер. Это обстоятельство служит основанием для спекулятивных плитотектонических построений, при которых из единого разреза зеленокаменного пояса искусственно вычленяется часть разреза, содержащая коматииты и толеитовые базальты, которую относят к образованиям океанического дна (офиолитам), другую часть, с терригенными осадками и кислыми эффузивами, относят к островным дугам (Kusky, Kidd 1992; Kusky et al., 2001 и др.). Подобные построения вызвали резкую критику со стороны другой части исследователей (Bickle et al., 1994; Zhao et al., 2007; Hunter et al., 1998 и др.).

## **1.2. Исходный состав ранней сиалической коры**

В настоящее время в геологической литературе бытует представление о том, что ранняя сиалическая кора архейских кратонов представлена гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, образовавшимися при разгнейсовании и метаморфизме интрузивных тел гранитоидов.

Эти представления возникли на ранних этапах изучения гранит-зеленокаменных областей различных кратонов (Moyen, Martin, 2012), когда для них было установлено наличие интрузивов постоянной ассоциации трех натровых плутонических типов: тоналиты, трондьемиты и гранодиориты (Moyen, Martin, 2012). Для этой триады В.М. Джаном с соавторами (Jahn et al., 1981), при изучении метаморфических пород блока Пилбара Западной Австралии, впервые было предложено название «гнейсы TTG» состава, которое прочно закрепилось в литературе.

По современным представлениям район исследований В.М. Джана с соавторами (Van Kranendonk et al., 2007), блок Пилбара, сложен палео-мезоархейскими зеленокаменными поясами, которые формировались в интервале времени 3.5–3.19 млрд лет. Метаморфические образования этих поясов выделены в следующие группы (начиная от древней), разделённые друг от друга региональными несогласиями: 1) группа Варравуна (3.53–3.43 млрд лет) (в скобках указаны пределы проявлений магматизма); 2) группа Келли (3.35–3.27 млрд лет); 3) группа Сульфур Спрингс (3.27–3.23 млрд лет); 4) группа Сонневилл (3.23–3.19 млрд лет). Эти группы супракрустальных образований объединены в супергруппу Пилбара (рис. 1.2.1.).

Перечисленные зеленокаменные пояса местами перекрываются неоархейскими протоплатформенными отложениями формации Фортестью (2.77–2.63 млрд лет), а фундамент их не известен. О наличии сиалического фундамента под зеленокаменными поясами блока Пилбара свидетельствуют ксеногенные цирконы с возрастом 3.72 млрд лет в риолитах формации Панорелис (3.46 млрд лет) и Nd-модельные возрасты пород супергруппы Пилбара, достигающие 4 млрд лет (Van Kranendonk et al., 2007). Эта величина Nd-модельного возраста не является завышенной, если учесть, что в связи с известным обнаружением в неоархейских метатерригенных породах Западной Австралии детритовых цирконов с возрастом 4.4–4 млрд лет следует полагать, что формирование раннекоровых супракрустальных толщ с кислыми вулканитами здесь началось ещё в хадее (Мишкин, Вовна, 2010). Упомянутые выше исследования В.М. Джана с соавторами были приурочены к кислым вулканитам супракрустальных образований зеленокаменного пояса Варравуна (3.53–3.43 млрд лет) и прорывающим его гранитам (ортогнейсам) с возрастом 3.47 и 3.43 млрд лет. Однако изученные ими магматические образования не относятся к фундаменту Австралийского кратона, который не вскрыт в блоке Пилбара, а характеризуют, в соответствии с рис. 1.1.1, верхнюю континентальную кору, которая, как показывают материалы и по другим кратонам, является вместилищем крупных гранитных батолитов, обычно отсутствующих в нижней коре.

Как показывает геологическое картирование нижнекоровых метаморфических комплексов фундамента кратонов, главную роль в их составе играют супракрустальные, исходно вулканогенно-осадочные комплексы, в которых средне-кислые магматические породы представлены андезит-дацитовой ассоциацией с сопутствующей ей мелкими телами субинтрузивной фации.



Рис. 1.2.1. Геологическая карта восточной части блока Пилбара Австралийского континента (по Van Kranendonk et al., 2007, с упрощениями).

1 – образования протоплатформенного чехла группы Фортеस्कью (2.77 млрд лет); 2 – постектонические монцограниты (2830 млн лет); 3 – монцограниты (3242 млн лет); 4 – гранитоиды (3310 млн лет); 5 – гнейсограниты (3430 млн лет); 6 – гнейсограниты (3470 млн лет); 7, 8 – группа Де Грей (3.2 млрд лет): 7 – формация Верхняя Джордж Крик; 8 – формация Бадлан Крик; 9–11 – группа Келли (3.35–3.32 млрд лет): 9 – формация Чарткрис, 10 – формация Вимен, 11 – формация Эуро Базальт; 12–15 – группа Варравуна (3.53 млрд лет): 12 – формация Панорама, 13 – формация Апенкс Базальт, 14 – формация Дюффер, 15 – формация Талга-Талга; 16 – геологические границы; 17 – разломы; 18 – тренды разгнейсования

Как следует из рисунка 1.1.1, нижняя кора Земли представлена породами амфиболит-гнейсовой ассоциации (амфиболитовая фация метаморфизма) и метабазит-эндербитовой ассоциацией (гранулитовая фация). При изучении метаморфических пород этих ассоциаций кроме структурных полевых наблюдений большое значение имеют геохимические особенности, которые дают возможность установить их исходный состав и генезис протолитов. При решении этих вопросов известные ограничения накладывает подвижность химических элементов при метаморфизме.

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации включительно свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, (Кеpezинская, 1977; Condie, 1994). Как отметили К. Конди и П. Аллен (1987), при гранулитовом метаморфизме в зонах повышенной проницаемости некоторая подвижность отмечается для К. Эти положения позволяют считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Всё вышесказанное не относится к породам, подвергнутым процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений.

Наряду с главными петрогенными элементами для геохимической характеристики исходного состава пород важны и элементы-примеси. В геохимических диаграммах для метаморфических пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно применяются крупноионные литофильные элементы: Cs, Rb, Ba, Sr, Pb, а также группа высокозарядных элементов: Sc, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta и группа редкоземельных элементов: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Часто в геохимических диаграммах элементы примеси используют в совокупности с отдельными петрогенными элементами. Так, для геохимической характеристики серых гнейсов фундамента платформ, метаморфизованных в амфиболитовой фации, Х. Мартин (Martin, 1994) и К. Конди (Condie, 1993) в мультиэлементной диаграмме использовали такой ряд элементов: Rb, Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf, Zr, Sm, Ti, Tb, Yb. Однако при гранулитовом метаморфизме некоторые из элементов примесей становятся относительно подвижными, и это накладывает некоторые ограничения при применении геохимических диаграмм для гранулитовых пород.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при гранулитовом метаморфизме рассматривалось во многих работах. Известно,

**Таблица 1.2.1.** Составы магматических пород океанов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	65.2	49.74	46.97	45.73	49.44
TiO <sub>2</sub>	0.59	1.69	0.61	0.65	1.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.78	14.58	13.07	11.49	15.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.35	2.07	12.16	12.48	4.67
FeO	4.27	8.80	-	-	7.33
MnO	0.16	0.19	0.19	0.18	0.17
MgO	1.87	7.74	14.97	19.03	7.36
CaO	5.71	11.47	11.17	9.70	11.75
Na <sub>2</sub> O	3.14	2.54	1.15	1.06	2.67
K <sub>2</sub> O	0.90	0.14	0.036	0.04	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.19	0.048	0.05	0.12
Rb	13.33	1.48	1.233	1.38	2.86
U	0.36	0.077	0.012	0.01	0.089
Th	0.68	0.269	0.031	0.02	0.250
Ba	236.07	15.86	67.4	11.10	19.2
Sr	268.28	105.1	57.53	70.4	131.5
La	3.86	3.1	0.54	0.58	3.95
Ce	10.07	9.62	1.80	1.99	11.95
Pr	-	-	0.48	0.45	-
Nd	7.83	9.02	2.62	2.58	9.97
Sm	2.20	3.14	1.2	0.94	3.27
Eu	0.76	1.22	0.53	0.49	1.22
Gd	2.58	4.43	1.67	1.70	4.30
Tb	0.46	0.826	0.39	0.3	0.722
Dy	2.95	5.29	2.445	2.29	9.42
Ho	0.66	1.17	0.56	0.5	2.02
Er	1.99	3.28	1.63	1.48	5.58
Yb	1.98	3.23	1.45	1.34	2.96
Lu	0.333	0.486	0.22	0.20	0.446
Zr	51.26	89.7	30.67	29.25	98.55
Hf	1.13	2.37	1.09	1.00	2.395
Nb	0.8	2.85	0.55	0.48	3.66
Ta	0.04	0.22	-	-	0.228

Примечание. 1 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1988, Turner et al., 2012); 2 – состав N-MORB Тихого океана (Arevalo, McDonough, 2010; Говоров и др., 1996); 3, 4 – составы коматиитовых базальтов (3) и коматиитов (4), о-в Горгона, Тихий океан (Kerr et al., 1996; Jochum et al., 1991); 5 – состав N-MORB Индийского и Атлантического океанов (Arevalo, McDonough, 2010; Wood et al., 1979; Dmitriev, 1974).

Эон	Эра
Ph 542	палеозой
Протерозой	неопротерозой
	1000
	мезопротерозой
	1600
Архей	палеопротерозой
	2500
	неоархей
	2800
	мезоархей
Хадей	3200
	палеоархей
	3600
	эоархей
3900	
4440	
4570 - 4440	Аккреция Земли

Рис. 1.2.2. Хронометрическая шкала докембрийского геологического времени, предложенная Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия (Gradstein et al., 2004), с дополнениями авторов. Цифры – возрастные рамки выделенных подразделений, млн лет

что гранулиты обеднены некоторыми литофильными элементами, такими как Rb, U, Th (Ножкин, Туркина, 1993; Sighinolfi, 1971). Некоторая подвижность отмечается для Ba и Sr. Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме, за исключением Eu (Конди, Аллен, 1987) Инертное поведение при гранулитовом метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов (Nb, Zr, Hf, Ta) и для феррофильных элементов (Ni, Co, Cr) (Sun, Nesbit, 1978).

Из сказанного выше следует, например, что для геохимической характеристики гранулитовых пород фундамента платформ из ряда элементов, использованных Х. Мартином и К. Конди для серых гнейсов, следует проявлять осторожность в отношении Rb, Th, U, K.

Для выяснения первичной природы метаморфических пород существует целый ряд петрохимических диаграмм (Великославинский, 1998; Петрова и др., 1975; Предовский, 1970; Неелов, 1980; Юдович, Кетрис, 2000; Антипин, Макрыгина, 2006 и др.).

Известно, что при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вызывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным.

Для решения этого вопроса У. Денном и Б. Муром (Dennen, Moor, 1971) была предложена дискриминационная диаграмма  $Si' - Al/Fe$  ат. кол., а авторами настоящей работы – диаграмма  $Al/Fe - Al + Fe/Ca$  ат. кол. Кроме того, применяют-

ся дискриминантные функции (Shaw, 1972; Великославинский и др., 2013). Для изучения закономерностей распределения рассеянных элементов в исходных магматических породах применялись спайдер-диаграммы и диаграммы спектров распределения РЗЭ.

Метаматические породы сопоставлялись по геохимическому составу с соответствующими магматическими породами Тихого океана (табл. 1.2.1.), где геологическая обстановка сходна с условиями появления ранней сиалической коры докембрия, т.е. имеется первичная океаническая базальтовая кора, на которой формировались первые блоки сиала.

Обзор состава пород фундамента, выполненный для архейских кратонов Земли (Мишкин, Вовна, 2009; Вовна и др., 2009), выявил два важных обстоятельства: 1) ранняя сиалическая кора кратонов различна по возрасту начала своего образования; 2) ранняя архейская сиалическая кора имеет стандартный состав её исходных магматических пород: это вулканоплутоническая андезит-дацитовая ассоциация известково-щелочной петрохимической серии, которой подчинены толеитовые и высокомагнезиальные базальты коматиит-толеитовой серии.

В раннем палеопротерозое в складчатых областях, обрамляющих архейские кратоны, среди раннекоровых исходных образований кроме указанных выше серий появляются субщелочные и щелочные.

В работе рассмотрены примеры ранней сиалической коры докембрия на основе Международной стратиграфической шкалы расчленения докембрия (Gradstein et al., 2004) (рис. 1.2.2).

## ГЛАВА 2

# РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ ДОКЕМБРИЯ

**П**оведение короткоживущей изотопной системы  $^{146}\text{Sm}-^{142}\text{Nd}$  в породах кратонов свидетельствует о том, что корообразовательные процессы на Земле начались в разное время. Так, в Гренландском щите они уже происходили через 100 млн лет после окончания аккреции Земли (4440 млн лет, Allegre, Lewin, 1989), в то время как в некоторых других изученных кратонах (Зимбабве, Канада) они не зафиксированы (Bennett et al., 2007; Caro et al., 2006).

На основании имеющегося у авторов настоящей работы банка данных по изотопному датированию докембрийских пород на рис. 2.1 и 2.2, А, Б намечено распространение предполагаемой хадейской, архейской и протерозойской ранней сиалической коры Земли (Мишкин, Вовна, 2009).

В результате архейского раннего сиалического корообразования были сформированы кратоны, разделённые протоокеаном. В настоящее время, в связи с достижениями изотопной геохронологии, установлено, что ранняя сиалическая кора архейских кратонов имеет сложное строение и состоит из древних эо- или палеоархейских ядер и последовательно облекающих их более молодых подразделений архея (Вовна и др., 2009). В сравнении с кратонами процессы раннего сиалического корообразования под протоокеаном шли с запозданием и были проявлены только в протерозое (2.5–0.54 млрд лет).

В палеопротерозое раннее сиалическое корообразование последовательно наращивало архейские кратоны. В мезо-неопротерозое, судя по имеющимся изотопным датировкам, раннее сиалическое корообразование за счет первичной базитовой коры происходит в узкой зоне, окаймлявшей Палеопацифику. Это свидетельствует о затухании в неопротерозое процессов раннего сиалического корообразования вокруг акватории Палеопацифики.

В фанерозое раннее сиалическое корообразование носит эмбриональный характер типа островной цепи Тонга–Кермадек и приурочено к краевым частям акватории Палеопацифики, а в центральной её части вообще не установлено (рис. 2.1). Следует подчеркнуть, что по-



казанные на рис. 2.1 и 2.2, А, Б границы распространения архейской, палеопротерозойской и мезо-неопротерозойской ранней сиалической коры носят приближенный характер, их первоначальное положение искажено поздними тектоническими движениями.

В результате палеопротерозойских корообразовательных процессов архейские кратоны оказались спаяны в единый протоконтинент – Пангею. Оставшаяся часть поверхности Земли была занята Панталассой – прародительницей Палеоопаифики и затем современного Тихого океана. Как следует из рисунков 2.1, 2.2, А, Б, Пангея включала в себя и области современных Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, где в раннем докембрии, по предположениям авторов, происходило формирование сиалической земной коры.

## **Атлантический и Индийский океаны**

Идея эпиконтинентального происхождения Атлантического и Индийского океанов восходит к временам В.Н. Вернадского (1959). Позднее её поддержали многие видные учёные, такие, например, как И.В. Муратов (1973), В.В. Белоусов (1989), Г.Б. Удинцев (1987), Т.И. Фролова (1997) и др.

Попытаемся кратко осветить фактический материал по этой проблеме.

1. В пределах дна рассматриваемых океанов установлены многочисленные блоки (хребты, поднятия), сложенные корой континентального типа. На основании обзорных работ Ю.М. Пушаровского (2001), К.М. Сторедведта (Storevedt, 1997), Г.Б. Удинцева (1987, 2002) и других авторов наиболее крупные из блоков нанесены на предлагаемую схему (рис. 2.2). Работами многочисленных исследователей установлено, что породы континентального происхождения распространены не только в пределах вышеуказанных блоков, но и в структурах, которые считаются типично океаническими – срединно-океанических хребтах, секущих их трансформных разломах и глубоководных впадинах (Погребицкий, Трухалев, 2002; Силантьев и др., 1990; Фролова, Бурикова, 2002). Это может свидетельствовать о повсеместном распространении континентальной коры, на которую наложены более поздние океанические структуры.

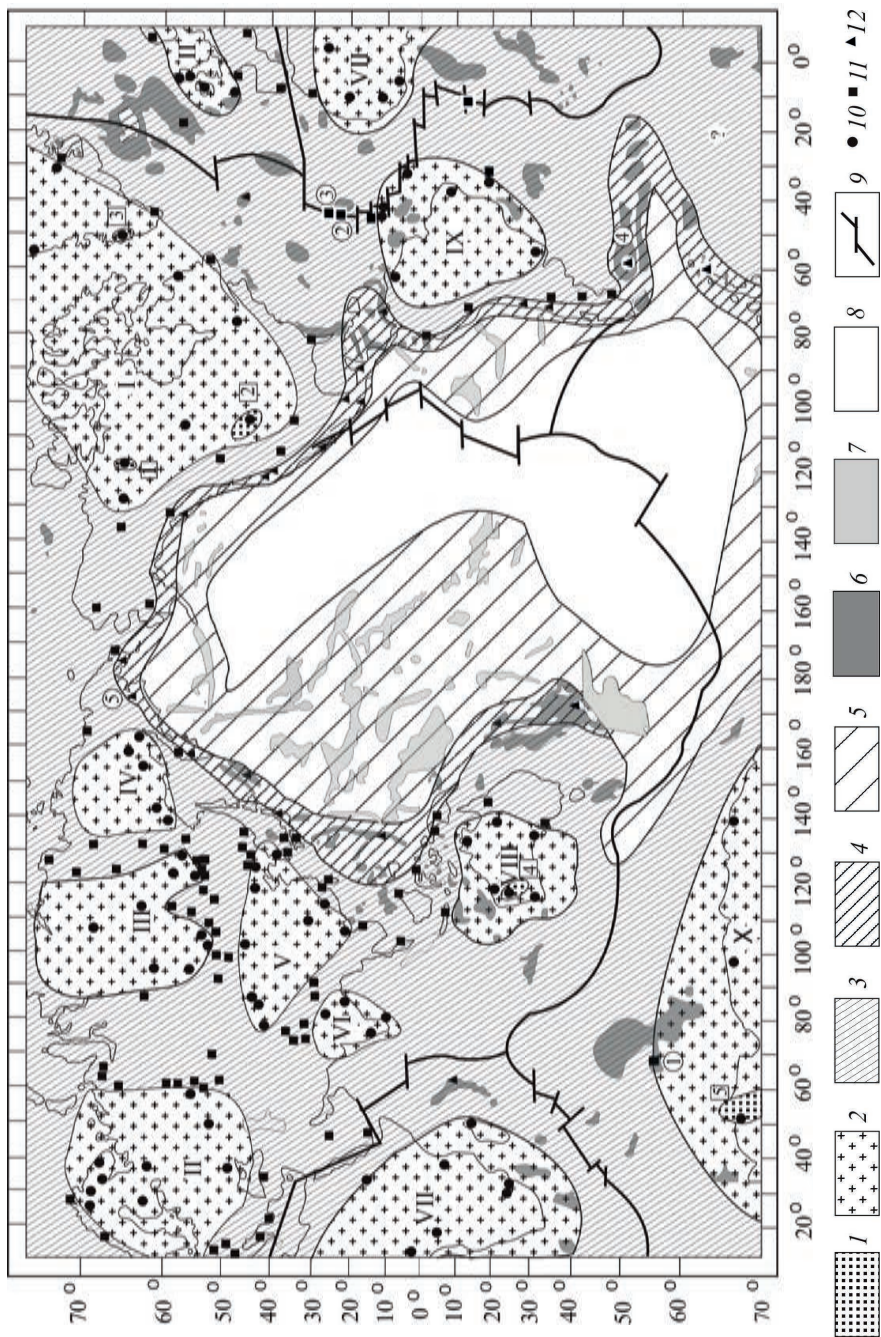


Рис. 2.1. Схема распространения докембрийской ранней сиалической коры. 1 – предполагаемой хадейской (арабские цифры в квадратах на схеме: 1 – Акаста, 2 – Вайоминг, 3 – юго-западная Гренландия, 4 – западная Австралия, 5 – Антарктида); 2 – архейской (3.9–2.5 млрд лет); 3 – палеопротерозойской (2.5–1.6 млрд лет); 4 – мезо-неопротерозойской (1.6–0.54 млрд лет); 5 – эмбриональной палеозойско-мезозойской (?) (0.54–0.065 млрд лет) под океаническими поднятиями; 6 – блоки континентальной коры на дне океана; 7 – океанические поднятия с предполагаемой эмбриональной палеозойско-мезозойской корой в основании; 8 – область отсутствия сиалической коры; 9 – срединно-океанические рифты; 10–12 – точки расположения изотопных датировок возраста докембрийских пород: 10 – архейского, 11 – палеопротерозойского, 12 – мезо-неопротерозойского. Арабские цифры в кружках у точек означают номер ссылки в тексте. Римскими цифрами обозначены архейские кратоны: I – Северо-Атлантический, II – Восточно-Европейский, III – Сибирский, IV – Омолон-Охотский, V – Китайский, VI – Индийский, VII – Африканский, VIII – Австралийский, IX – Южно-Американский, X – Антарктический

В составе океанических осадков установлены мелководные осадки континентального происхождения с остатками деревьев, бурых углей, мелководных песчаников и гравелитов. Среди последних установлены кварцевые разности – продукты размыва гранитов (Bonatti et al., 1996; Equatorial Segment..., 1996; Mahoney et al., 1995).

2. Среди метаморфических континентальных пород дна океанов выделены группы исходного магматического и терригенно-осадочного происхождения, по степени метаморфизма варьирующие от гранулитовой до зеленосланцевой фаций. Исходно магматические породы основного состава – это двупироксеновые гранулитовые сланцы, амфиболиты, амфиболовые и зелёные сланцы. Исходно магматические породы кислого и среднего состава представлены гранитогнейсами, гранит-мигматитами, чарнокитизированными эндербитами. Метатерригенные и метаосадочные породы: гранат-кордиерит – ортоклаз-биотитовые гранулиты, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, гранат-двуслюдяные сланцы, филлиты, кварциты, метапесчаники и метагравелиты, мраморы (Погребницкий, Трухалев, 2002; Силантьев и др., 1990). Среди неметаморфизованных магматических пород, типичных для континентов, следует отметить граниты и анортозиты (Богатиков и др., 1983; Силантьев и др., 1990). Все перечисленные выше породы аналогичны породам континентов.

3. Изотопные датировки перечисленных выше пород можно разделить на четыре группы – палеопротерозойские, не-

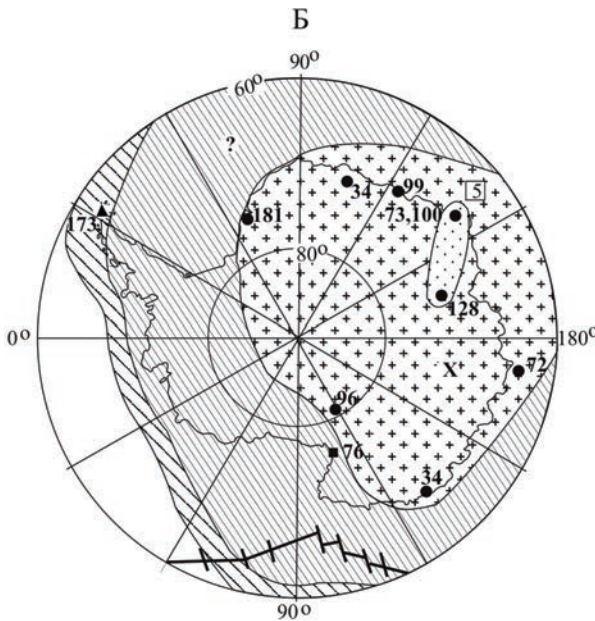
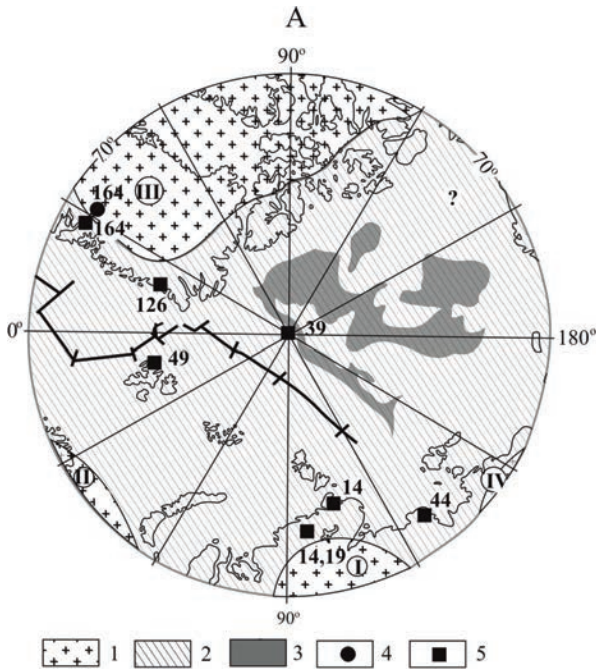


Рис. 2.2. Схема предполагаемого распространения ранней докембрийской сиалической коры в Арктическом бассейне (А) и Антарктиде (Б)

А: 1, 2 ранняя сиалическая кора: 1 – архейская (3.9–2.5 млрд лет), 2 – палеопротерозойская (2.5–1.6 млрд лет); 3 – Центрально-Арктические поднятия; 4, 5 – точки расположения изотопных датировок возраста раннедокембрийских пород: 4 – архейских, 5 – палеопротерозойских. Номера точек соответствуют литературным источникам Приложения.

Римскими цифрами обозначены кратоны: I – Сибирский, II – Восточно-Европейский, III – Северо-Атлантический, IV – Омолонно-Охотский.

Б: 1 – предполагаемое распространение хадейской протокоры; 2–4 – ранняя сиалическая кора: 2 – архейская (3.9–2.5 млрд лет), 3 – палеопротерозойская (2.5–1.6 млрд лет), 4 – мезо-неопротерозойская (1.6 – 0.54 млрд лет); 5–7 – точки расположения изотопных датировок возраста докембрийских пород: 5 – архейских, 6 – палеопротерозойских, 7 – мезо-неопротерозойских. Номера точек соответствуют литературным источникам Приложения. X – Антарктический кратон.

Схемы составлены с использованием материалов (Мишкин, Вовна, 2010; Геологическая карта докембрия континентов ..., 1974) и литературных источников, указанных в Приложении

опротерозойские, палеозойские, мезозойские (Беляцкий и др., 1997; Погребницкий, Трухалев, 2002; Силантьев и др., 1990; Удинцев, 1987; Kröner, Layer, 1992; Nicolaysen et al., 2001; Operto, Charvis, 1995; Pilot et al., 1998; Plummer, 1995). Из всех изотопных датировок весьма важно отметить две, которые имеют принципиальное значение.

Первая касается Индийского океана. Здесь, на поднятии Кергелен, скважиной глубинного бурения под позднемеловыми базальтами были установлены гранат-биотитовые гнейсы – сугубо континентальные породы, с возрастом 2.5 млрд лет (Nicolaysen et al., 2001) (рис. 2.1, точка 1).

Вторая палеопротерозойская датировка касается Атлантического океана. Здесь, в Срединно-Атлантическом хребте (САХ), между 23°20' и 23°30' з.д. скважиной глубоководного бурения вскрыты метагабброиды с возрастом 1.7 млрд лет (Pilot et al., 1998) (рис. 2.1, точка 2), а севернее, на 26° с.ш. в САХ, драгированы гранитогнейсы с возрастом 1.85 млрд лет (Беляцкий и др., 1997) (точка 3). Приведённые данные подтверждают представления авторов и других исследователей, которые считают, что под рассматриваемыми океанами залегает континентальная кора, древнейшие образования которой имеют палеопротерозойский, а местами, вблизи Бразильского кратона, неоархейский возраст, как и показано на схеме (рис. 2.1).

В последние годы детальные изотопно-геохронологические исследования магматических пород локальным изотопным U-Pb методом были выполнены в центральной части Срединно-Атлантического хребта (Бортников и др., 2008; Беляцкий и др., 2007; Сколотнёв и др., 2010 и др.). Этими исследованиями было установлено, что молодые (первые миллионы лет) магматические породы этого района содержат докембрийские (вплоть до архея) ксеногенные цирконы.

Авторы работы (Бортников и др., 2008) справедливо отметили, что «находки древних цирконов, на первый взгляд, противоречат общепринятой теории тектоники плит, согласно которой именно в зонах спрединга Мирового океана образуется новая океаническая кора. Однако они могут найти свое объяснение в особенностях геодинамических процессов, происходящих в недрах мантии океанов» (стр. 240). Эти авторы предполагают, что древние цирконы принесены в зону магмогенерации осевой части САХ глубинным плюмом, дренировавшим при своём подъёме с больших глубин «кладбища разновозрастных слэбов», погрузившихся в мантию из зон субдукции. Однако это объяснение отвергает другая часть приверженцев теории тектоники

плит (Сколотнёв и др., 2010), которые дают своё толкование этого явления, столь же проблематичное, как и первое. Признание эпиконтинентальной природы Атлантического океана, развиваемое авторами этой книги, не требует сложных умозрительных построений в виде «кладбищ слэбов» (Бортников и др., 2008) или «валиковых конвективных ячеек», на которые ссылаются С.Г. Сколотнёв с коллегами. Положение об эпиконтинентальной природе Атлантического океана лишней раз подтверждают результаты работы (Сколотнёв и др., 2010) (табл. 2.1, рис. 2.3), получившие, к сожалению, превратное истолкование у этих авторов.

Приведённые выше данные по составу континентальных метаморфических и магматических пород и их принадлежность к четырём возрастным группам (палеопротерозойской, неопротерозойской, палеозойской и мезозойской) позволяют предположить, что континентальная кора рассмотренных океанов в структурном отношении представляла собой складчатую область. Впервые подобная идея была выдвинута Е.Е. Милановским (1995) на основе более скромного фактического материала.

Во второй половине мезозоя и в кайнозой эта складчатая область стала ареной проявления интенсивного платобазальтового магматизма и испытала погружение до 2–5 км (Белоусов, 1960; Фролова, 1997; Фролова, Бурикова, 2002).

Сейсмоотографический профиль вдоль Срединно-Атлантического хребта (Ritsema, Allen, 2003) (рис. 2.4, адаптация авторов) выявил следующее: в районе островов Тристан и Асунсьон (точки 2, 6) профиль пересекает краевую часть «головы» плюма (корень плюма вне плоскости сечения профиля). Такая же голова плюма фиксируется под Азорскими островами (точка 14). Между этими плюмами находится область «сухого спрединга» (по Пучкову, 2009), центр которой обозначен крестиком, где проявления базальтового магматизма отсутствуют. Следующий плюм зафиксирован под о-вом Исландия, где плоскость профиля пересекает как голову плюма, так и его корень, уходящий на глубину около 700 км, т.е. на границу между верхней и нижней мантией. Материалы этих сейсмографических исследований свидетельствуют о следующем. Срединно-Атлантический хребет представляет собой не зону спрединга – раздвижения литосферных плит, где формируется новая океаническая плита, а состоит из разрозненных рифтовых зон, возникающих над плюмами, сопровождаемых современным базальтовым магматизмом. Вне областей этих плюмов

**Таблица 2.1.** Местоположение образцов в центральной части САХ, из которых были выделены и проанализированы цирконы (Сколотнёв и др., 2010)

№ п/п	Номер образца	Порода	Широта, с.ш.	Долгота, з.д.	Глубина, м	Структура
1	S0908/14	Базальт	15°07.0'	44°51.0'	4100	Восточное сочленение разлома Зеленого Мыса с рифтом
2	S0334/3	То же	15°00.0'	44°58.0'	3800	То же
3	L30289/7	Плагиогранит	13°31.2'	44°56.5'	2750	Осевая зона САХ между разломами Зеленого Мыса и Марафон
4	L30289/7-1	То же	То же	То же	То же	То же
5	L30289/8	– “ –	– “ –	– “ –	– “ –	– “ –
6	S2221/63	Пегматоидное габбро	10°43.0'	42°03.7'	4900	Поперечный хребет разлома Вима
7	S0976/1	Габбро-норит	8° 10.0'	38°22.0'	3900	Медианный хребет разлома Долдрамс
8	S0969/1	Лерцолит	8° 12.0'	38°18.0'	3400	То же
9	S0654/3	Базальт	8°03.0'	38°04.0'	4300	Восточное сочленение разлома Долдрамс с рифтом
10	S0664/28	Рудный габбро-норит	7°48.0'	37°45.0'	2070	г. Пейве, разлом Вернадского
11	L1097/1	Габбро	5°58.2'	33°11.4'	4180	Рифтовая впадина Маркова (разлом Сьерра-Леоне)
12	L1122/1	Габбро-норит	5°53.9'	33°10.5'	4470	То же
13	L1122/63	Плагиогранит	То же	То же	То же	– “ –
14	L1122/74	Диорит	То же	То же	То же	– “ –
15	11068/50	Гарцбургит	5°54.7'	33°11.3'	4680	– “ –
16	S2303/15	Щелочной вулканит	9°13.1'	21°15.7'	2400	г. Каргера, поднятие Сьерра-Леоне
17	S2304/5	То же	9°12.8'	21°17.4'	1900	То же

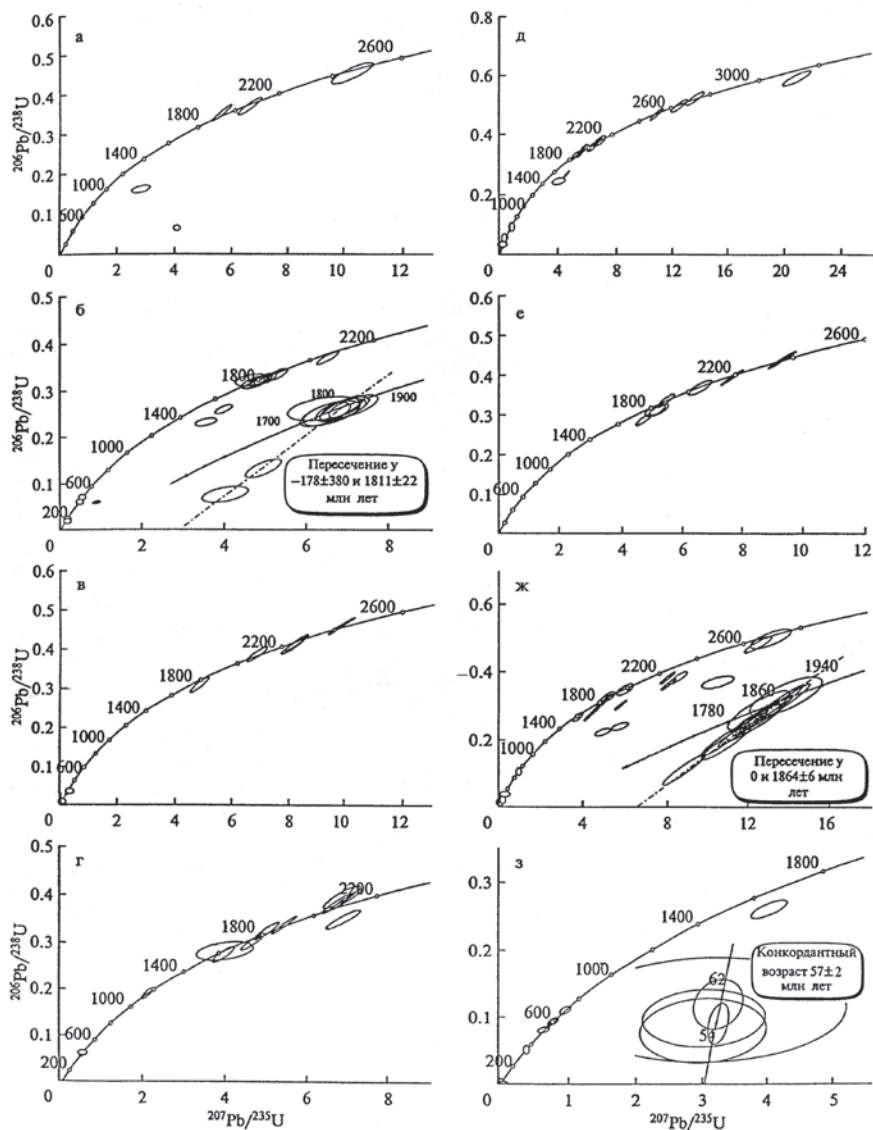


Рис. 2.3. Диаграмма Аренса-Везерилла с конкордией для древних цирконов из базальтов САХ, образцы: а – S0334/3; б – 30289/7-1, на врезке - фрагмент конкордии в области возрастного кластера 1811 млн лет; в – S0976/1; г – S0969/1; д – S0654/3; е – S0664/28; ж – L1121/1, на врезке – фрагмент конкордии в области возрастного кластера 1864 млн лет; з – S2303/15, на врезке – фрагмент конкордии в области возрастного кластера 57 млн лет. Эллипсы ошибок приведены для интервала  $2\sigma$  (Сколотнёв и др., 2010). Местоположение образцов приведено в табл. 2.1



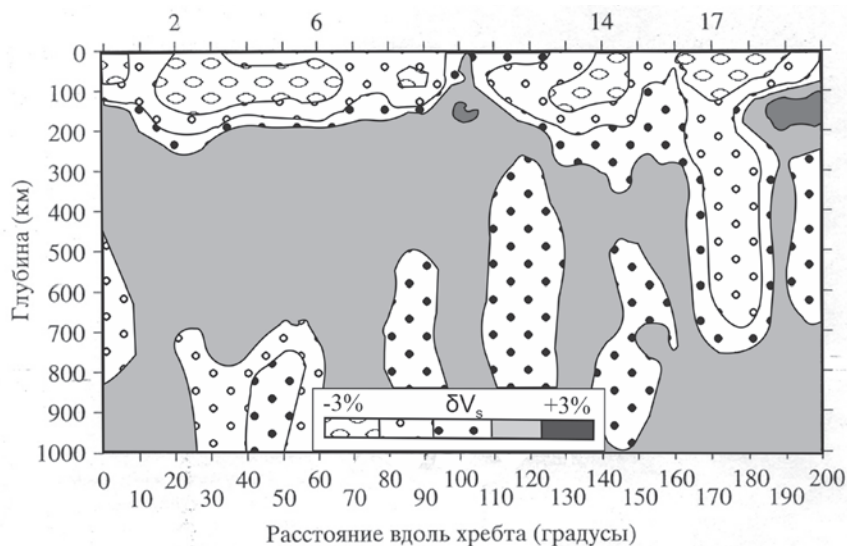


Рис. 2.4. Томографический разрез вдоль Срединно-Атлантического хребта (по Ritsema, Allen, 2003, с адаптацией авторов). Вверху: географическое расположение разреза. Сплошной жирной линией показана ось хребта, серые кружки – пикеты, расположенные на  $10^\circ$  по широте один от другого. Треугольники – горячие точки (пикеты 2, 6, 14, 17 – Тристан, Асунсьон, Азоры, Исландия соответственно). Крест – область "сухого" спрединга, в которой выплавление базальтов незначительно (по Пучкову, 2009). На томограмме внизу – аномалии скорости распространения поперечных волн

базальтоидный магматизм отсутствует. Можно полагать, что Срединно-Атлантический хребет представляет собой совокупность дискретных разломов, связанных с плюмами, и не является единой структурой, по которой происходит раздвижение плит, ошибочно предполагаемое на основе магнитометрии их базальтов (Гордин, 2002 и др.).

## Северный Ледовитый океан

Природа земной коры Арктического бассейна в настоящее время вызывает у исследователей множество вопросов. Попытки их решения основаны главным образом на анализе материалов геофизических исследований и построении плейт-тектонических реконструкций (Соколов, 2009 и др.). В соответствии с этими реконструкциями Арктический бассейн разделяется на области с корой континентального и океанического типов. Корой континентального типа обладают Центрально-Арктические поднятия – Ломоносова, Менделеева, Альфа (рис. 2.2, А). Существуют представления о докембрийской кратонной природе этих поднятий (Хаин, Филатова, 2009).

Выделенные на рис. 2.2, А нынешние архейские кратоны – Сибирский, Восточно-Европейский, Северо-Атлантический, Омолон-Охотский – образуют внешнее континентальное обрамление современного Арктического бассейна.

В палеопротерозое плюмовое корообразование сместилось от этих кратонов в северные широты, где сформировались складчатые области. Наличие раннепротерозойского сиалического основания в этих складчатых областях подтверждается изотопными датировками, которые южнее 70° с.ш. показаны на рис. 2.1, а севернее 70° с.ш. – на рис. 2.2, А (Прокопьев и др., 2007; Верниковский и др., 1999; Сироткин, 2013; Thrane, 2002; McClelland et al., 2006).

Эти складчатые области, смыкаясь под Арктическим океаном, образуют его палеопротерозойский фундамент (Мишкин, Вовна, 2010) (рис. 2.2, А). В области палеопротерозойского фундамента Арктического бассейна в позднем протерозое и фанерозое продолжалась плюмовая магматическая деятельность с сиалическим корообразованием. Здесь в рифее и фанерозое были проявлены два главных геотектонических режима: внутриконтинентальное рифтообразование и режим эпиконтинентального моря.

Рифтовый магматизм в них связан с мантийным плюмообразованием в верхней деплетированной мантии и представлен ультраосновными и основными породами толеитового ряда («офиолиты океанической обстановки», по другим авторам), основными, средними и кислыми породами известково-щелочного ряда («островодужная серия субдукционной обстановки», по другим авторам).

За счёт осадков эпиконтинентальных морей был сформирован рифейско-палеозойско-мезозойский терригенный и терригенно-кар-

бонатный покровно-складчатый комплекс. Наши представления находят подтверждение в результатах исследований работы (Кабаньков и др., 2004), в которой обобщены имеющиеся результаты изучения донно-каменного материала Арктического бассейна отечественных и зарубежных исследователей. В составе коренных пород дна Северного Ледовитого океана ими выделены четыре следующих комплекса: два осадочных (1 – палеозойский терригенно-карбонатный, 2 – мезозойский терригенно-глинистый), 3 – комплекс метаморфических пород – гнейсы и сланцы, судя по радиогенным датировкам полевых шпатов из коры выветривания, имеющие возраст около 1800–1900 млн лет, 4 – магматический комплекс – граниты, диабазы, меловые базальты и кислые эффузивы.

Авторы работы (Кабаньков и др., 2004) пришли к заключению о существовании в пределах дна акватории Северного Ледовитого океана Восточно-Арктической палеоплатформы. Однако, по нашему мнению, этому заключению противоречат данные сейсмотомографии, которые свидетельствуют о том, что под геологическими структурами дна Северного Ледовитого океана отсутствует так называемый «корень континента», образуемый положительными аномалиями сейсмических скоростей в верхней мантии, и, напротив, такие корни континентов присутствуют в верхней мантии Сибирского, Восточно-Европейского и Северо-Атлантического кратонов (Павленкова, 2002; Gosser, Kind, 1996). В то же время данные работы (Кабаньков и др., 2004) по составу донно-каменного материала подтверждают наши представления о существовании под акваторией Северного Ледовитого океана складчатой палеопротерозойской области.

В районе Северного полюса в 2007 году в ходе морского научно-исследовательского рейса НЭС «Академик Фёдоров» осуществлён подъём донных осадков на станции AF-0701 – 89°59'10.9" с.ш., 32°19'13.8" в.д., в илах которых обнаружены небольшие обломки гранитогнейсов архейского и палеопротерозойского возраста. U-Pb датированием локальным методом по цирконам (SIMS SHRIMP II) были установлены палеопротерозойские ( $2221 \pm 10$ ,  $2366 \pm 12$ ,  $2360 \pm 16$ ,  $2492 \pm 16$  млн лет) и архейские ( $2651 \pm 21$ ,  $2668 \pm 12$ ,  $2684 \pm 25$ ,  $2954 \pm 8$ ,  $2976 \pm 10$ ,  $2987 \pm 8$  млн лет) значения возрастов (Петров и др., 2010). Авторы настоящей работы считают, что поднятые обломки архейских гранитогнейсов в районе Северного полюса являются продуктами ледового разноса и не подтверждают представлений о существовании архейского кратона в Северном Ледовитом океане. Наибо-

лее вероятным источником архейских гранитогнейсов может служить Гренландский щит, где они наиболее близко подходят к Северному полюсу (рис. 2.2, А).

Изотопным U-Pb датированием детритовых цирконов из неопротерозойских кварцитов юго-западного Шпицбергена установлен разброс значений возрастов от  $1700 \pm 25$  до  $2029 \pm 27$  млн лет с интенсивным пиком 1971 млн лет, что свидетельствует в пользу существования палеопротерозойского фундамента под Северным Ледовитым океаном (Кузнецов и др., 2010) (рис. 2.5).

В мезо-неопротерозое процессы формирования ранней сиалической коры, образованной за счёт базитового основания праокеана, резко замедлились. На этой стадии развития Земли ранняя сиалическая кора образует узкие зоны на окраинах Пангеи, обрамлявшие Палеопацифику (см. рис. 2.1). Примером мезо-неопротерозойской сиалической коры является комплекс Кейп Меридит Западных Фолклендов с возрастом 1.12 млрд лет (Wareham et al., 1991) (рис. 2.1, точка 4). Комплекс Кейп Меридит представляет собой толщу переслаивающихся гнейсов среднего и кислого состава и амфиболитов. Метаморфический комплекс вмещает тела разгнейсованных гранитов, характеризующихся положительными значениями  $\epsilon Nd$ , что свидетельствует о его ювенильном происхождении.

В западной Палеопацифике нижнекоровые сиалические образования неопротерозоя известны в южной части хребта Пекульней на Чукотке (Некрасов, 2009) (рис. 2.1, точка 5). Они представлены толщей гранулитов, состоящей из гранат-клинопироксеновых, гранат-биотитовых плагиогнейсов и гранат-амфибол-двупироксеновых сланцев, заключенной между тектоническими пластинами палеозойских дунитов и гранат-шпинелевых пироксенитов. Значения температур и давлений метаморфизма толщи гранулитовых пород соответствуют  $750\text{--}850^\circ\text{C}$  и 11–12 кбар. Модельный Sm-Nd возраст протолитов гранулитовой толщи составляет 1.67 млрд лет (Некрасов, 2009).

Приведённые на рис. 2.1, 2.2 данные по изотопному датированию докембрийских метаморфических и магматических пород свидетельствуют о том, что образование ранней сиалической коры, начавшись в хадее (4.4 млрд лет назад) в пределах нынешних архейских кратонов, происходило последовательно по латерали от них в протерозое. В результате этих корообразовательных процессов была сформирована Пангея. Авторы стоят на позициях фиксированного положения континентов, составляющих Пангею. Оставшаяся после образования

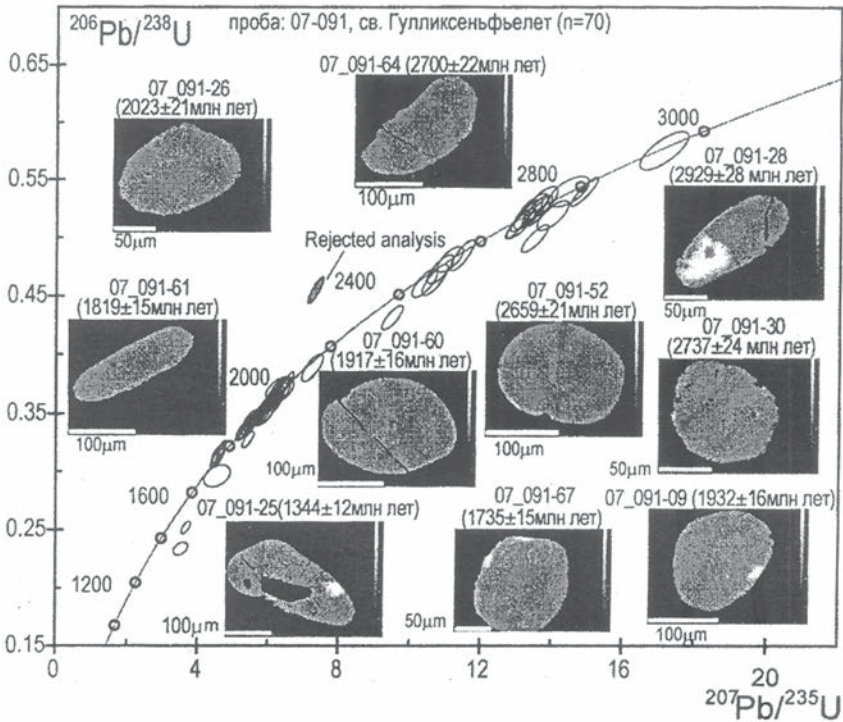


Рис. 2.5. Диаграмма с конкордией для изученных цирконов (обр. 07-091) неопротерозойских кварцитов толщи гулликсенфельлет, юго-западный Шпицберген (Кузнецов и др., 2010)

Пангея часть земной поверхности была покрыта праокеаном – Панталасса (позднее Палеооцифика), где образование сиалической коры происходило в фанерозое в весьма редуцированном виде или вовсе отсутствовало. Предложенная схема сиалического корообразования, по мнению авторов, отражает существующую геологическую асимметрию Земли.

## ГЛАВА 3

### ХАДЕЙ (4440–3900 млн лет). АВСТРАЛИЙСКИЙ КРАТОН

Закономерности формирования земной коры (протокры) на хадейском этапе – начиная со времени окончания аккреции Земли – 4.44 млрд лет (Allegre et al., 1989) до 3.9 млрд лет назад – в настоящее время являются остро дискуссионными вопросами ввиду отсутствия горных пород этого времени. Косвенными свидетельствами магматической деятельности на Земле в хадее являются находки детритовых и ксеногенных цирконов этого возраста в более молодых метаосадочных и метаинтрузивных породах. В настоящее время такие находки известны в пределах кратона Йилгарн Западной Австралии (районы Маунт Гарриер, Джек Хиллс и Майнард Хиллс), Атлантическом кратоне (район Акаста, Лесин Лейк и Вайоминг), Антарктическом кратоне (Земля Эндерби Ланд и область Рукер). В последнее десятилетие появилась серия работ, посвящённых детритовым цирконам хадея с возрастом 3.9–4.4 млрд лет из мезоархейских метатерригенных пород районов Джек Хиллс и Маунт Гарриер Западной Австралии (рис. 3.1), которые включают исследования по геохимии и изотопной геохимии, а также минеральным включениям. На основе этих данных делаются попытки выяснить суть процессов корообразования на хадейском этапе развития Земли (Peck et al., 2001; Nemchin et al., 2006; Мишкин, Вовна, 2010 и др.).

Установленные конкордантные значения возрастов детритовых цирконов методом SHRIMP, характеризующиеся мантийными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\leq 6,5\%$ ) (Peck et al., 2001; Nemchin et al., 2006), позволяют выделить следующие этапы плюмового мантийного магмообразования и соответственно образования первичной коматиит-базальтовой коры в хадее на западе Австралии (в современных географических координатах): 4.4; 4.38; 4.36; 4.32; 4.25; 4.10; 3.96 млрд лет. Естественно, что этот ряд изотопных дат является неполным, так как соответствует случайной выборке цирконов из лотерейного ящика геологической эволюции Земли. Исследования гафниевой изотопии хадейских детритовых цирконов из метатерригенных пород района Маунт Гарриер Западной Австралии (Nemchin et al., 2006) свидетельствуют, что

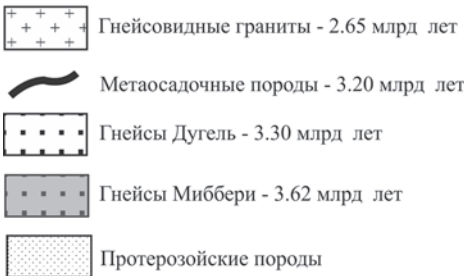
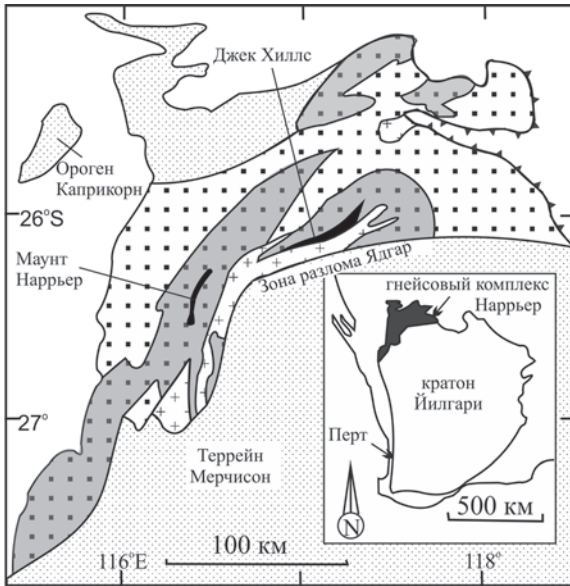


Рис. 3.1. Геологическая карта гнейсового комплекса Нарриер. На врезке изображены границы кратона Йилгарн, Западная Австралия (Trail et al., 2007)

магматическим источником циркона с возрастом 4.14 млрд лет являлась примитивная мантия.

Фундаментальными вопросами геологии хадея являются появление на Земле сиалической протокоры, гидросферы и процессов осадкообразования.

Рассмотрим поставленные вопросы на основе имеющихся материалов по изучению детритовых цирконов Западной Австралии в указанной последовательности.

1. *Сиалическая протогора*. Вероятно, правильнее было бы говорить не о сиалической протогоре хадея, а о первых эмбрионах сиалия на поверхности Земли. Большое значение для решения этой проблемы имеют результаты исследований минеральных микровключений в кристаллах хадейских цирконов, из которых особо выделяют включения группы «гранитного» минерального парагенезиса: калиевый полевой шпат, кварц, биотит, плагиоклаз, мусковит, амфибол, ксенотим, монацит, апатит (Peck et al., 2001; Hopkins et al., 2008) и др.

Рассмотрим происхождение включений «гранитного» минерального парагенезиса в хадейских цирконах с мантийными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  ( $<6,5\%$ ) на основе модели формирования ранней сиалической коры, предложенной нами в работах (Мишкин, Вовна, 2000; Мишкин и др., 2001; Мишкин, Вовна, 2010). В соответствии с этой моделью формирование ранней сиалической (андезит-дацитовый) коры происходит вследствие плавления первичной коматиит-базальтовой коры под влиянием тепла поднимающихся мантийных плюмов.

При этом цирконы, входившие в состав первичных базальтов, попадали в андезит-дацитовый расплав, где происходил рост их внешних оболочек с захватом микровключений «гранитного» парагенезиса. Естественно, что и новообразованные цирконы андезит-дацитовых расплавов также содержали минеральные включения «гранитного» парагенезиса. Из работы (Peck et al., 2001) следует, что краевые зоны зерна циркона, содержащие включения кварца, имеют возраст  $4.267 \pm 5$  млрд лет. Отсюда можно сделать вывод, что, по крайней мере, с этого времени началось плавление базальтов первичной коматиит-базальтовой протогоры с образованием расплавов андезит-дацитового состава. Это событие означает формирование протолитов некоего подобия зеленокаменных поясов архея – протозеленокаменных поясов хадея. Можно полагать, что с этого времени началось формирование хадейской земной протогоры, представлявшей собой переслаивание коматиит-базальтовых и андезит-дацитовых лав.

2. *Гидросфера, осадкообразование*. После работы по кислородной изотопии детритовых цирконов Западной Австралии (Peck et al., 2001) широко распространилось мнение о появлении на Земле океана ранее 4.4 млрд лет, а также формировании осадочных пород и участии их в образовании гранитоидов, для которых характерны  $\delta^{18}\text{O} > 6,5\%$ . Однако эта точка зрения встретила критику в работе (Nemchin et al., 2006) и др. По мнению авторов работы (Nemchin et al., 2006), высокое значение  $\delta^{18}\text{O} = 7.4\%$  в цирконе с возрастом 4.4 млрд лет, установлен-



ное в работе (Реск et al., 2001), может быть обусловлено воздействием на него низкотемпературных флюидов при более поздних (вплоть до современных) событиях (метаморфических, гидротермальных и др.). Результаты работы А. Немчина с соавторами свидетельствуют, что все исследованные ими цирконы древнее 4.3 млрд лет имеют мантийные значения  $\delta^{18}\text{O} < 6.5\text{‰}$  (рис. 3.2).

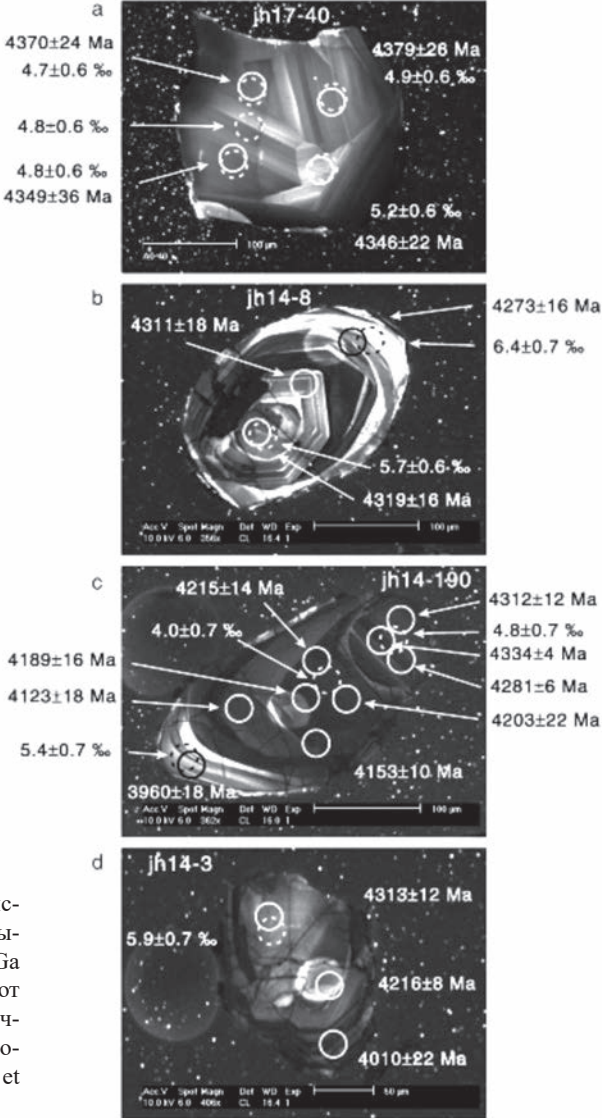


Рис. 3.2. Катодолуминисцентные изображения четырёх зёрен циркона > 4.3 Ga (белые круги показывают данные U-Pb метода, точечные – соотношения изотопов кислорода) (Nemchin et al., 2006)

По нашему мнению, особое значение для решения вопроса о времени появления гидросферы имеет рассмотрение алмазных включений в хадейских цирконах. В работе (Menneken et al., 2007) на основе рамановской спектроскопии были идентифицированы включения алмазов в 45 цирконах района Джек Хиллс Западной Австралии в возрастном интервале 3.058–4.252 млрд лет. Важно отметить, что совместно с алмазами эти цирконы содержат кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, амфибол, апатит, ксенотим, монацит, рутил.

Сравнение рамановских спектров алмазов из хадейских цирконов с алмазами кимберлитов, лампроитов, пород импактных структур и ультравысоких давлений (UHP) показало, что большинство хадейских алмазов располагаются в поле пород UHP, однако, как отмечают авторы работы (Menneken et al., 2007), ни в одном случае в цирконах не было отмечено минералов высоких давлений – спутников алмазов: гранатов, клинопироксенов специфического состава и коэсита. Отдельные зёрна алмазов попадают в поле кимберлитов. Однако исследования изотопии углерода алмазов из цирконов Западной Австралии (Nemchin et al., 2008) показали, что их среднее значение  $\delta_{13}C_{PDB}$  составляет -31‰, в то время как для кимберлитовых алмазов  $\delta_{13}C_{PDB}$  имеют значения от -3‰ до -7‰ (Capdevila et al., 1999).

Изложенное выше позволяет предложить иную модель происхождения алмазов в хадейских цирконах.

Авторы настоящей работы полагают, что источником алмазов, включённых в хадейские цирконы, являлись коматииты хадейской протокоры. Известно, что коматииты раннедокембрийских зеленокаменных поясов содержат микроалмазы с  $\delta_{13}C_{PDB}$ , варьирующими в интервале от -23 ‰ до -27 ‰ (Capdevila et al., 1999) и др. Эти значения близки к  $\delta_{13}C_{PDB}$  алмазов из цирконов Западной Австралии, указанному выше. Предлагаемый нами сценарий происхождения хадейских цирконов с включениями алмазов предполагает, что вскоре после формирования первичной коматиит-базальтовой коры и появления андезит-дацитовых лав начала формироваться гидросфера. Под воздействием вод первичного океана происходил размыв этих пород и сформировались первые терригенные осадки, содержавшие компоненты разрушения как коматиитов, в том числе алмазы, так и андезитов и дацитов. В последующем эти осадки погребались толщами эффузивов – продуктами последующих импульсов магматической деятельности мантийных плюмов. Этими осадками, содержащими

микроалмазы, были контаминированы последующие порции андезит-дацитовый магмы, цирконы которых захватили микроалмазы. По предложенному сценарию, учитывая возраст наиболее древнего циркона, содержащего включения алмаза, и «гранитного» парагенезиса минералов – 4.252 млрд лет (Menneken et al., 2007), можно полагать, что появление гидросферы произошло, вероятно, в интервале между 4.267 млрд (предполагаемое время появления андезит-дацитовых расплавов, см. выше) и 4.252 млрд лет, а не до 4.4 млрд лет, как предполагается в работе (Peck et al., 2001). Этот вывод не противоречит результатам работы (Hopkins et al., 2008), в которой исследовались «гранитные» минеральные парагенезисы включений в хадейских цирконах с участием мусковита – типичного минерала амфиболитовой фации метаморфизма терригенных и кислых магматических пород. В этой работе установлено, что возраст наиболее древнего циркона, содержащего включения мусковита, составляет  $4.192 \pm 7$  млрд лет, т.е. можно предполагать, что к этому времени уже существовали вулканогенно-осадочные линзы исходных пород протозеленокаменных поясов хадея. Последующие циклы размыва, переотложения этих пород и их последующее переплавление привели в конечном итоге к появлению как хадейских алмазосодержащих цирконов, так и постхадейских – архейских, сформировавшихся в средних и кислых расплавах, при последующих импульсах плюмового магматизма во временном интервале 3.80–3.050 млрд лет назад, в соответствии с работой (Nemchin et al., 2008). На основе рассмотренного материала выделены временные этапы формирования земной протокры хадея (табл 3.1). Аналогом по литотипному составу пород протозеленокаменных поясов хадея, вероятно, могут быть эоархейские (3.8–3.87 млрд лет) образования Гренландского щита, кварциты которых содержат детритовые цирконы с возрастом 3.9 млрд лет (Nutman et al., 1999).

**Таблица 3.1.** Временные этапы формирования земной протокры хадея (млрд лет)

Хадей	4.26–3.9	Формирование протокры хадея с бимодальным исходным вулканизмом и осадочными породами
	4.26–4.25	Появление гидросферы и первых осадочных пород
	4.26	Появление на Земле первых эмбрионов сиала андезит-дацитового состава
	4.44–4.26	Формирование первичной коматиит-базальтовой коры
	4.57–4.44	Аккреция Земли

## ГЛАВА 4

### ЭОАРХЕЙ (3900–3600 млн лет). ГРЕНЛАНДСКИЙ ШИТ

#### 4.1. Гранулит-гнейсовая область Фарингехэвн

Наиболее древняя (3870–3800 млн лет) эоархейская ранняя сиалическая кора Земли известна на юго-западе Гренландского щита, где она выступает на поверхность в протяжённом тектоническом блоке, выступающем из-под вулканогенно-осадочных образований неоархейского протоплатформенного чехла (рис. 4.1). Ранние сиалические образования представлены диафторированным гранулитовым комплексом итсак, слагающим область Фарингехэвн (Nutman, 2007). На севере этой области породы комплекса итсак перекрываются образованиями гранит-зеленокаменной области Исуа. Гранит-зеленокаменный комплекс исуа, с возрастом 3700–3760 млн лет, по серии пологих надвигов надвинут на более древние породы комплекса итсак, возраст которого охарактеризован датировками 3800–3870 млн лет (рис. 4.2, 4.3). Следует подчеркнуть, что уникальные, древнейшие из известных на Земле эоархейские образования юго-западной Гренландии являются, вероятно, одной из наиболее изученных в отношении изотопного датирования пород по цирконам методом SHRIMP (Nutman, 1999; Nutman, 2007; Whitehouse, Kamber, 2005 и др.). Этими исследованиями показано, что в эоархее в юго-западной Гренландии было проявлено три эпизода кислого магмаобразования: 1) 3800–3870 млн лет – гранулитовый комплекс итсак; 2) 3700–3760 млн лет – гранит-зеленокаменный комплекс исуа; 3) 3600–3660 млн лет – гранитоидный магматизм, гнейсовый комплекс амитсок. Характерной чертой проявления магматизма в эоархее двух последних этапов (3700–3760 и 3600–3660 млн лет) является то, что он проявлен на всей территории юго-западной Гренландии, где магматиты этого возраста образуют обычно маломощные послойные тела среди супракрустальных толщ с возрастом 3800–3870 млн лет, что было выявлено изотопным датированием методом SHRIMP. Это обстоятельство требует при петрогеохимических исследованиях эоархейских образований комплек-

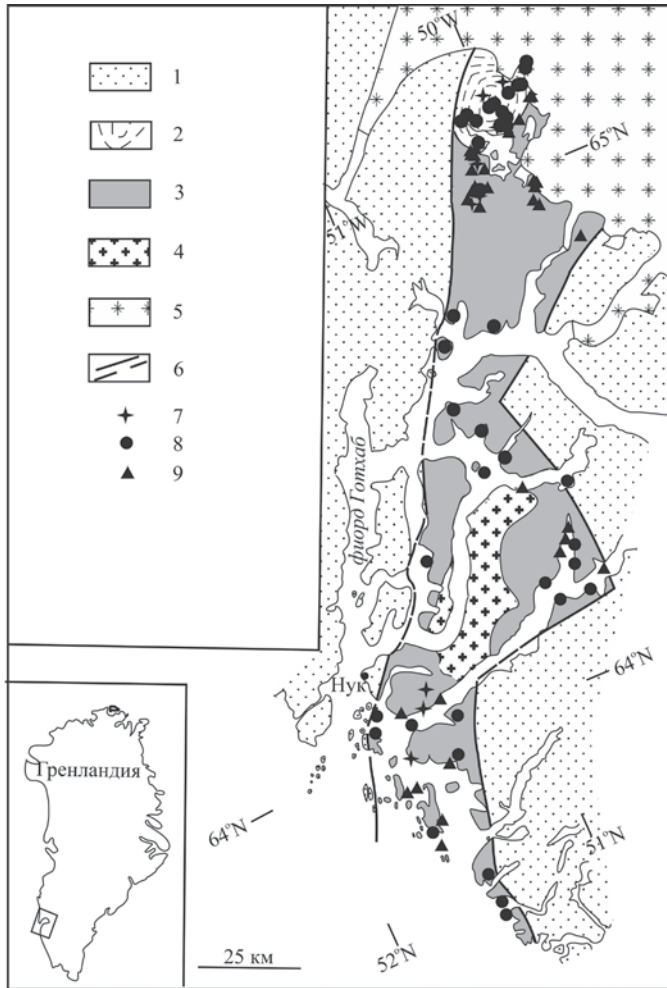


Рис. 4.1. Схема тектонического строения юго-западной части Гренландского щита. Составлена с использованием материалов

А.П. Натмана и др. (Nutman et al., 2007), с упрощениями.

1 – неоархейский протоплатформенный чехол; 2 – гранит-зеленокаменная область Исуа; 3 – гранулит-гнейсовая область Фарингехэвн; 4 – граниты Коркут; 5 – ледник; 6 – тектонические разломы; 7–9 – точки определения возраста пород: 7 – 3600–3660 млн лет, 8 – 3700–3760 млн лет, 9 – 3800–3870 млн лет

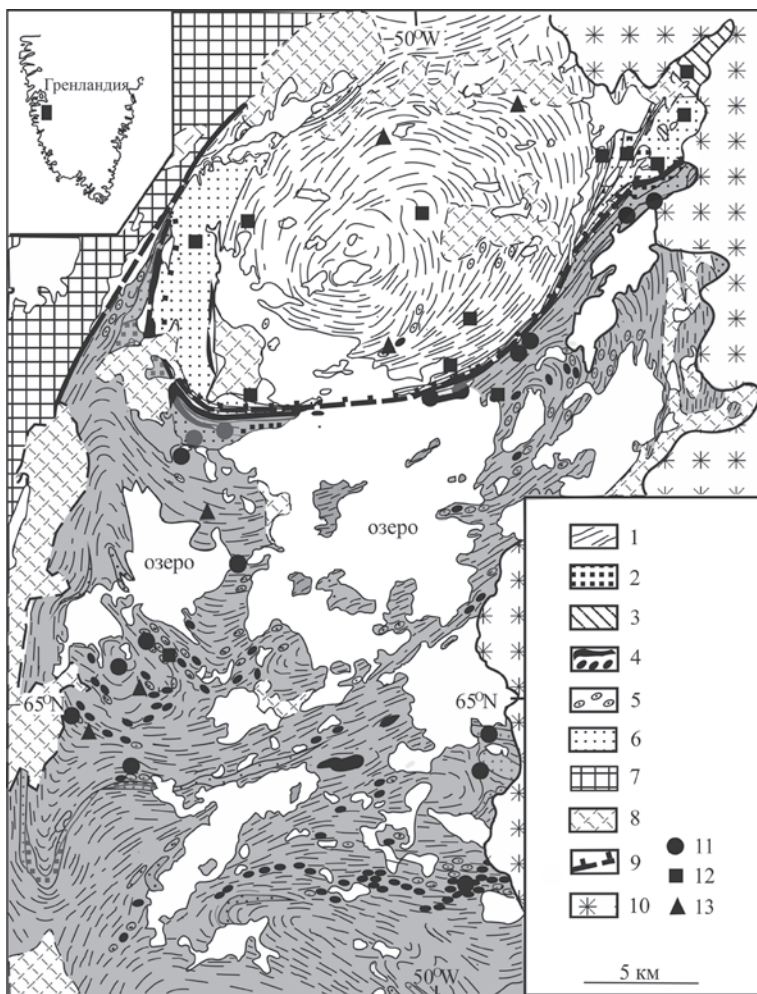


Рис. 4.2. Схематическая геологическая карта северной части гранулит-гнейсовой области Фарингехэвн, юго-западная Гренландия (составлена по Nutman et al., 2007, с изменениями).

1–5 – эоархейские метаморфические образования: 1 – ортогнейсы среднего и кислого состава гранит-зеленокаменной области Исуа и гранулит-гнейсовой области Фарингехэвн (затемнено), 2 – толщи кислых метавулканитов и метавулканокластических пород, 3 – мощные толщи железистых кварцитов, 4 – пластовые тела и линзы метасупраультраосновных пород, 5 – переслаивание ультраосновных метавулканитов, железистых кварцитов и кислых метавулканитов. Маломощные линзы этих пород показаны условным знаком; 6 – метасупракрустальные породы, аналогичные 5, большой мощности; 7 – неоархейские протоплатформенные образования; 8 – моренные отложения; 9 – линия предполагаемого надвига; 10 – континентальный лёд; 11-13 – точки определения возраста пород: 11 – 3800–3870 млн лет, 12 – 3700–3760 млн лет, 13 – 3600–3660 млн лет

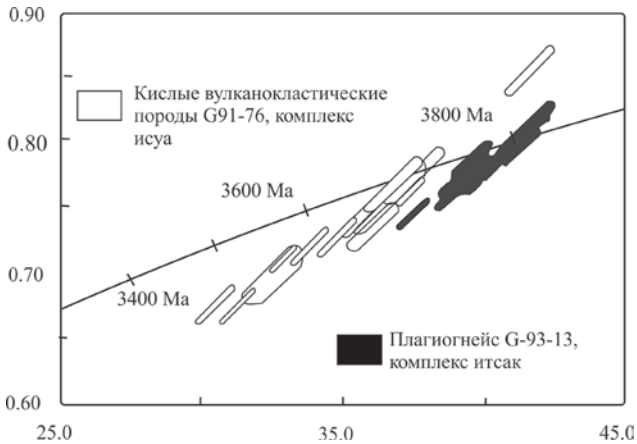


Рис. 4.3. Диаграмма с конкордией, определение U-Pb возраста пород из комплексов исуа и итсак (Nutman et al., 1996)

са итсак обязательного подтверждения возраста каждого образца изотопным датированием. Крупные интрузивные батолиты появляются лишь в конце неoarхея, например, калиевые граниты Коркут с возрастом 2.53 млрд лет.

Установлено, что наиболее ранний гранулитовый метаморфизм пород юго-западной части Гренландского щита был проявлен 3.6–3.65 млрд лет назад. Это доказывается наличием в гнейсах тоналитового состава с возрастом  $\geq 3.8$  млрд лет популяции метаморфических цирконов с возрастом 3.6–3.65 млрд лет, а также кайм этого возраста на цирконах с ядрами  $\geq 3.8$  млрд лет (Nutman et al., 2007; Whitehouse, Kamber, 2005). Однако эти породы позднее были почти полностью перекристаллизованы в результате последующего эпизода метаморфизма в амфиболитовой фации высоких температур и высоких давлений. Пиковые P–T параметры этого метаморфизма, проявленные 2720 млн лет назад, определены по минеральным парагенезисам клинопироксен + гранат + плагиоклаз + кварц + роговая обманка в метаосновных породах и гранат + кианит + рутил в парагнейсах и составляли 8–12 кбар и 700–750°C.

Максимальные значения параметров этого цикла метаморфизма А. Натман и К. Френд связывают с коллизионными событиями, затронувшими неoarхейские образования, которые были надвинуты в виде складчатого сооружения на эoarхейский фундамент (Nutman et al., 2007).

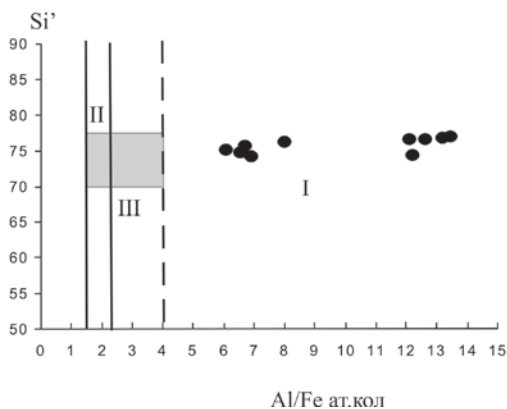


Рис. 4.4. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов (по Dennen, Moor, 1971).  $Si' = Si/(Si + Fe + Al) \times 100$  ат. кол.

I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределённости, затемнённый квадрат – поле граувакк, чёрные точки – составы плагиогнейсов комплекса итсак Гренландского щита (Nutman et al., 1999; Nutman et al., 1996; Whitehouse, Kumber, 2005).

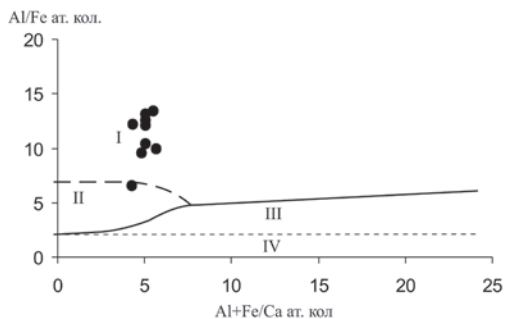


Рис. 4.5. Диаграмма Al/Fe – (Al+Fe)/Ca ат. кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ( $57-77 SiO_2$ , мас.%,  $CaO \leq 7$  мас.%, нормальной щёлочности).

I – поле дацитов, II – поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувакк, IV – поле глинистых сланцев. Чёрные точки – плагиогнейсы среднего и кислого состава комплекса итсак (по Nutman et al., 1999; Nutman et al., 1996; Whitehouse, Kamber, 2005)

В последующее время регион испытывал декомпрессионное поднятие с регрессивным метаморфизмом и снижением температур до  $600^\circ C$  и давления до 4 кбар.

#### 4.1.1. Литолого-петрографический состав комплекса итсак и геохимические особенности пород

По современным представлениям эоархейский метаморфический комплекс итсак, слагающий гранулитогнейсовую область Фарингехэвн (рис. 4.1.), представлен супракрустальной толщей, сложенной плагиогнейсами кислого состава, содержащими прослойки метаосновных и метаультраосновных пород, а также железистых кварцитов и других пород, вероятно, исходного осадочного и туфогенно-осадочного происхождения, часто образующих пачки мало-мощного переслаивания.

Для разделения исходно-магматических и исходно-осадочных пород кислого состава использованы диаграммы  $Si' - Si/$



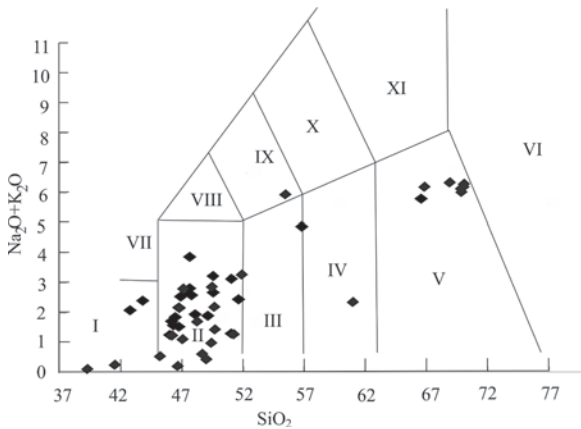


Рис. 4.6. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Классификация магматических..., 1997) для метавулканитов зоархей Гренландского щита. Точками обозначены составы пород метаморфического комплекса итсак (по Nutman et al., 2002, 1999, 1996; Friend et al., 2002; Polat, Hofman, 2003; Whitehouse, Kamber, 2005) Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты

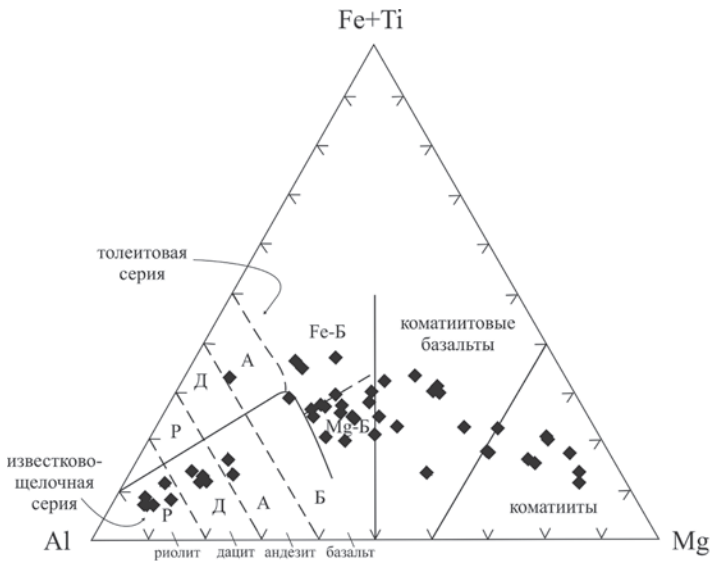


Рис. 4.7. Классификационная диаграмма  $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen, 1976) для метавулканитов зоархей Гренландского щита. Точками обозначены составы пород метаморфического комплекса итсак (Nutman et al, 2002; Nutman et al., 1999; Nutman et al., 1996; Friend et al., 2002; Polat, Hofman, 2003; Whitehouse, Kamber, 2005).

(Si+Fe+Al) x 100 ат. кол. (Dennen, Moor, 1971) (рис. 4.4) и Al/Fe – (Al + Fe)/Ca ат. кол. (авторская разработка) (рис. 4.5) Как следует из рисунков, плаггиогнейсы кислого состава комплекса итсак располагаются в полях магматических пород.

На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 4.6) ортопороды комплекса итсак соответствуют вулканитам нормальной щелочности, а на диаграмме Al – Fe+Ti – Mg (рис. 4.7) составы метавулканитов этого комплекса соответствуют известково-щелочной и коматиит-толеитовой сериям.

#### 4.1.1.1. Плаггиогнейсы известково-щелочной серии

Плаггиогнейсы комплекса итсак возрастом  $\geq 3.8$  млрд лет являются древнейшими из известных сиалических образований земной коры. Они состоят из плаггиоклаза (50–60%), кварца (15–25%), амфибола (0–15%), биотита (5–20%), местами содержат реликтовый гиперстен. Акцессорные минералы представлены эпидотом, алланитом, апатитом, сфеном, цирконом, рудными. По своему химическому составу плаггиогнейсы соответствуют дацитам с содержанием  $\text{SiO}_2$  67.79–70.02 (мас.%), 16.5–17.9  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0.9–1.2 MgO, 2.0–2.4  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (общее). Они относятся к натровому ряду с отношениями щелочей  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4.8\text{--}6.9$  (табл. 4.1). Плаггиогнейсы дацитового состава

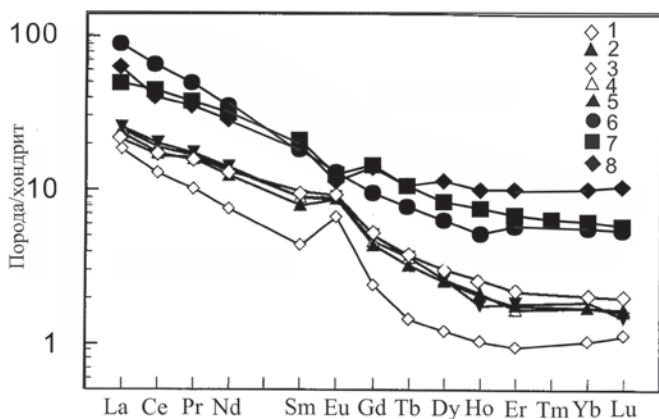


Рис. 4.8. Спектры распределения РЗЭ для плаггиогнейсов комплекса итсак. Составы пород представлены в табл. 4.1. Плаггиогнейсы I группы: 1 – G 97/18, 2 – G 97/39, 3 – G 97/31, 4 – G 97/38, 5 – G 93/44. Плаггиогнейсы II группы: 6 – G 97/97, 7 – G 97/98 (Nutman et al., 1999), 8 – SM/97/8 (Whitehouse, Kamber, 2005)

**Таблица 4.1.** Химический состав плагиогнейсов комплекса итсак

Компонент	SM/Gr/97/8	G97/31	G97/98	G97/18	G97/39	G93/44	G97/38	G97/97	Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	65.74	66.79	69.23	69.79	69.81	70.02	70.13	71.75	68.91
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.31	0.33	0.25	0.26	0.27	0.25	0.30	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.32	17.93	16.19	16.7	16.67	16.45	16.74	15.10	15.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.95	2.36	2.61	2.12	2.15	1.95	2.05	2.47	3.01
MnO	0.07	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05
MgO	2.36	1.2	0.96	0.94	0.94	0.96	0.89	0.71	1.34
CaO	4.86	5.02	3.44	3.94	3.95	3.57	3.93	2.82	3.71
Na <sub>2</sub> O	3.89	5.4	4.89	5.22	5.17	5.14	5.33	4.73	4.50
K <sub>2</sub> O	1.34	0.79	1.66	0.93	0.87	1.08	0.98	1.86	1.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.07	0.01	–	–	–	–	0.01	0.04
U	0.47	0.24	1.20	0.32	0.27	0.23	0.33	–	0.84
Th	1.9	0.38	3.73	0.77	0.63	0.43	0.79	–	2.82
Rb	73.1	26	72	31	27	53	37	78	74.37
Ba	84.1	87	204	100	93	136	122	212	166.70
Sr	–	469	294	429	424	394	431	294	294
La	11.7	4.83	15.0	5.81	5.17	4.23	5.17	21.6	16.1
Ce	28.4	9.8	25.0	11.4	9.7	7.7	10.3	41.1	31.5
Pr	3.6	1.38	3.34	1.48	1.54	0.9	1.31	4.68	3.87
Nd	14.8	6.18	13.5	6.05	5.95	3.37	5.89	16.6	14.97
Sm	3.2	1.23	2.92	1.3	1.2	0.64	1.38	2.81	2.98
Eu	0.72	0.54	0.65	0.48	0.42	0.37	0.45	0.74	0.70
Gd	2.9	1.14	2.79	0.91	0.84	0.47	0.98	1.93	2.54
Tb	0.39	0.15	0.39	0.13	0.14	0.05	0.19	0.28	0.35
Dy	2.1	0.75	2.86	0.63	0.65	0.29	0.56	1.58	2.18
Ho	0.41	0.11	0.54	0.12	0.11	0.06	0.1	0.29	0.41
Er	1.1	0.3	1.58	0.27	0.29	0.15	0.26	0.92	1.2
Tm	0.16	0.29	–	–	–	–	–	–	0.16
Yb	0.97	0.045	1.62	0.28	0.33	0.17	0.3	0.88	1.16
Lu	0.14	115	0.25	0.039	0.048	0.027	0.035	0.13	0.17
Zr	128	2.9	86	121	122	109	125	124	112.67
Ga	–	0.16	17	–	–	–	–	18	17.5
Hf	3.6	1.2	2.7	3.2	3.2	3	3.4	3.6	3.3
Ta	–	3.5	0.81	0.21	0.18	0.26	0.2	0.45	6.3
Nb	5.4	–	3.8	1.3	1.2	1.6	1.3	4.3	4.5
Y	–	18	16.3	2.9	2.9	1.4	3	8.6	12.45
Sc	–	–	5.9	–	–	–	–	4.3	5.1
(La/Yb) <sub>N</sub>	8.14	11.5	6.4	14.85	10.9	17.5	12.1	17.0	10.51
Eu/Eu*	0.72	1.4	0.7	1.3	1.3	2.0	1.2	1.0	0.81

Примечание. Окислы – мас.%, элементы примеси – г/т, «←» – содержание элемента не определялось, анализ 1 – по (Whitehouse, Kamber, 2005), остальные – по (Nutman et al., 1999). 2, 4–7 – плагиогнейсы I группы, 1, 3, 8 – плагиогнейсы II группы, 9 – средний состав плагиогнейсов II группы. Все анализы приведены для пород, имеющих возраст ≈ 3800 млн лет (метод SHRIMP).

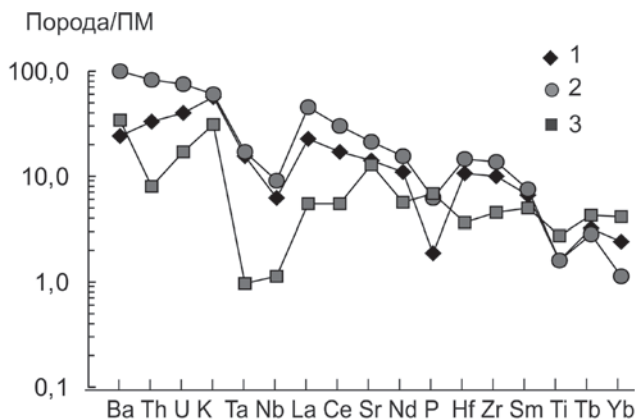


Рис. 4.9. Мультиэлементная диаграмма для биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов комплекса итсак Гренландского щита.

1 – плагиогнейсы комплекса итсак (по Nutman et al., 1999; Whitehouse, Kamber, 2005), 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформ (Martin, 1994). 3 – вулканиты средне-кислого состава океанической дуги Тонга–Кермадек (Брайан, 1983, Turner, 2012). Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ)

на диаграмме спектров распределения РЗЭ (рис. 4.8) образуют две группы. Плагиогнейсы I группы (G 97/18, G 97/39, G 97/31, G 97/38, G 97/44) относительно обогащены LREE:  $((La/Yb)_N = 10.2-17.5)$  и имеют незначительную положительную Eu аномалию ( $Eu/Eu^* = 1.3-2.0$ ). В целом для них характерно низкое содержание REE и других несовместимых элементов (табл. 4.1).

Плагиогнейсы группы II обладают более высоким содержанием РЗЭ и других несовместимых элементов (табл. 4.1.). Для них характерны слабые отрицательные аномалии Eu ( $Eu/Eu^* = 0.7-1.0$ ). На мультиэлементной диаграмме (рис. 4.9) средний состав плагиогнейсов комплекса итсак отличается от средне-кислых вулканитов внутриокеанической дуги Тонга–Кермадек повышенными содержаниями Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Nd, но в то же время содержание Th и U понижены в сравнении со средним составом архейских серых гнейсов фундамента платформ, что объясняется проявлением раннего этапа гранулитового метаморфизма комплекса итсак.

#### 4.1.1.2. Амфиболиты коматиит-толеитовой серии

Слоистые тела и линзы амфиболитов составляют около 2% состава комплекса итсак. Обычно эти породы образуют слои мощ-

ностью от нескольких десятков сантиметров до 1–5 м среди плагиогнейсов. Они состоят из амфибола (15–75 объёмн.%), плагиоклаза ( $An_{25-84}$ ) (20–70 %), клинопироксена (0–45 %), ортопироксена (0–10%). Изредка встречаются гранат и биотит. Аксессуары представлены сфеном, магнетитом, апатитом, сульфидными минералами (Weaver et al., 1982).

Представительные анализы амфиболитов комплекса итсак приведены в табл. 4.2. На диаграмме  $Na_2O + K_2O - SiO_2$  (рис. 4.6) они находятся в поле вулканических пород нормальной щёлочности. На классификационной диаграмме  $Al - (Fe + Ti) - Mg$  (Jensen, 1976) составы этих амфиболитов относятся к коматиит-толеитовой серии (рис. 4.7). Метакоматииты комплекса итсак отвечают требованиям международной классификации магматических пород (Классификация магматических..., 1997). Содержания  $MgO$  в них больше 18 мас.% (29.5–21.09 мас.%), содержание  $TiO_2 < 1$  мас.% (0.49–0.23) (табл. 4.2). Магнезиальность ( $Mg \# = Mg/Mg+Fe$ ) метакоматиитов варьирует в пределах 0.73–0.82. Средние отношения в них  $Al_2O_3/TiO_2$  и  $CaO/Al_2O_3$  составляют 23.32 и 0.67 соответственно, что позволяет относить их к  $Al$ -недеплетированному типу коматиитов.

Спектры распределения РЗЭ в метакоматиитах (рис. 4.10, а) близки к хондритовым, отличаясь слабым обеднением лёгкими лантаноидами ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> = 0.67 и 0.45. В спектрах отмечаются отрицательная и положительная аномалии:  $Eu/Eu^* = 0.71$  и 1.42 (анализы 6 и 2, табл. 4.2).

Концентрации  $MgO$  в толеитовых метабазах комплекса итсак колеблются в пределах 6.87–9.47 мас.% (ан. 1, 3, 5, 7, табл. 4.2). Среднее отношение в них  $Al_2O_3/TiO_2$  составляет 17.91, что меньше чем в коматиитах, а среднее отношение  $CaO/Al_2O_3$ , равное 0.84, больше, чем в коматиитах. Магнезиальность ( $Mg \# = Mg/Mg+Fe$ ) толеитовых метабазальтов существенно ниже, чем коматиитов: 0.54–0.59 (ан. 1, 3, 5, 7, табл. 4.2), что объясняется накоплением кумулятивного оливина в промежуточной магматической камере. Спектры распределения РЗЭ толеитовых метабазальтов (рис. 4.10, б.) близки к хондритовому, отличаясь слабым обеднением лёгкими лантаноидами ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> = 0.67 – 0.94. На спайдер-диаграмме (рис. 4.11) средний состав толеитовых метабазальтов комплекса итсак отличается от базальтов MOR повышенным содержанием Th, U, K, что, по мнению авторов, косвенно отражает обогащённость эоархейской мантии литофильными элементами.

**Таблица 4.2.** Химический состав амфиболитов комплекса итсак

Компонент	121642	G91-27	121679	G93/102	VM90-31	G93-71	121659	Среднее метатол.
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42.7	46.04	46.4	46.61	46.71	48.710	51.7	46.88
TiO <sub>2</sub>	1.18	0.49	0.91	0.3	0.66	0.230	0.69	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.6	9.18	15.4	7.42	13.92	6.100	13.5	14.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.35	12.17	11.59	13.22	12.81	11.700	11.9	12.91
FeO	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0.28	0.18	0.2	0.18	0.19	–	0.16	0.21
MgO	9.47	21.09	6.86	29.51	9.24	27.350	7.8	8.34
CaO	10.76	7.15	14.19	2.45	13.93	5.510	10.36	12.31
Na <sub>2</sub> O	1.77	1.13	1.65	0.14	1.56	0.500	2.09	1.77
K <sub>2</sub> O	0.29	0.12	0.17	0.1	0.59	0.110	0.33	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.078	0.02	0.062	0.01	0.03	–	0.057	0.06
U	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	0.45	–	0.27	–	–	–	0.49	0.30
Rb	4	0.7	5	–	9.6	–	3	5.40
Ba	18	0.6	9	–	10.9	–	2	9.98
Sr	107	15.7	104	–	57.8	–	89	89.45
La	2.6	1.07	2.5	–	1.61	0.4	2.1	2.20
Ce	7.8	3.25	7.5	–	4.38	1.271	5.7	6.35
Pr	–	0.531	–	–	0.743	0.235	–	0.743
Nd	6.5	2.78	6	–	4.05	1.347	4.5	5.26
Sm	2.5	1.01	2.2	–	1.48	0.495	1.8	2.00
Eu	0.94	0.567	0.81	–	0.556	0.144	0.67	0.74
Gd	3.2	1.471	2.6	–	2.11	0.783	2.3	2.55
Tb	0.65	0.272	0.55	–	0.399	0.151	0.45	0.51
Dy	–	1.77	–	–	2.56	0.961	–	2.56
Ho	–	0.392	–	–	0.569	0.209	–	0.57
Er	–	1.11	–	–	1.64	0.632	–	1.64
Tm	0.4	–	–	–	–	–	0.3	0.35
Yb	2.59	1.08	2.26	–	1.62	0.601	1.5	1.99
Lu	0.42	–	0.34	–	–	0.092	0.28	0.35
Zr	66	24.8	45	–	27.6	–	55	48.4
Ga	18	–	17	–	–	–	16	17
Hf	1.79	–	1.26	–	–	–	1.43	1.49
Ta	0.18	–	0.19	–	–	–	0.14	0.17
Nb	3	0.8	2	–	1.1	–	2	2.03
Y	22	10.9	19	–	14.4	–	16	17.85
Sc	–	–	–	–	–	–	–	–
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.68	0.67	0.75	–	0.67	0.45	0.94	0.76

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Eu/Eu*	11.02	1.42	1.04	–	0.96	0.71	1.01	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO	14.07	18.73	16.92	24.73	21.09	26.52	19.57	17.91
CaO/TiO <sub>2</sub>	9.12	14.59	15.59	8.17	21.11	23.96	15.01	15.21
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	0.78	0.92	0.33	1.00	0.90	0.77	0.84
Mg/Mg+Fe	0.55	0.77	0.54	0.82	0.59	0.82	0.57	0.56

Примечание. Окислы – мас.%, элементы примеси – г/т, «–» – содержание элемента не определялось. 1, 3, 5, 7 – толеитовые метабазалты; 2, 4, 6 – метакоматииты (2, 4 – Nutman et al, 1999, 6 – Friend et al., 2002); 8 – среднее метатолеитовых базальтов. Все анализы приведены для пород, имеющих возраст  $\approx 3800$  млн лет.

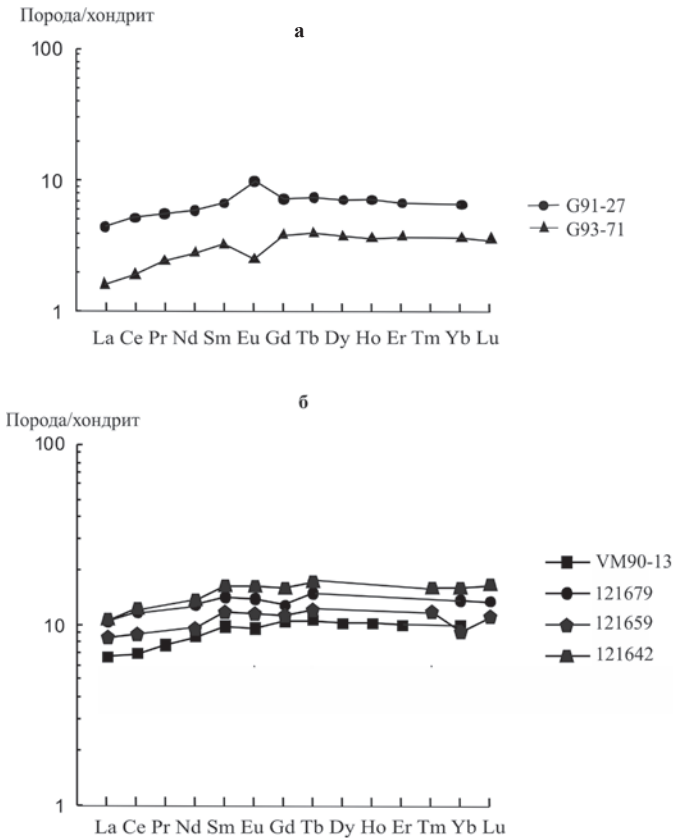


Рис. 4.10. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C-1 (Evensen et al., 1978) в метавулканитах коматиит-толеитовой серии комплекса итсак; а – метакоматииты, б – толеитовые метабазалты. Составы пород по Nutman et al., 2002; Weaver et al., 1982

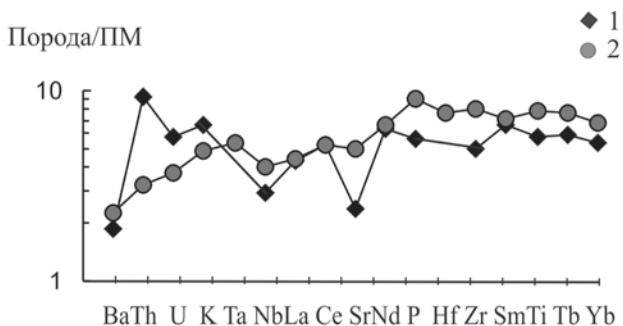


Рис. 4.11. Спайдер-диаграмма для среднего состава толеитовых метабазальтов комплекса итсак (1). Для сравнения показан состав N-MORB Тихого океана (Arevalo, McDonough, 2010; Говоров и др., 1996) (2). Нормировано по составу примитивной мантии

Рассмотренные материалы по древнейшей ранней сиалической коре Гренландского щита свидетельствуют о том, что она представлена амфиболит-плагинейсовой ассоциацией, по исходному составу пород отвечающей дацитам известково-щелочной петрохимической серии, которой подчинены толеитовые и высокомагнезиальные базальты коматиит-толеитовой серии. Исходная вулканогенная толща содержала маломощные прослои хемогенно-осадочных пород. Это означает, что бытующие в литературе представления о сиалической коре архейского фундамента кратонов как имеющей интрузивное происхождение – тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гнейсы (TTG гнейсы) – являются ошибочными, это отмечалось ранее в главе 1.

Модельный возраст  $T_{Nd}(DM)$  кислых плагинейсов комплексов итсак и исуа составляет 3930–4270 млн лет (Bennet et al., 1993), это свидетельствует о том, что источником их исходных расплавов служила хадейская базитовая кора.

Древнейшая ранняя сиалическая кора Гренландского щита с возрастом 3800–3870 млн лет в дальнейшем испытала воздействие последующих циклов плюмового корообразования, в результате которого происходило внедрение кислых и основных магм, которые внедрялись, как показало геологическое картирование с изотопным датированием U-Pb методом SHRIMP, в виде силлов в эпохи 3.70–3.75, 3.69–3.65, 3.4–3.2, 3.1–2.7, 2.9–2.7 млрд лет. В результате этого ранняя сиалическая кора Гренландского щита в позднем архее превратилась в «слоёный пирог», насыщенный разновозрастными силлами и малыми интрузиями.



## ГЛАВА 5

### ПАЛЕОАРХЕЙ (3600–3200 млн лет). БАЛТИЙСКИЙ ШИТ

В качестве примера в работе рассмотрена палеоархейская сиалическая кора Водлозёрского блока Карельской гранит-зеленокаменной области (Балтийский щит).

#### 5.1. Водлозёрский блок

Водлозёрский блок рассматривается в качестве одного из древних ядер Балтийского щита (Лобач-Жученко и др., 2000).

Водлозёрский блок ограничен с севера и северо-востока неоархейскими Южно-Водлозёрским и Сумозёрско-Кенозёрским зеленокаменными поясами, с юго-востока – палеозойским чехлом Русской платформы, а с запада – неоархейским Водлозёрско-Сегозёрским зеленокаменным поясом. Местами породы блока перекрыты протоплатформенными образованиями нижнего палеопротерозоя (рис. 5.1). Водлозёрский блок представлен палеоархейским водлозёрским комплексом, сложенным биотитовыми и амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, содержащими прослойки и линзы амфиболитов и кумингтонит-серпентинитовых пород, которые прорваны интрузиями тоналитов с возрастом 3180, 2925, 2800 млн лет и гранитов (2720 млн лет). Часть разреза водлозёрского комплекса, где амфиболиты образуют частое переслаивание с биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, выделена в качестве волоцкой свиты (Куликова, 1993). Верхняя часть разреза комплекса, сложенная преимущественно биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, отнесена В.В. Куликовой к водлинской толще.

В разрезе волоцкой свиты, составленном В.В. Куликовой (1993) на основании описания разрозненных участков, выделяются 18 пачек амфиболитов (метавулканитов основного и ультраосновного состава), каждая из которых содержит 28–35 лавовых потоков мощностью 10 см–15 м, залегающих непосредственно друг на друге.

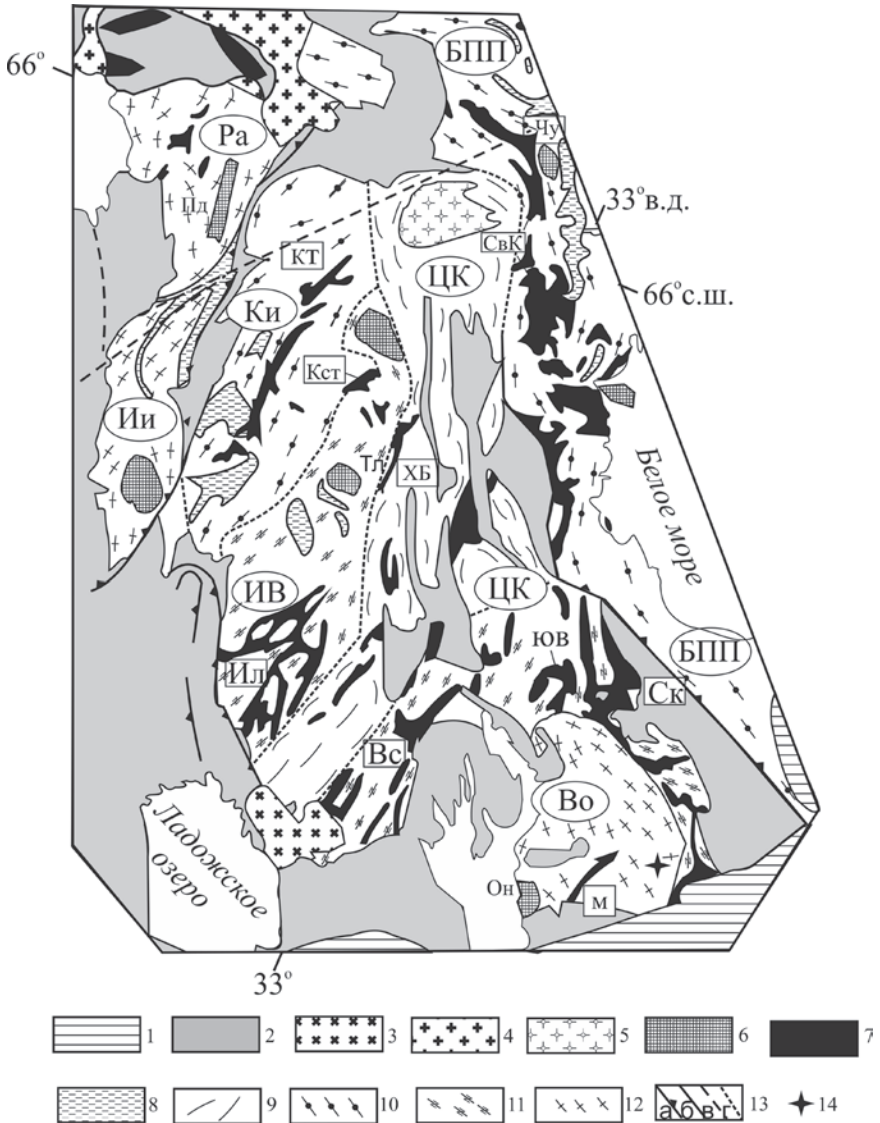


Рис. 5.1. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной области (по Слабунов и др., 2006, с упрощениями)

1 – фанерозойский платформенный чехол, 2 – протоплатформенные вулканогенно-осадочные образования протерозоя; 3 – граниты рапакиви (1.65–1.62 млрд лет); 4 – гранитоиды (1.85–1.75 млрд лет); 5 – архейские гранитоиды (2.74–2.72 млрд лет); 6 – гранулитовые комплексы (2.61–2.680 млрд лет) (Он – онежский, Тл – тулосский, Нт – нотозёрский, Пд – пудасьярский); 7 – неархейские зеленокаменные пояса; индексы в квадратах: Вс – Водлозёрско-Сегозёрский, Ск – Сумозёрско-Кенозёрский,

В качестве лавовых потоков рассматриваются тела амфиболитов асимметричного строения различной мощности с непосредственно наблюдаемыми нижним и верхним контактами. Асимметричное строение обусловлено наличием однородной зоны мелко- или среднезернистого строения. Верхняя часть потока имеет устойчиво неоднородное строение, в ряде случаев с хорошо сохранившимися подушечными текстурами, но в большинстве своём кровельная зона имеет шлаковую текстуру или близкую к лавобрекчии. Из состава волоцкой свиты В.В. Куликовой были исключены тоналитовые гнейсы, которые трактуются ею как образовавшиеся за счёт процессов «тоналитизации» амфиболитов, что, по мнению авторов настоящей работы, было неоправданно.

Полный разрез вышележащей водлинской толщи не известен. О характере её литологического строения можно судить по отдельным частным разрезам. Наиболее характерный из них, вскрытый скважиной ПГО «Севзапгеология» (Куликова, 1993), имеет следующий вид (снизу):

1. Плаггиоамфиболит – 7.4 м.
2. Биотит-амфиболовый плаггиогнейс – 51.3 м.
3. Биотитовый плаггиогнейс – 22.5 м.
4. Амфиболит – 1.5 м.
5. Амфибол-биотитовый плаггиогнейс – 58.4 м.
6. Амфиболит – 0.65 м.
7. Биотит-амфиболовый плаггиогнейс – 2.1 м.
8. Амфиболит – 0.6 м.
9. Биотит-амфиболовый плаггиогнейс – 13.1 м.
10. Биотитовый плаггиогнейс – 3.2 м.
11. Амфибол-биотитовый плаггиогнейс – 10.7 м.
12. Биотитовый плаггиогнейс – 11.8 м.

←

М – Маткалахтинский, Ил – Иломантский, ХБ – Хедозёрско-Большезёрский, Кст – Костомукшский, Кт – Кухмо-Суомуссалми-Типасярви, СвК – Северо-Карельский; 8 – неoarхейские парагнейсовые комплексы; 9 – гранитогнейсовые комплексы этапа 2.9–2.7 млрд лет Центрально-Карельского (ЦК) террейна; 10 – Беломорского подвижного пояса (БПП), террейна Кианто (Ки); 11 – террейны этапа 3.1–2.7 млрд лет Иломантен-Вокнаволоок (ИВ) и окраины Водлозёрского, 12 – террейны этапа 3.6–2.9 млрд лет Водлозёрского (Во), Иисалми (Ии), Рануа (Ра); 13 – тектонические границы: а – главные надвиги, б – сбросы и взбросы, в – сдвиги, г – предполагаемые; 14 – место расположения стратотипа волоцкой толщи (3.39 млрд лет)

Детальное описание разреза водлозёрского комплекса нами приведено для доказательства того, что этот комплекс имеет стратифицированную природу, а не представлен гранитоидами тоналит-трондjemит-гранодиоритового ряда, как это считает ряд исследователей Балтийского щита. Состав водлозёрского комплекса выделен нами в качестве амфиболит-плаггиогнейсовой ассоциации, которая принципиально сходна по своему составу во всех архейских гранит-зеленокаменных областях и выделена ранее под названием «серых гнейсов». Как следует из рис. 1.1, амфиболит-плаггиогнейсовая ассоциация составляет верхнюю часть разреза нижней коры.

Степень метаморфизма пород Водлозёрского блока повышается с севера на юг от эпидот-амфиболитовой до верхней амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. Один из ореолов гранулитовых пород охватывает восточное побережье Онежского озера (рис. 5.1) и связан, как считается, с залегающими здесь на небольшой глубине более молодыми неоархейскими телами базитовых интрузивов. Породы водлозёрского комплекса являются древнейшими на Балтийском щите, Sm-Nd изохронный возраст, полученный по анализам валовых составов метакоматиитов и метабазальтов, составляет  $3391 \pm 16$  млн лет (Пухтель и др., 1991).

U-Pb-изотопным методом по циркону из плаггиогнейсов были получены изотопные датировки в интервале 3.3–3.55 млрд лет (Лобач-Жученко др., 1989; Сергеев и др., 1990). Это свидетельствует об одновозрастности плаггиогнейсов и амфиболитов водлозёрского комплекса.  $\varepsilon_{Nd}(T)$  ( $T = 3.2$  млрд лет) для плаггиогнейсов кислого состава составляет 0.76–1.12, что свидетельствует о ювенильном происхождении их протолитов (Самсонов, 2004).

### **5.1.1. Литолого-петрографический состав водлозёрского комплекса и геохимические особенности пород**

Для определения исходной природы биотитовых и биотит-амфиболовых плаггиогнейсов средне-кислого состава водлозёрского комплекса (табл. 5.1) использованы диаграммы Si' - Al/Fe (Dennen, Moor, 1971) и Al/Fe - Al+Fe/Ca (рис. 5.2 и 5.3). Породы, получившие на этой диаграмме определение как исходно магматические, использовались для дальнейших петрохимических исследований. На диаграмме TAS исходно магматические породы водлозёрского комплекса располагаются в полях нормальной щёлочности (рис. 5.4). На диаграмме

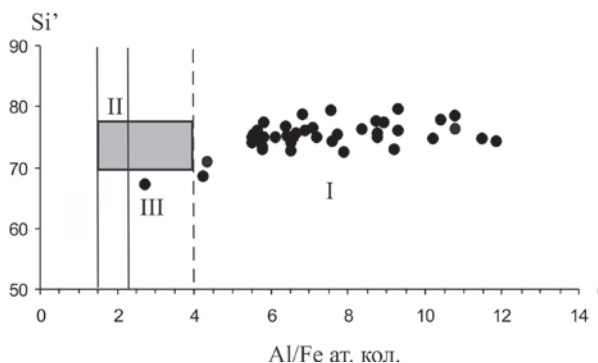


Рис. 5.2. Диаграмма Si' - Al/Fe (Dennen, Moor, 1971).  
 $Si' = Si / (Si + Fe + Al) \times 100$  ат. кол. для метаморфических пород среднего и кислого состава водлозёрского комплекса Балтийского щита

I – поле магматических пород, II – поле осадочных пород, III – поле неопределённости, затемнённый квадрат – поле граувакк. Чёрные точки – составы пород (по: Куликова, 1993; Лобач-Жученко и др., 1989; Самсонов и др., 2004; Слабунов и др., 2011)

Al/Fe ат. кол.

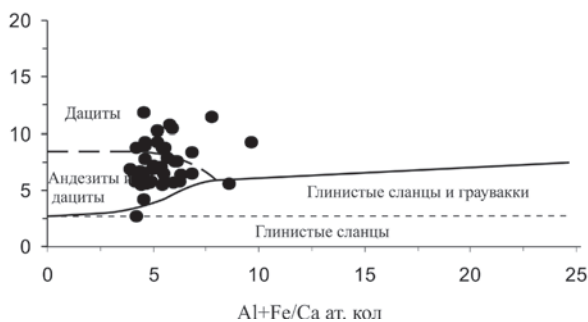


Рис. 5.3. Диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca ат. кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ( $57-77 SiO_2$ ,  $CaO \leq 7$  мас.%, нормальной щёлочности)

Чёрные точки – плагиогнейсы среднего и кислого состава водлозёрского комплекса (по: Куликова, 1993; Лобач-Жученко и др., 1989; Самсонов и др., 2004; Слабунов и др., 2011)

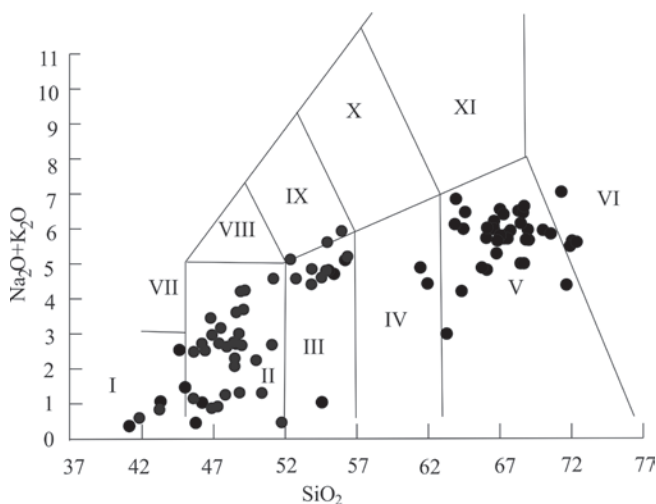


Рис. 5.4. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  для метамагматических пород водлозёрского комплекса Балтийского щита.

Чёрные точки – состав пород (по: Куликова, 1993; Лобач-Жученко и др., 1989; Самсонов и др., 2004; Слабунов и др., 2011; Пухтель и др., 1991). Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты

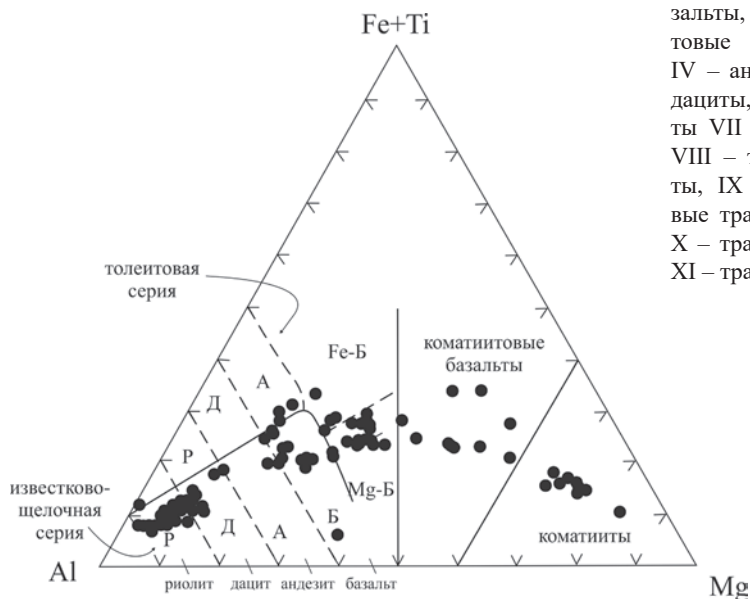


Рис. 5.5. Диаграмма  $\text{Al} - (\text{Fe}+\text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen, 1976) для метамагматических пород водлозёрского комплекса Балтийского щита

Чёрные точки – составы пород (по: Куликова, 1993; Лобач-Жученко и др., 1989; Самсонов и др., 2004; Слабунов и др., 2011; Пухтель и др., 1991). P – риолиты, Д – дациты, А – андезиты, Б – базальты (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистые и магниальные соответственно)

**Таблица 5.1.** Химические составы кислых плагиогнейсов Водлозёрского блока

Компо- нент	K-14/86	E-ON 1-1/4	E-ON 1-2/4	E-ON 1 10/2	K-15/86	K-4/86	K-13/86	K-17/86	K-11/86
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	63.8	64.4	64.58	66.4	67.23	67.42	67.56	67.78	68.68
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.31	0.46	0.74	0.41	0.23	0.38	0.29	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.85	18.36	18.57	16.03	16.52	18.16	16.87	17.66	15.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.28	1.03	1	1.5	3.35	2.41	3.61	2.82	4.28
FeO	–	1.86	2.44	2.73	–	–	–	–	–
MnO	0.13	0.04	0.04	0.04	0.12	0.03	0.05	0.03	0.12
MgO	1.64	1.92	1.23	1.54	1.43	1	1.51	1.27	1.57
CaO	5.54	4.8	4.06	3.48	4.38	4.75	4.22	4.1	4.14
Na <sub>2</sub> O	5.22	4.76	5.11	4.54	5.26	5.35	4.62	4.94	3.9
K <sub>2</sub> O	0.92	1.22	1.35	1.53	1.16	0.52	1.1	1	1.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.18	0.15	0.27	0.15	0.14	0.07	0.13	0.17
U	–	1.97	0.7	1.4	–	–	0.26	–	–
Th	–	5.08	4.1	10.97	–	–	4.97	–	–
Ba	–	238	495	557	469	–	371	455	–
Sr	–	323	300	287	429	–	417	570	–
La	–	10.18	15.89	60.38	–	–	31.4	–	–
Ce	–	20.22	27.99	125.26	–	–	54.6	–	–
Pr	–	2.57	3.31	12.31	–	–	5.69	–	–
Nd	–	11.49	13.34	47.96	–	–	19.1	–	–
Sm	–	2.69	2.23	6.74	–	–	2.59	–	–
Eu	–	0.93	0.8	1.48	–	–	0.71	–	–
Gd	–	2.9	2.01	5.92	–	–	1.86	–	–
Tb	–	0.41	0.23	0.6	–	–	0.26	–	–
Dy	–	2	0.98	2.48	–	–	1.5	–	–
Ho	–	0.38	0.22	0.43	–	–	0.3	–	–
Er	–	1.04	0.66	1.18	–	–	0.83	–	–
Tm	–	0.12	0.08	0.13	–	–	0.12	–	–
Yb	–	0.94	0.64	0.85	–	–	0.73	–	–
Lu	–	0.12	0.09	0.1	–	–	0.11	–	–
Zr	–	56	218	468	198	–	169	180	–
Hf	–	2.31	6.74	13.36	–	–	4	–	–
Ta	–	1.42	0.38	1.26	–	–	0.32	–	–
Nb	–	6.6	4.4	13.1	–	–	5.42	–	–
Y	–	10	5	11	9	–	9	14	–
Cr	–	44	14	31	–	–	15	–	–
Ni	–	27	19	24	–	–	15	–	–
V	–	52	43	58	–	–	63	–	–
(La/Yb) <sub>N</sub>	–	7.31	16.76	47.95	–	–	28.8	–	–
Eu/Eu*	–	1.02	1.16	0.72	–	–	0.98	–	–
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	5.67	3.90	3.79	2.97	4.53	10.29	4.20	4.94	3.61

Окончание табл. 5.1

Компо- нент	Е-ОН 1-2/1	К-16/86	Е-ОН 1-1/1	К-3/86	К-12/86	К-10/86	К-8615/5	К-6/86	К-9/86	Среднее
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	68.7	68.75	68.82	69.08	70.02	70.59	71.59	71.79	72.37	68.31
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.34	0.41	0.33	0.35	0.32	0.39	0.19	0.21	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.14	16.1	16.2	16.55	15.53	15.59	14.32	15.91	15.38	16.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	3.61	1	2.83	2.8	2.83	3.27	2.41	2.21	2.50
FeO	1.72	–	1.86	–	–	–	–	–	–	2.51
MnO	0.03	0.04	0.03	0.12	0.12	0.05	0.04	0.03	0.02	0.06
MgO	0.7	1.32	1.16	1.15	1.01	1.32	1.31	0.8	0.9	1.32
CaO	2.8	4.09	2.9	3.84	4.08	3.38	4.6	3.23	3.22	4.05
Na <sub>2</sub> O	4.99	4.68	4.74	4.99	5.18	4.71	3.81	4.77	4.68	4.82
K <sub>2</sub> O	1.48	1.01	1.91	1.02	0.79	1.15	0.56	0.75	0.95	1.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.07	0.16	0.11	0.12	0.07	0.11	0.13	0.06	0.21
U	–	–	–	–	0.21	–	–	0.21	–	0.79
Th	19	–	7.62	–	4.48	–	–	3.26	–	6.79
Ba	335	427	512	429	486	477	355	310	783	439.81
Sr	207	403	238	472	398	380	258	405	454	371.00
La	48.1	–	28.37	–	25.1	–	–	18	–	32.42
Ce	89.74	–	53.14	–	46.3	–	–	32.8	–	66.71
Pr	8.76	–	5.32	–	4.62	–	–	3.24	–	7.50
Nd	32.76	–	20.07	–	15.5	–	–	11.1	–	29.73
Sm	4.44	–	2.79	–	1.97	–	–	1.66	–	5.29
Eu	0.72	–	0.7	–	0.62	–	–	0.67	–	0.86
Gd	3.68	–	2.4	–	1.19	–	–	1.17	–	4.68
Tb	0.34	–	0.21	–	0.13	–	–	0.13	–	0.59
Dy	1.17	–	0.67	–	0.66	–	–	0.67	–	2.59
Ho	0.22	–	0.14	–	0.12	–	–	0.12	–	0.46
Er	0.6	–	0.37	–	0.31	–	–	0.31	–	1.20
Tm	0.06	–	0.04	–	0.04	–	–	0.05	–	0.14
Yb	0.41	–	0.26	–	0.25	–	–	0.31	–	0.85
Lu	0.06	–	0.04	–	0.04	–	–	0.05	–	0.11
Zr	253	150	175	177	129	200	188	155	146	180.38
Hf	8.11	–	5.75	–	3.19	–	–	4	–	5.37
Ta	0.16	–	0.12	–	0.11	–	–	0.07	–	0.51
Nb	4.4	–	4.7	–	2.64	–	–	1.61	–	5.95
Y	5	15	3	8	3	9	14	4	12	11.81
Cr	10	–	26	–	9	–	–	6	–	20.89
Ni	9	–	16	–	10	–	–	6	–	18.78
V	27	–	32	–	43	–	–	36	–	43.89
(La/Yb) <sub>N</sub>	79.19	–	73.65	–	68.1	–	–	39.8	–	41.42
Eu/Eu*	0.92	–	0.55	–	1.23	–	–	1.47	–	0.80
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	6.56	4.63	2.48	4.89	6.36	4.10	6.80	6.30	4.39	4.42

Примечание. Окислы – мас. %, элементы примеси – г/т, «–» – содержание элемента не определялось. 1–17 – метадациты, 18 – метадiorит. Анализы пород приведены по (Лобач–Жученко, 2000; Куликова, 1993; Самсонов, 2004; Слабунов и др., 2011). 19 – средний состав плагиогнейсов.



**Таблица 5.2.** Химические составы основных сланцев  
и амфиболитов Водлозёрского блока

Компо- нент	8795-2	90105-60	8795-3	90105-54	90105-49	90127-1	ON 1-10/4	ON 9-7/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	45.54	45.67	46.41	47.2	48.88	49.11	49.58	49.59
TiO <sub>2</sub>	0.28	1.28	0.36	0.29	0.64	0.72	1.23	0.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.39	9.02	7.35	5.56	10.94	15.16	14.62	15.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.57	12.64	5.02	4.36	1.72	2.47	3.96	3.11
FeO	5.87	5.23	6.39	6.37	10.31	8.7	9.03	8.93
MnO	0.18	0.26	0.21	0.15	0.2	0.19	0.2	0.2
MgO	31.12	12.23	27.01	27.17	13.67	9.1	6.55	8.06
CaO	4.36	12.55	6.31	8.02	12.77	11.82	10.42	9.62
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.87	0.79	0.73	0.87	1.33	3.48	2.83
K <sub>2</sub> O	0.14	0.25	0.05	0.15	0.49	1.35	0.79	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	–	0.1	–	–	0.05	0.14	0.14
U	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	–	–	0.47	0.74
Ba	30	140	7	100	–	240	53	–
Sr	52	180	52	100	–	130	106	136
La	–	–	–	–	–	–	4.1	5.72
Ce	–	–	–	–	–	–	10.98	14.67
Pr	–	–	–	–	–	–	1.61	2.07
Nd	–	–	–	–	–	–	9.32	10.09
Sm	–	–	–	–	–	–	2.9	2.76
Eu	–	–	–	–	–	–	1	0.84
Gd	–	–	–	–	–	–	3.9	3.28
Tb	–	–	–	–	–	–	0.68	0.65
Dy	–	–	–	–	–	–	4.44	4.04
Ho	–	–	–	–	–	–	0.97	0.84
Er	–	–	–	–	–	–	2.96	2.39
Tm	–	–	–	–	–	–	0.41	0.33
Yb	–	–	–	–	–	–	2.94	2.38
Lu	–	–	–	–	–	–	0.4	0.33
Zr	21	–	49	–	–	–	56	52
Hf	–	–	–	–	–	–	2.63	1.93
Ta	–	–	–	–	–	–	0.33	0.3
Nb	3	–	3	–	–	–	3.2	2.2
Y	12	–	23	–	–	–	25	21
Cr	3484	850	1266	1800	1100	400	148	265
Ni	1459	310	245	500	310	150	81	21
V	122	240	203	120	190	190	317	296
(La/Yb) <sub>N</sub>	–	–	–	–	–	–	0.94	1.62
Eu/Eu*	–	–	–	–	–	–	0.91	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	22.82	7.05	20.42	19.17	17.09	21.06	11.89	17.51
Mg/Mg+Fe	0.84	0.57	0.82	0.82	0.67	0.60	0.48	0.55

Окончание табл. 5.2

Компо- нент	8795a	8795в	90127	8-795Г	90105-55a	8795-6	90105-52	Средн. метатолентов
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	49.85	49.98	50.17	50.18	50.44	51.78	51.94	49.43
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.75	1.16	0.57	0.42	0.52	0.39	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.73	11.26	6.55	11.16	7.72	10.56	6.52	15.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.26	1.68	2.62	1.96	1.55	1.51	1.61	3.18
FeO	5.49	10.58	12.92	10.04	9.1	10.2	9.49	8.89
MnO	0.16	0.19	0.25	0.19	0.2	0.22	0.2	0.20
MgO	25.76	13.96	12.80	13.59	16.85	13.1	22.94	7.90
CaO	8.65	10.22	12.09	9.9	12.42	9.66	6.32	10.62
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.82	0.98	1.73	0.98	1.87	0.51	2.55
K <sub>2</sub> O	0.22	0.48	0.36	0.62	0.32	0.46	0.08	1.00
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.08	0.10	0.06	0	0.12	0	0.11
U	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	0.61
Ba	100	120	100	120	-	-	-	146.50
Sr	100	110	100	110	-	-	-	124
La	-	-	-	-	-	-	-	4.91
Ce	-	-	-	-	-	-	-	12.83
Pr	-	-	-	-	-	-	-	1.84
Nd	-	-	-	-	-	-	-	9.71
Sm	-	-	-	-	-	-	-	2.83
Eu	-	-	-	-	-	-	-	0.92
Gd	-	-	-	-	-	-	-	3.59
Tb	-	-	-	-	-	-	-	0.66
Dy	-	-	-	-	-	-	-	4.24
Ho	-	-	-	-	-	-	-	0.91
Er	-	-	-	-	-	-	-	2.68
Tm	-	-	-	-	-	-	-	0.37
Yb	-	-	-	-	-	-	-	2.66
Lu	-	-	-	-	-	-	-	0.36
Zr	-	-	-	-	-	49	-	54
Hf	-	-	-	-	-	-	-	2.28
Ta	-	-	-	-	-	-	-	0.32
Nb	-	-	-	-	-	-	-	2.7
Y	-	-	-	-	-	23	-	23
Cr	1700	1100	510	1100	1800	1266	1900	271
Ni	1300	290	200	290	500	245	1000	84
V	84	190	200	190	120	203	140	267.66
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	-	-	-	-	-	-	1.28
Eu/Eu*	-	-	-	-	-	-	-	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	33.71	15.01	5.65	19.58	18.38	20.31	16.72	16.82
Mg/Mg+Fe	0.85	0.68	0.60	0.67	0.74	0.67	0.79	0.54

Примечание. Окислы – мас.%, элементы примеси – г/т, «-» содержание элемента не определялось. 1, 3, 4, 10, 15 – метакоматиты, 2, 5, 10–14 – коматитовые метабазаальты, 6–8 – толеитовые метабазаальты, 16 – средний состав толеитовых метабазаальтов. Анализы пород приведены по: Куликова, 1993; Слабунов и др., 2011; Пухтель и др., 1991.

Al-(Fe+Ti)-Mg (Jensen, 1976) исходно магматические породы водлозёрского комплекса соответствуют полям известково-щелочной и комагитит-толеитовой серий (рис. 5.5, табл. 5.1, 5.2).

### 5.1.1.1. Плаггиогнейсы известково-щелочной серии

Плаггиогнейсы водлозёрского комплекса по химическому составу соответствуют главным образом дацитам, гораздо реже риолитам и в единичных случаях андезитам (рис. 5.4.). Плаггиогнейсы относятся к натровому ряду с отношением  $Na_2O/K_2O = 4.42$ .

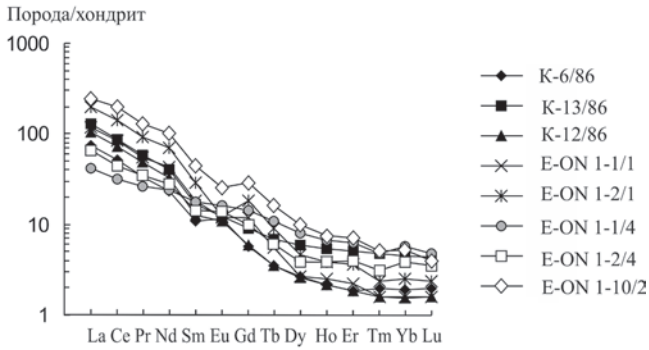


Рис. 5.6. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту С-I (Evensen, 1978) в метадацитах водлозёрского комплекса (по: Слабунов и др., 2011; Самсонов и др., 2004)

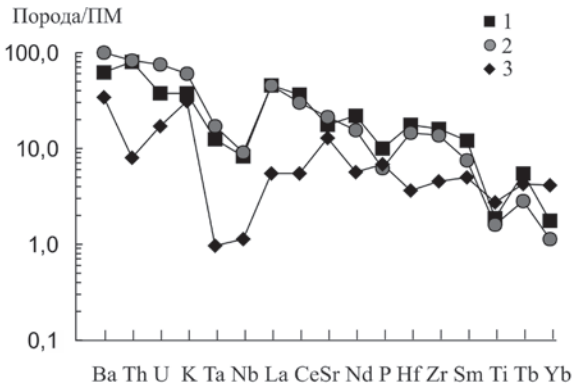


Рис. 5.7. Мультиэлементная диаграмма для плаггиогнейсов водлозёрского комплекса (1). Для сравнения показан состав серых гнейсов фундамента архейских щитов (Martin, 1994) (2) и вулканитов андезит-дацитового состава внутриокеанической дуги Тонга–Кермадек (Брайан, 1989; Turner et al., 2012) (3)

Спектры распределения РЗЭ гиперстеновых плагиогнейсов сходны по своей топологии (рис. 5.6) и свидетельствуют об обогащении лёгкими РЗЭ:  $(La/Yb)_N$  варьируют в пределах 7.31–79.19 (табл. 5.1). На спайдердиаграмме (рис. 5.7) плагиогнейсы водлозёрского комплекса обнаруживают сходство с серыми гнейсами фундамента платформ (Martin, 1994), отличаясь лишь слабым обеднением Ba, U, K, что можно объяснить влиянием локального гранулитового метаморфизма пород водлозёрского комплекса. Но в то же время они отчётливо обогащены Ba, Th, U, Ta, Nb, La, Ce, Nd, Hf, Zr в сравнении с вулканидами андезит-дацитового состава внутриокеанической островной цепи Тонга–Кермадек, что может свидетельствовать об обогащении LILE, HFSE корового источника средне-кислых расплавов Балтийского щита в сравнении с Тихоокеанским сегментом.

#### *5.1.1.2. Амфиболиты коматиит-толеитовой серии*

В.В. Куликовой (1993) было показано, что сланцы основного состава и амфиболиты образуют прослои мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров среди плагиогнейсов водлозёрского комплекса. На классификационной диаграмме  $Na_2O + K_2O - SiO_2$  (рис. 5.4, табл. 5.2) эти породы попадают в поля базальтов и пикробазальтов нормальной щёлочности. На диаграмме  $Al - (Fe + Ti) - Mg$  (Jensen, 1976) (рис. 5.5) основные сланцы и амфиболиты располагаются в полях пород коматиит-толеитовой и известково-щелочной серий.

В метавулканитах коматиит-толеитовой серии водлозёрского комплекса выделяются метакоматииты, коматиитовые и толеитовые базальты. Метакоматииты водлозёрского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород (Классификация магматических ..., 1997). Содержания  $MgO$  в них больше 18 мас.% (31.12–22.94 мас.%), содержание  $TiO_2 < 1$  мас.% (0.39–0.17) (табл. 5.2, ан. 1, 3, 4, 9, 15). Магнезиальность  $Mg \# \approx Mg/(Mg+Fe)$  метакоматиитов составляет 0.85–0.79 (табл. 5.2). По отношению  $Al_2O_3/TiO_2$  среди метакоматиитов водлозёрского комплекса выделяются три группы: деплетированные (16.72), недеплетированные (22.82–19.17) и обогащённые (33.71), что находит объяснение в рамках плюмовой модели формирования коматиитов, предложенной ранее К. Робин-Попеулом с соавторами (Robin-Popieul et al., 2012). К коматиитовым metabазальтам отнесены амфиболиты с содержа-

нием  $MgO = 12.23\text{--}16.85$  мас. % (табл. 5.2, ан. 2, 5, 10–14). Магнезиальность их варьирует в пределах 0.57–0.74. Отношение  $Al_2O_3/TiO_2$  меняется в широких пределах от 5.65 до 19.58. В толеитовых метабазах концентрации  $MgO$  варьируют в пределах 9.1–6.55 (табл. 5.2, ан. 6–8), а  $TiO_2 - 0.72\text{--}1.23$  мас. %. Спектры РЗЭ носят хондритовое распределение при увеличении общего содержания РЗЭ в 20 норм (рис. 5.8). На мультиэлементной диаграмме средний состав толеитовых метабазальтов водлозёрского комплекса отличается от базальтов MOR повышенными содержаниями Ba, Th, K, La, Ce, Sr, P, Zr, что, по мнению авторов, косвенно отражает обогащённость архейской мантии элементами LIL и HFS (рис. 5.9).

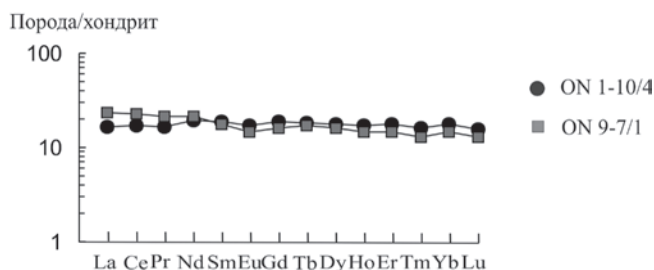


Рис. 5.8. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту С-1 (Evensen et al., 1978), в толеитовых метабазах водлозёрского комплекса (табл. 5.2, ан. 7, 8)

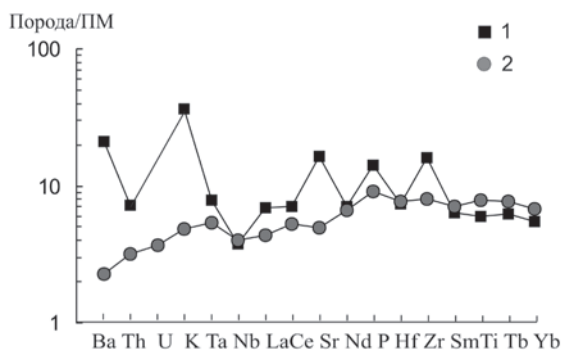


Рис. 5.9. Мультиэлементная диаграмма для среднего состава толеитовых метабазальтов водлозёрского комплекса (табл. 5.2, ан. 16) (1), в сравнении с базальтами MOR Тихого океана (Arevalo, McDonough, 2010; Говоров и др., 1996) (2)

## ГЛАВА 6

### МЕЗОАРХЕЙ (3200–2800 млн лет). АНАБАРСКИЙ ШИТ

#### 6.1. Далдынский гранулитовый комплекс

**К**лассическим примером нижнекоровых мезоархейских супракрустальных образований является гранулитовый далдынский комплекс Анабарского щита Сибирского кратона. Распространение пород далдынского комплекса в пределах Анабарского щита показано на рис. 6.1, а геологическое строение стратотипической местности далдынского комплекса – на рис. 6.2.

Схема стратификации метаморфических толщ Анабарского щита была предложена в 1959 г. М.И. Рабкиным (Рабкин, 1959), выделившим среди них три серии (снизу вверх): далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую, представленные породами гранулитовой фации. Б.Г. Лутц (Лутц, 1964, 1974) отнёс исходные образования далдынской серии к вулканогенной, верхнеанабарской – к вулканогенно-осадочной и хапчанской серии – к карбонатно-флишоидной формациям. Позднее С.И. Турченко и О.М. Розен (Турченко, Розен, 2012) объединили образования далдынской и верхнеанабарской серий в единый далдынский комплекс. При геологическом картировании Анабарского щита далдынская и анабарская серии были разделены на толщи (Гусев, 2013).

На восточной окраине Анабарского щита далдынский комплекс перекрывается палеопротерозойскими гранулитовыми протоплатформенными образованиями хапчанского комплекса, Nd-модельный возраст которого составляет 2.3–2.4 млрд лет (Розен и др., 2000). Западная окраина Анабарского щита сложена гранулитовыми протоплатформенными образованиями маганского комплекса. Возраст протолитов метаморфических пород маганского комплекса составляет 2.42 млрд лет (Бибикова и др., 1988).

Исследованиями А.Н. Вишневого (Вишневецкий, 1978) показано, что условия метаморфизма гранулитов далдынского комплекса соответствуют  $T = 820\text{--}950^\circ\text{C}$ ,  $P = 8\text{--}11$  кбар. Таким образом, грану-

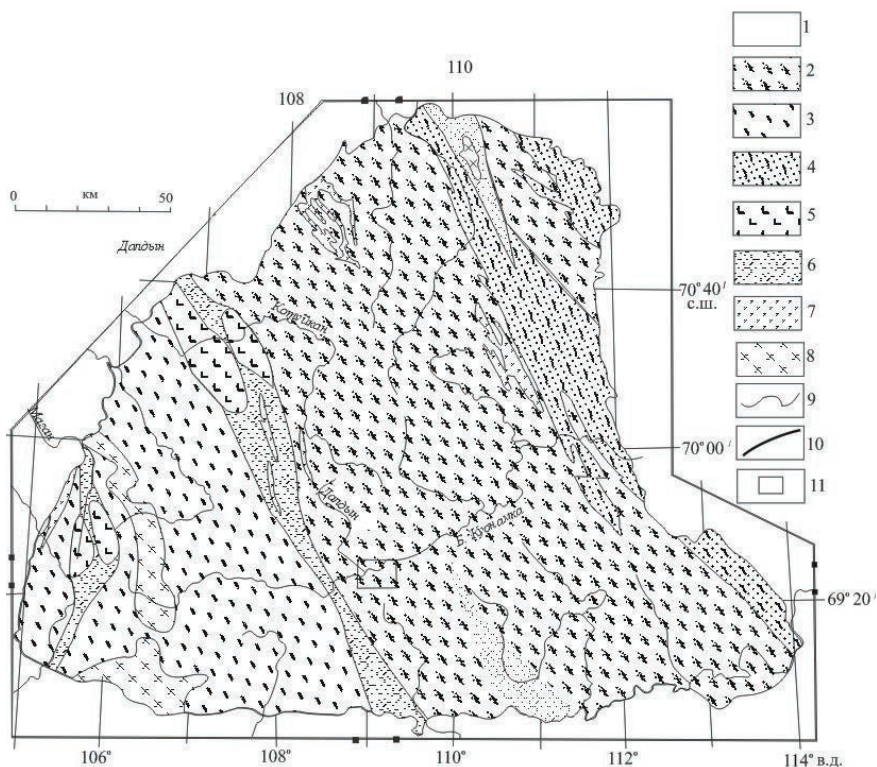


Рис. 6.1. Схема геологического строения Анабарского щита (по: Розен и др. 1988; Лутц, Оксман, 1990; Турченко, Розен, 2012, с изменениями)

1 – платформенный чехол, 2 – далдынский гранулитовый комплекс мезоархей; 3-4 – палеопротерозойские образования протоплатформенного чехла: 3 – маганский комплекс, 4 – хапчанский комплекс, 5 – анортозиты, 6 – тектониты и мигматиты, 7 – гранитоиды, 8 – тоналиты, 9 – геологические границы, 10 – разрывные нарушения, 11 – Далдынский участок детальных исследований вещественного состава и изотопного датирования далдынского комплекса (Гусев, 2013)

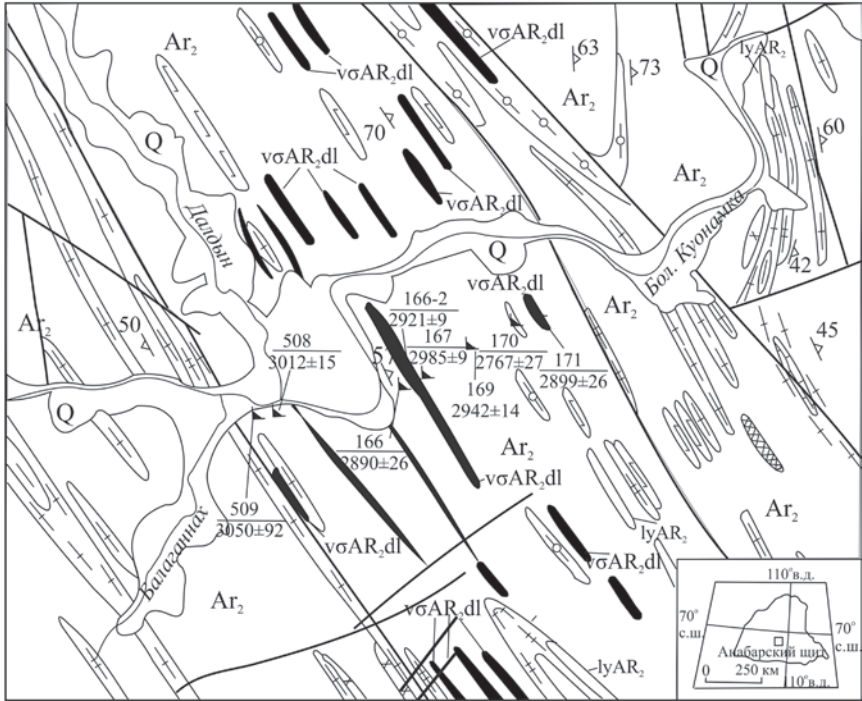
литовые образования этого комплекса можно относить к нижнекоровым.

Изотопным датированием цирконов U-Pb-методом (SHRIMP-11) установлена одновозрастность метаморфических пород далдынского комплекса, включающих интервал, что весьма важно, от кислого до ультраосновного состава (Гусев, 2013).

Вулканические протолиты далдынского комплекса формировались в мезоархее во временном диапазоне 3160–2900 млн лет, т.е. на протяжении 260 млн лет. Они были интродуцированы позднеархейски-

108°53'в.д.  
69°29'30"с.ш.

109°20'в.д.  
69°29'30"с.ш.



108°53'в.д.  
69°22'с.ш.

0 1 2 3 4 KM

109°20'в.д.  
69°22'с.ш.

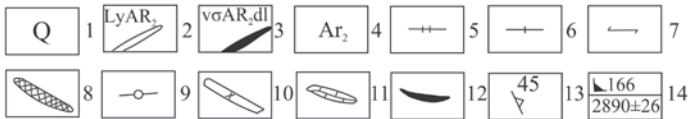


Рис. 6.2. Стратотипическая местность далдынского комплекса в районе устья р. Далдын (по: Гусев, 2013, с упрощениями).

1 – четвертичные образования, 2 – металейкограниты, 3 – метаультрамафиты, 4 – гиперстеновые плаггиогнейсы далдынского комплекса, 5 – участки интенсивной амфиболитизации и биотитизации, 6 – грантсодержащие плаггиогнейсы, 7 – пироксеновые и амфиболовые кристаллосланцы, 8 – силлиманитовые плаггиогнейсы, 9 – салитовые плаггиогнейсы, 10 – кварциты, 11 – кальцифиры, 12 – магнетитовые сланцы, 13 – элементы залегания гнейсовидности и полосчатости, 14 – места отбора и номера проб изотопного датирования циркона U-Pb-методом (SHRIMP II). В знаменателе – возраст, млн лет



ми плагиогранитами с возрастом 2.87 млрд лет и монцодиоритами с возрастом 2.7 млрд лет (Гусев, 2013).

Исходный вулканогенный комплекс был образован, по представлениям авторов, при плавлении мезоархейским долгоживущим мантийным плюмом палеоархейской первичной базитовой коры. Наличие палеоархейской первичной базитовой коры доказывается присутствием в толеитовом метабазальте (верховья р. Налим-Рассоха) далдынского комплекса с возрастом 2.95 млрд лет ксеногенных цирконов с возрастом 3.5; 3.4; 3.3; 3.2 млрд лет (Гусев, 2013). Ксеногенные цирконы с возрастом 3.3; 3.4 млрд лет установлены также среди пород далдынского комплекса в устьях рек Сербейн и Далдын (Степанюк и др., 1993, Розен и др., 1988). Исходная вулканогенно-осадочная толща мезоархейского далдынского комплекса претерпела два этапа гранулитового метаморфизма: 2.8–2.7 и 2.1–1.9 млрд лет назад (Розен и др., 2000), обязанного проявлениям плюмового магматизма.

### **6.1.1. Литолого-петрографический состав далдынского комплекса и геохимические особенности пород**

Далдынский комплекс приурочен к центральной части щита (рис. 6.1). В его составе преобладающая роль принадлежит гиперстеновым плагиогнейсам-эндербитам, которые содержат прослои двупироксеновых кристаллических сланцев базитового и ультрабазитового состава. В незначительных количествах содержатся кварциты, в том числе магнетитовые, высокоглинозёмистые плагиогнейсы, гранат-пироксен-магнетитовые сланцы, известково-силикатные породы и кальцифиры (рис. 6.2). Породы далдынского комплекса были выделены О.М. Розеном в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации (Розен и др. 1988), которая, как оказалось впоследствии, является стандартной для глубинных гранулитов всех кратонов.

Слоистый облик толщ эндербитов в составе комплекса, присутствие среди них прослоев исходно седиментогенных пород позволяет предполагать его первичную осадочно-вулканогенную природу (Лутц, 1974; Розен и др., 1988).

Гиперстеновые плагиогнейсы в объёмном отношении представляют преобладающую группу в составе далдынского комплекса Анабарского щита.

Известно, что гиперстеновые плагиогнейсы по своему исходному составу могут относиться как к магматическим, так и к осадочным по-

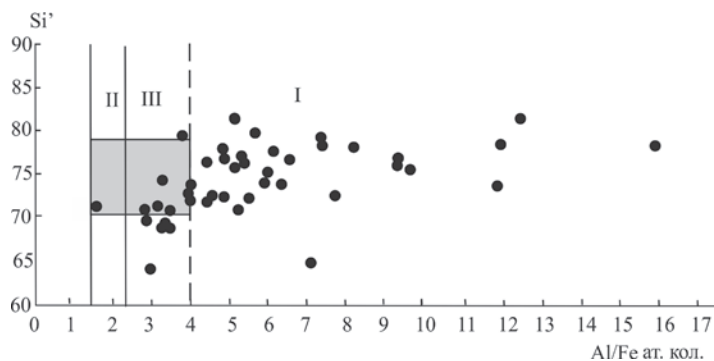


Рис. 6.3. Диаграмма  $Si' - Al/Fe$  (Dennen, Moor, 1971),  $Si' = Si/(Si + Fe + Al) \times 100$  ат. кол. для гранулитовых пород среднего и кислого состава далдынского комплекса Анабарского щита.

I – поле магматических пород, II – поле осадочных пород, III – поле неопределённости, затемнённый квадрат – поле граувакк. Чёрные точки – составы пород (по: Розен и др., 1988; Лутц, 1974; Рабкин, 1959 и авторским данным)

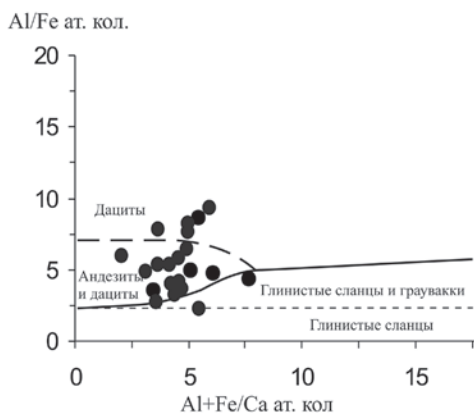


Рис. 6.4. Диаграмма  $Al/Fe - Al + Fe/Ca$  ат. кол. для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава ( $57-77 SiO_2$ , мас.%,  $CaO \leq 7$  мас.%, нормальной щёлочности).

Чёрные точки – составы гранулитов среднего и кислого состава далдынского комплекса (по: Розен и др., 1988; Лутц, 1974; Рабкин, 1959 и авторским данным)

родам. На диаграмме  $Si' - Al/Fe$  (Dennen, Moor, 1971) большая часть гиперстеновых плагиогнейсов далдынского комплекса располагается в поле магматических пород и незначительная (гранат-гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы) – в поле неопределённости, где их природа может иметь двойное толкование: как осадочное, так и магматическое (рис. 6.3.). Для решения вопроса о природе пород, попавших в поле неопределённости, авторами предложена дополнительная диаграмма  $Al/Fe - Al + Fe/Ca$  (рис. 6.4). Для дальнейших петрохимических исследований использованы пробы, располагаю-

Рис. 6.5. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  для метаматматических пород Анабарского щита.

Чёрные точки – состав пород (по: Розен и др., 1988; Лутц, 1974; Рабкин, 1959; Спиридонов и др., 1993 и авторским данным).

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты

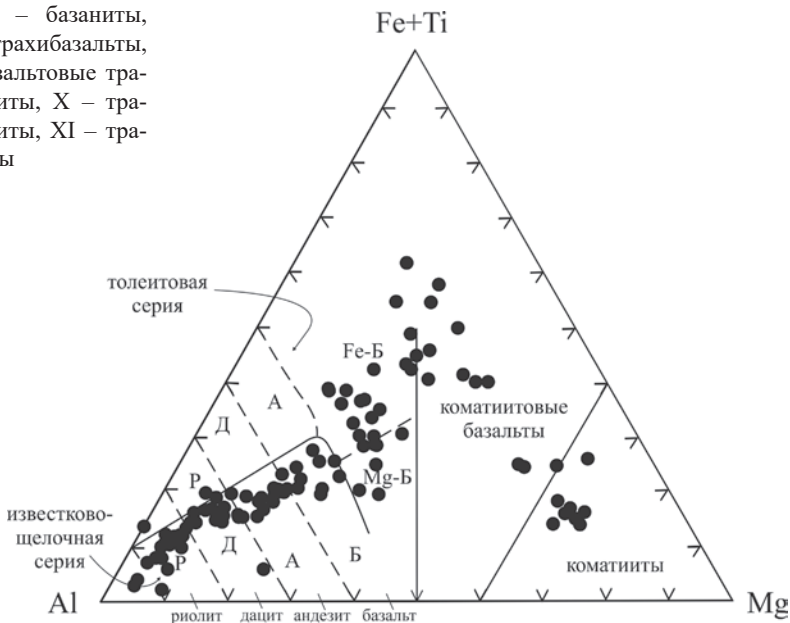
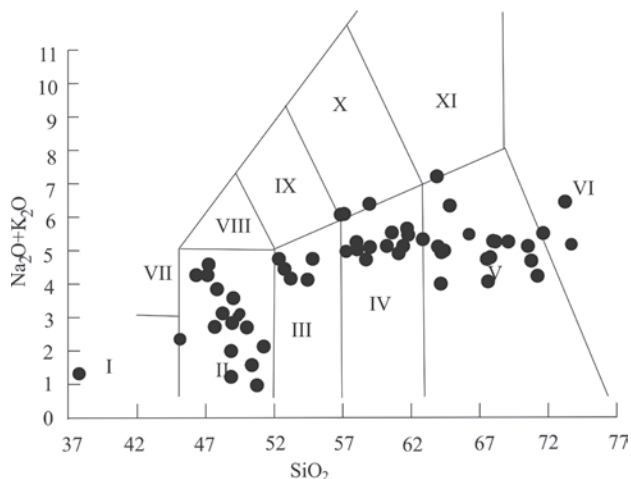


Рис. 6.6. Диаграмма  $\text{Al} - (\text{Fe}+\text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen, 1976) для метаматматических пород далдынского комплекса Анабарского щита.

Чёрные точки – составы пород (по: Розен и др., 1988; Лутц, 1974; Рабкин, 1959; Спиридонов и др., 1993 и авторским данным). Р – риолиты, Д – дациты, А – андезиты, Б – базальты (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистые и магниезиальные соответственно)

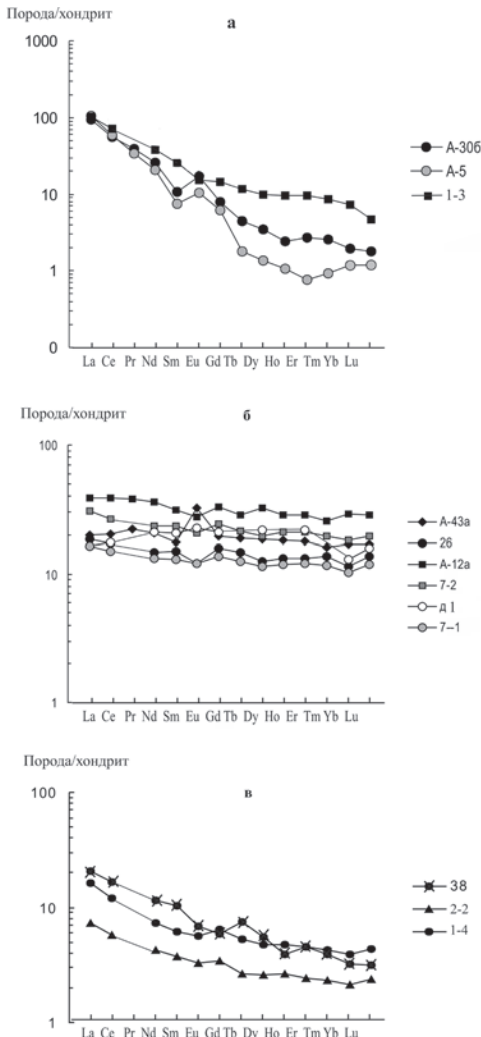


Рис. 6.7. Спектры распределения РЗЭ в гранулитовых породах далдынского комплекса Анабарского щита: а – гиперстенные плагиогнейсы (1-3 метаандезиты, А-306 – метадацит, А-5 – метариолит); б – двупироксеновые сланцы (толеитовые метабаазальты); в – двупироксен-амфиболовые сланцы (2-2, 1-4 – метакоматиты, 38 – коматитовый метабаазальт). Составы пород по: Розен и др., 1988; Спиридонов и др., 1993 и авторским данным

щиеся в поле I (рис. 6.3) и в полях магматических пород диаграммы  $Al/Fe = Al + Fe/Ca$  (рис. 6.4). На классификационной диаграмме  $Na_2O + K_2O - SiO_2$  гиперстенные плагиогнейсы исходно магматического происхождения располагаются в полях андезитов, дацитов и риолитов нормальной щёлочности (рис. 6.5). На диаграмме  $Al - (Fe + Ti) - Mg$  (Jensen, 1976) (рис. 6.6) гиперстенные плагиогнейсы соответствуют андезитам, дацитам и риолитам известково-щелочной серии.

### 6.1.1.1. Гиперстенные плагиогнейсы известково-щелочной серии

Гиперстенные плагиогнейсы – эндербиты – являются преобладающей группой пород в составе далдынского комплекса. Гиперстенные плагиогнейсы представляют собой лейкократовые и мезократовые средне-, мелкозернистые породы полосчатого строения. Полосчатость обусловлена чередованием лейко- и меланократовых полос мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Главными минералами эндербитов явля-

**Таблица 6.1.** Химический состав гиперстеновых плагиогнейсов далдынского комплекса Анабарского щита

Компонент	8	10	11	1-3	13	12	38	36	37	14	15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	58.63	58.89	60.2	60.69	60.96	61.33	61.64	61.73	62.73	63.92	64.04
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.68	0.52	0.81	0.6	0.81	0.67	0.72	0.65	0.91	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.35	15.27	15.5	16.42	16.53	18.04	16.32	16.82	15.9	15.66	15.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	2.11	0.73	–	1.35	0.86	1.68	5.87	1.69	1.83	1.31
FeO	5.93	5.73	3.05	6.46	3.54	4.04	4.22	5.34	4.08	3.79	4.23
MnO	0.1	0.11	0.09	0.10	0.09	0.1	0.09	0.09	0.05	0.06	0.07
MgO	3.9	4.23	4	8.10	3.21	2.97	3.1	3.43	2.44	2.3	2.85
CaO	5.62	6.31	9.44	6.66	7	5.6	4.99	4.9	5.17	4.65	4.6
Na <sub>2</sub> O	4.1	4.53	4.32	3.85	4.23	4.56	4.24	3.98	4.22	4.22	4.25
K <sub>2</sub> O	0.65	0.59	0.83	1.06	0.72	0.61	1.48	1.53	1.18	0.99	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.21	0.03	0.16	0.14	0.21	0.26	0.2	0.16	0.17	0.19
U	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.3	–
Th	–	–	–	–	–	–	–	1.1	–	1	–
Ba	500	250	90	368	220	280	500	450	490	390	215
Sr	320	280	420	320	280	300	360	680	360	280	161
La	–	–	–	25.0	–	–	–	17	–	30	–
Ce	–	–	–	45.0	–	–	–	32	–	56	–
Pr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nd	–	–	–	18.0	–	–	–	–	–	–	–
Sm	–	–	–	4.0	–	–	–	3.4	–	4.4	–
Eu	–	–	–	0.9	–	–	–	1.2	–	1	–
Gd	–	–	–	3.0	–	–	–	–	–	–	–
Tb	–	–	–	0.43	–	–	–	0.4	–	0.4	–
Dy	–	–	–	2.5	–	–	–	–	–	–	–
Ho	–	–	–	0.55	–	–	–	–	–	–	–
Er	–	–	–	1.6	–	–	–	–	–	–	–
Tm	–	–	–	0.22	–	–	–	–	–	–	–
Yb	–	–	–	1.2	–	–	–	1.4	–	0.75	–
Lu	–	–	–	0.12	–	–	–	0.2	–	0.13	–
Zr	50	125	120	340	113	110	180	290	190	230	180
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	0.7	0.8	1	–	0.8	0.7	0.5	0.7	0.7	1	0.8
Nb	<7	<7	<7	39	<7	<14	9	–	<7	–	5
Y	–	–	–	25	–	–	–	–	–	–	–
Sc	–	16	–	46	12	13	16	17	–	12	–
Ni	40	93	13	75	29	23	30	30	25	36	49
Co	19	18	6	20	13	23	16	19	13	14	15.5
Cr	71	43	84	165	56	39	60	80	86	45	93
V	35	103	84	115	98	120	125	100	36	80	67
(La/Yb) <sub>N</sub>	–	–	–	13.8	–	–	–	8.20	–	27.00	–
Eu/Eu*	–	–	–	0.8	–	–	–	–	–	–	–

Окончание табл. 6.1

Компо- нент	6э	41	A-30б	16	17	7э	18	19	A-5	Среднее
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	64.17	64.77	66.2	67.7	67.72	67.9	70.38	71.11	73.6	61.03
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.65	0.51	0.36	0.52	0.47	0.41	0.3	0.23	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.43	17	16.43	16.26	15.16	16.89	16.26	14	14.59	16.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.24	0.68	1.26	0.96	0.6	0.84	0.28	0.46	0.58	1.37
FeO	4.67	3.18	3.6	2.93	3.38	2.32	2.17	2.07	1.77	3.83
MnO	0.08	0.07	0.05	0.03	0.06	0.03	0.06	0.03	0.02	0.07
MgO	3.39	1.18	1.9	1.22	1.67	1.14	0.8	1.51	0.75	2.64
CaO	4.56	4.34	4.24	4.52	5.26	4.17	3.31	4.68	3.32	5.17
Na <sub>2</sub> O	4.27	5.07	4.76	4.05	3.48	4.52	4	3	4.37	4.20
K <sub>2</sub> O	0.73	1.32	0.74	0.79	0.62	0.78	1.21	1.28	0.91	0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.24	0.12	0.08	0.12	0.06	0.15	0.11	0.05	0.15
U	0.3	–	0.082	–	–	0.1	–	–	0.146	0.19
Th	0.6	–	0.301	–	–	1.2	–	–	5.86	1.68
Ba	400	830	561.5	550	340	330	820	200	588	418.63
Sr	420	640	617	470	445	690	620	300	331.2	414.71
La	25	–	23.06	–	–	22	–	–	25.85	23.99
Ce	41	–	36.03	–	–	27	–	–	37.09	39.16
Pr	–	–	3.75	–	–	–	–	–	3.3	3.53
Nd	–	–	12.35	–	–	–	–	–	9.85	13.4
Sm	2.3	–	1.63	–	–	0.85	–	–	1.14	2.53
Eu	0.8	–	1.0	–	–	–	–	–	0.61	0.92
Gd	–	–	1.63	–	–	–	–	–	1.26	1.96
Tb	0.23	–	0.167	–	–	0.096	–	–	0.067	0.26
Dy	–	–	0.892	–	–	–	–	–	0.345	1.25
Ho	–	–	0.136	–	–	–	–	–	0.06	0.25
Er	–	–	0.446	–	–	–	–	–	0.128	0.72
Tm	–	–	0.065	–	–	–	–	–	0.024	0.10
Yb	0.57	–	0.319	–	–	0.2	–	–	0.194	0.66
Lu	0.089	–	0.045	–	–	0.25	–	–	0.03	0.12
Zr	130	100	234.9	110	260	190	80	120	164.4	165.87
Hf	–	–	4.7	–	–	–	–	–	3.84	4.27
Ta	0.4	0.8	0.18	1.6	1.3	1.3	<0.7	0.7	0.015	<0.77
Nb	–	9	2.5	7	9	–	<14	10	1.69	<9.70
Y	–	–	4.258	–	–	–	–	–	1.648	10.30
Sc	8	9	7.4	–	5	2.3	4	–	1.8	12.11
Ni	62	22	–	13	15.5	13	5	19	–	32.92
Co	17	9	14.7	8	11.5	10	5	6	6.9	13.23
Cr	140	29	–	55	55	50	15	90	–	69.78
V	55	47	71.3	38	48	28	33	30	22.16	66.77
(La/Yb) <sub>N</sub>	29.60	–	47.61	–	–	74.33	–	–	91.7	41.75
Eu/Eu*	–	–	1.87	–	–	–	–	–	1.7	1.46

Примечание. Окислы – мас.%. элементы примеси – г/т, «–» – содержание элемента не определялось. 1–9 – гиперстеновые плаггиогнейсы андезитового, 10–19 – дацитового, 20 – риолитового состава, 21 – средний состав гиперстеновых плаггиогнейсов. Ан. 1–по: Спиридонов и др., 1993; 14, 20 – авторские, остальные по: Розен и др., 1988.

ются: плагиоклаз (35–50% An, 60–70% модального состава), кварц (5–25%), гиперстен (5–10%), клинопироксен (0–5%), гранат (0–5%), калиевый полевой шпат – ортоклаз (0–5%), биотит (0–8%), амфибол (0–10%). Акцессорные – магнетит, ильменит, циркон, апатит. Местами эндрбиты подвержены процессам калиевого метасоматоза (чарнокитизации), в связи с чем в них появляются новообразования позднего калиевого полевого шпата – микроклина.

Спектры распределения РЗЭ гиперстенных плагиогнейсов обладают сходной топологией (рис. 6.7, а), показывая обогащение лёгкими РЗЭ:  $(La/Yb)_N$  варьирует пределах 8.2–91.7 (табл. 6.1). На спайдер-диаграмме (рис. 6.8) топология графика распределения элементов примесей в гиперстенных плагиогнейсах далдынского комплекса отличается обеднением Ba, Th, U, K от графика для архейских серых гнейсов основания платформ (Martin, 1994), обладая сходными и характерными минимумами для Ta, Nb, P, Ti, которые обычно объясняются наличием в рестите исходного расплава средне-кислого состава Ti-содержащих оксидов и апатита.

В то же время гиперстенные плагиогнейсы далдынского комплекса отличаются от андезит-дацитовых вулканитов внутриокеанической островной дуги Тонга–Кермадек более высокими содержаниями Ba, Th, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, что свидетельствует об обогащении корового источника расплавов исходных пород далдынского комплекса элементами LIL и HFS.

### 6.1.1.2. Двупироксеновые сланцы коматиит-толеитовой серии

Двупироксеновые сланцы основного и ультраосновного состава присутствуют среди гиперстенных плагиогнейсов в виде будин,

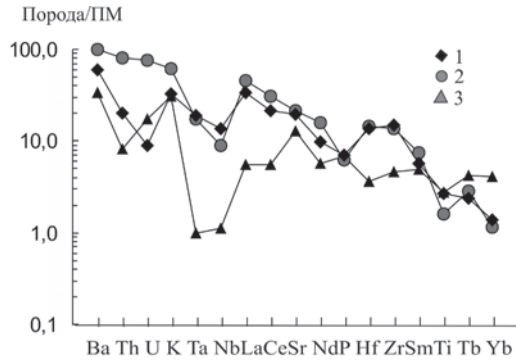


Рис. 6.8. Мультиэлементная диаграмма для гиперстенных плагиогнейсов далдынского комплекса (табл. 6.1, ан. 21) (1). Для сравнения показан состав серых гнейсов фундамента архейских щитов (Martin, 1994) и андезит-дацитовых вулканитов внутриокеанической островной дуги Тонга–Кермадек (Брайан, 1983; Turner et al., 2012) (3)

линз, прослоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров и участвуют в построении складчатых структур далдынского комплекса.

Метабазиты состоят из плагиоклаза (41–52%), моноклинного пироксена (17–35%), ромбического пироксена (1–6%), амфибола (10–35%). В метабазитах увеличивается содержание ромбического пироксена (9–69%), амфибола (10–56%), появляются оливин (0–6%), шпинель (2–5%) (Розен и др., 1988).

На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 6.5, табл. 6.2) двупироксеновые сланцы попадают в поля базальтов и пироксенобазальтов нормальной щёлочности. На диаграмме  $\text{Al}-(\text{Fe}+\text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen, 1976) (рис. 6.6) двупироксеновые сланцы располагаются в полях пород коматиит-толеитовой серии.

В толеитовых метабазальтах концентрации  $\text{MgO}$  далдынского комплекса колеблются в пределах 4.98–8.77 мас.% (табл. 6.2, ан. 1–3, 5–7, 10, 11). Среднее отношение в них  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  составляет 12.29, что меньше, чем в хондрите (20), а среднее отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 0.7, что примерно равно хондритовому (0.8). Магнезиальность ( $\text{Mg}\# = \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ ) толеитовых метабазальтов существенно ниже, чем в коматиитах: 0.38–0.57. Спектры распределения РЗЭ толеитовых метабазальтов близки к хондритовому:  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.18-1.9$

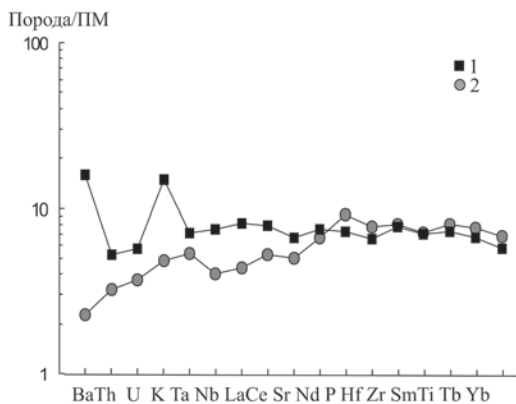


Рис. 6.9. Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазальтов далдынского комплекса (табл. 6.2., ан. 10) (1). Для сравнения показан состав N-MORB Тихого океана (Arevalo, McDougall, 2010; Говоров и др., 1996) (2). Нормировано по составу примитивной мантии

при слабом увеличении легких РЗЭ в отдельных образцах:  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4; 3.9; 3.2$  (табл. 6.2, обр. 1-4, 25, А-7) (рис. 6.7, б). На спайдер-диаграмме средний состав толеитовых метабазальтов далдынского комплекса отличается от базальтов MOR повышенными содержаниями Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, что, по мнению авторов, косвенно отражает обогащенность архейской мантии литофильными элементами (рис. 6.9).



Отношения Nb/Y и Zr/Y в толеитовых мета-базальтах далдынского комплекса свидетельствуют об их плюмовом источнике (рис. 6.10.). Метакоматииты далдынского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород (Классификация магматических..., 1997). Содержания MgO в них больше 18 мас.% (22.45–23.46 мас.%), содержания TiO<sub>2</sub> < 1 мас.% (0.42–0.53 мас.%) (табл. 6.2, ан. 4, 8). Магнезиальность

(Mg# = Mg/Mg + Fe) метакоматиитов составляет 0.8–0.79 (табл. 6.2, ан. 1, 7). Отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 14.5 и 17.5 позволяют относить их к A1-деплементированному типу коматиитов. Спектры распределения РЗЭ в метакоматиитах (рис. 6.7, в) близки к хондритовому, отличаясь слабым обогащением лёгкими РЗЭ: (La/Yb)<sub>N</sub> = 3.4 и 4.1 (табл. 6.2., ан. 4, 8). На спектрах РЗЭ метакоматиитов отмечаются слабые отрицательные Eu аномалии: Eu/ Eu\* составляют 0.9 и 0.9 (табл. 6.2, ан. 4,8).

Исследования пород мезоархейского далдынского гранулитового комплекса Анабарского щита позволили сделать следующие выводы.

Ранняя сиалическая кора мезоархей представлена исходной супракрустальной вулканогенно-осадочной толщей.

Состав магматических протолитов ранней коры мезоархей принципиально сходен в количественном и качественном отношении с рассмотренными выше эоархейскими и палеоархейскими раннекоровыми сиалическими образованиями Гренландского и Балтийского щитов соответственно.

В отношении осадочного комплекса мезоархейской коры следует отметить, что в мезоархее уже чётко намечилось многообразие фациальных условий осадконакопления. Если в эоархее Гренландского щита это терригенные образования (биотитовые и амфибол-биотито-

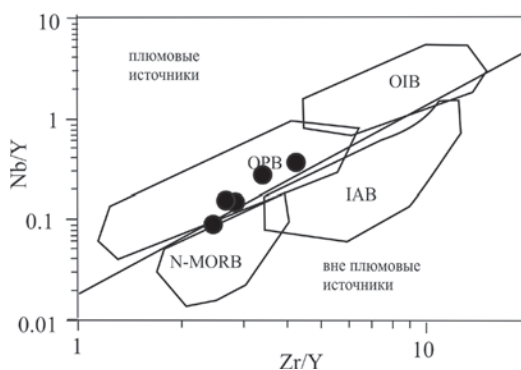


Рис. 6.10. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых метабазальтов далдынского комплекса. Точки составов пород нанесены в соответствии с данными табл. 6.2, ан.1-3, 6-7.

Поля пород: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты

**Таблица 6.2.** Химические составы двупироксеновых сланцев далдынского комплекса Анабарского щита

Компонент	A-12a	7-2	7-1	2-2	26	Д-1	A-43a	1-4	38	Среднее толеитов
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45.02	47.34	47.9	48.03	48.53	49.24	49.58	49.87	52.16	47.94
TiO <sub>2</sub>	2.49	1.56	1.2	0.56	1.21	1.19	1.63	0.43	0.3	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.95	13.95	14.85	7.82	14.71	14.46	13.49	7.44	2.53	14.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.18	—	—	—	—	—	4.94	—	—	5.06
FeO	14.49	15.38	13.08	10.2	12.45	13.45	11.68	11.09	7.22	13.42
MnO	0.31	0.26	0.22	0.17	0.23	0.24	0.25	0.2	0.16	0.25
MgO	6.64	7.78	8.77	24.43	7.78	8.06	6.31	22.73	17.98	7.56
CaO	10.19	12.18	11.95	7.56	13.03	10.08	8.85	6.87	18.95	11.05
Na <sub>2</sub> O	2.05	0.82	1.49	1.06	1.8	2.67	2.63	0.82	0.55	1.91
K <sub>2</sub> O	0.35	0.59	0.44	0.11	0.17	0.51	0.5	0.5	0.12	0.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.14	0.1	0.06	0.09	0.1	0.14	0.05	0.03	0.15
U	0.045	—	—	—	—	—	0.19	—	—	0.12
Th	0.157	—	—	—	—	—	0.73	—	—	0.44
Ba	104.2	160	60	13	90	170	77.58	60	14	110.30
Sr	184.5	185	115	53	100	120	134.1	66	36	139.77
La	9.44	7.5	4	1.8	4.5	4	4.89	4	5.0	5.72
Ce	24.49	17	9.5	3.7	11	11.3	12.86	7.7	10.6	14.36
Pr	3.63	—	—	—	—	—	2.14	—	—	2.89
Nd	17.19	11	6.2	2	7	10	9.76	3.5	5.5	10.19
Sm	4.84	3.6	2	0.57	2.3	3.2	2.72	0.95	1.58	3.11
Eu	1.59	1.2	0.7	0.19	0.7	1.3	1.87	0.33	0.4	1.23
Gd	6.75	5	2.8	0.7	3.2	4.3	4	1.3	1.21	4.34
Tb	1.06	0.8	0.47	0.1	0.55	—	0.71	0.2	0.28	0.72
Dy	8.19	5	2.9	0.66	3.2	5.5	4.74	1.2	1.4	4.92
Ho	1.62	1.2	0.67	0.15	0.75	—	1.04	0.27	0.22	1.06
Er	4.77	3.5	2	0.4	2.2	3.6	2.98	0.75	0.75	3.18
Tm	—	0.5	0.3	0.06	0.35	—	0.41	0.11	0.10	0.39
Yb	4.81	3	1.7	0.35	1.9	2.13	2.79	0.65	0.53	2.72
Lu	0.728	0.5	0.3	0.06	0.35	0.4	0.43	0.11	0.08	0.45
Zr	118.8	85	81	34	80	70	82.8	32	21	86.27
Hf	—	—	—	—	—	—	2.0	—	—	2
Ta	—	—	—	—	—	—	0.29	—	—	0.29
Nb	4.38	7	7	4.5	5	4	4.34	4.5	5	5.29
Y	47.75	25	19	4.5	1.7	26	29.03	4.5	4.5	24.75
Ni	—	78	120	1140	80	60	—	660	800	84.5
Cr	—	150	410	2320	225	90	—	3240	4040	218.75

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$Al_2O_3/TiO_2$	5.21	8.94	12.38	14.15	12.21	12.13	8.26	17.50	8.40	9.86
$Mg/Mg+Fe$	0.38	0.47	0.54	0.80	0.53	0.52	0.49	0.79	0.82	0.49
$(La/Yb)_N$	1.32	1.7	1.6	3.4	1.6	1.9	1.18	4.1	6.3	1.55
$Eu/Eu^*$	1.47	0.9	0.9	0.9	0.8	1.1	1.73	0.9	0.8	1.15

Примечание. Окислы – мас.%, элементы примеси – г/т, «–» – содержание элемента не определялось. 4, 8 – метакоматиты, 9 – коматитовый базальт, остальные анализы – толеитовые metabазальты, 10 – средний состав толеитовых metabазальтов. Анализы 1, 7 – авторские, остальные по (Спиридонов и др., 1993).

вые плагиогнейсы), которым сопутствуют хемогенные осадки (железистые кварциты), то в мезоархее Анабарского щита к ним добавляется карбонатообразование (кальцифиры) и формирование коры выветривания, ведущее, в конечном итоге, к появлению высокоглинозёмистых осадков (силлиманитовые гнейсы).

## ГЛАВА 7

### НЕОАРХЕЙ (2800–2500 млн лет). КИТАЙСКИЙ КРАТОН

**Р**анняя сиалическая кора неoarхея обычно слагает краевые части кратонов, что подтверждается данными изотопного датирования (см. Приложение): например, Гарганский блок южной окраины Сибирского кратона –  $2727 \pm 6$  млн лет (Анисимова и др., 2009), Байдарикский и Тарбагатайский блоки северной окраины Китайского кратона – 2800 млн лет и  $2542 \pm 1$  млн лет соответственно (Козаков и др., 2007; Kröner et al., 2015) (рис. 7.1).

В настоящей работе рассматриваются нижнекоровые сиалические образования неoarхея Байдарикского блока Китайского кратона.

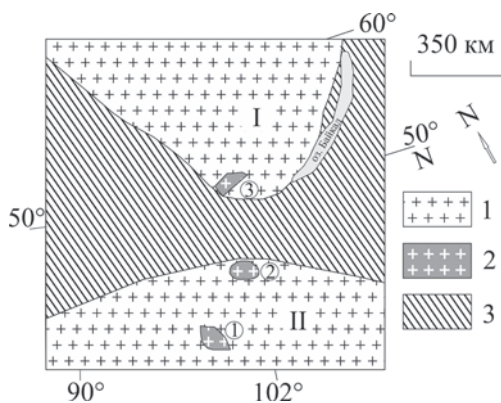


Рис. 7.1. Схема распространения блоков неoarхейской сиалической коры в Китайском и Сибирском кратонах.

1 – архейские кратоны; 2 – блоки неoarхейской ранней сиалической коры; 3 – палеопротерозойская ранняя сиалическая кора.

I – Сибирский кратон; II – Китайский кратон. Арабские цифры в кружках – блоки неoarхея: 1 – Байдарикский, 2 – Тарбагатайский, 3 – Гарганский. Положение блоков неoarхея показано по: Козаков и др. 2011; Kröner et al., 2015

#### 7.1. Байдарикский блок

Неoarхейские образования наиболее широко распространены в западной части Байдарикского блока (рис. 7.2) (Козаков и др., 2007). Здесь они частично перекрыты рифейскими платформенными осадками, а также протоплатформенным палеопротерозойским комплексом и прорваны палеопротерозойскими, палеозойско-мезозойскими и мезозойскими гранитоидами. Неoarхейская ранняя сиалическая кора представлена супракрустальным байдаргинским комплек-

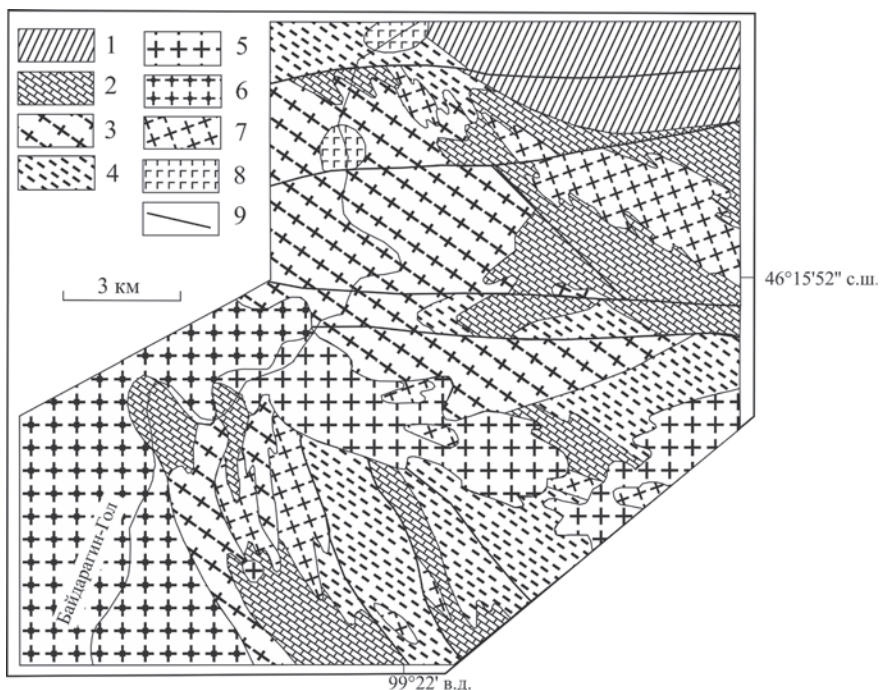


Рис. 7.2. Схема геологического строения западной части Байдарикского блока (по: Козаков и др., 2007, с изменениями).

1 – рифейские платформенные образования (филлиты, кварциты и гравелиты); 2 – палеопротерозойский протоплатформенный чехол, Бумбугерский комплекс – мраморы, кварциты, кристаллические сланцы, плагиогнейсы; 3 – неoarхейский байдарагинский комплекс фундамента: диафторированные эндрбиты с прослоями амфиболитов и двупироксен-амфиболовых сланцев основного и ультраосновного состава; 4 – нерасчлененные нижнедокембрийские породы; 5 – мезозойские гранитоиды; 6 – палеозойско-мезозойские гранитоиды; 7 – палеопротерозойские гранитоиды; 8 – габбро; 9 – разломы

сом, состоящим из диафторированных в амфиболовой фации толщи эндрбитов, содержащим отдельные прослои и линзы двупироксен-амфиболовых сланцев и амфиболитов.

Возраст магматических протолитов байдарагинского комплекса, определенный методом SHRIMP II, составляет около 2.8 млрд лет. Позднее они претерпели несколько этапов метаморфизма: ранний гранулитовый метаморфизм –  $2646 \pm 45$  млн лет назад, метаморфизм амфиболовой фации –  $1854 \pm 5$  млн лет назад (Козаков и др., 2007).

Nd-модельный возраст ортоплагиогнейсов байдарагинского комплекса составляет 3.1–3.3 млрд лет (Козаков и др., 1997).

В соответствии с плюмовой моделью формирования ранней сиалической коры, принятой в настоящей работе, это означает, что исходные расплавы этих ортоплагиогнейсов образовались при плавлении первичной палео-мезоархейской базитовой коры. Отсюда проистекает геотектонический вывод о принадлежности Байдарикского блока к северной окраине Китайского кратона, так как между Байдарикским блоком и Сибирским кратоном располагается область палеопротерозойской ранней сиалической коры, являющейся фундаментом Центрально-Монгольского складчатого пояса (рис. 1, 2 Приложения).

### **7.1.1. Литолого-петрографический состав байдарагинского комплекса и геохимические особенности пород**

Основная роль в составе байдарагинского комплекса принадлежит диафторированным в амфиболитовой фации гиперстеновым плагиогнейсам – эндербитам, толща которых содержит прослойки и линзы двупироксен-амфиболовых сланцев и амфиболитов основного и ультраосновного составов. В результате диафтореза большая часть гиперстена в эндербитах была замещена биотитом, что дало основание некоторым авторам называть эти породы при полевых исследованиях «биотитовыми плагиогнейсами» (Козаков и др., 2007 и др.).

В гранулитовых породах основного и ультраосновного составов диафторез амфиболитовой фации привел к замещению моноклинного пироксена более низкотемпературным амфиболом, который не развивался по гиперстену как минералу, не содержащему Ca, что способствовало сохранению реликтового гранулитового гиперстена. При этом допускается, что при диафторезе общий валовый состав исходных пород не меняется, за исключением зон повышенной фильтрации метаморфизирующих растворов.

#### ***7.1.1.1. Плагиогнейсы среднего и кислого состава***

Для определения исходной природы протолитов плагиогнейсов среднего и кислого составов (табл. 7.1) использованы диагностические диаграммы  $Si' - Al/Fe$  (Dennen, Moor, 1971) и  $Al/Fe - Al + Fe/Ca$  (авторская диаграмма) (рис. 7.3, 7.4). Имеющиеся составы пород (табл. 7.1) на этих диаграммах определены как исходно магматические, за исключением одной пробы (ан.1, табл. 7.1), имеющей исходно оса-

**Таблица 7.1.** Химические составы плагиогнейсов среднего и кислого состава байдагагинского комплекса

Компо- нент	1924-4	М09-21	М09-27	М09-8	3070	М09-17	М09-25	М09-35
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	57.47	60.17	60.18	64.29	64.59	66.22	66.47	66.67
TiO <sub>2</sub>	1.72	0.62	0.46	0.46	0.74	0.68	0.58	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.35	17.24	19.24	16.43	16.81	16.20	15.84	15.27
FeO <sub>общ</sub>	12.45	5.47	4.68	4.58	4.68	3.42	4.43	4.43
MnO	0.28	0.09	0.09	0.07	0.07	0.05	0.08	0.07
MgO	3.18	3.15	1.99	2.53	1.78	1.93	1.70	1.90
CaO	4.96	5.57	4.37	4.44	4.09	3.48	4.14	4.50
Na <sub>2</sub> O	3.70	4.70	5.72	4.54	4.36	4.21	4.80	4.36
K <sub>2</sub> O	1.01	1.70	1.62	1.49	1.60	2.11	1.18	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.15	0.32	0.10	0.37	0.11	0.21	0.19
п.п.п	1.42	0.93	0.89	0.90	0.73	1.33	0.45	0.76
Сумма	100.75	99.79	99.57	99.82	99.82	99.74	99.89	99.75
La	34.30	26.82	–	–	41.80	–	35.23	–
Ce	67.00	62.77	–	–	61.80	–	72.64	–
Pr	7.86	7.43	–	–	6.34	–	7.43	–
Nd	27.60	31.63	–	–	18.70	–	28.68	–
Sm	5.62	6.77	–	–	2.36	–	4.44	–
Eu	1.56	0.98	–	–	1.27	–	1.10	–
Gd	6.36	6.11	–	–	2.25	–	3.57	–
Tb	0.86	0.90	–	–	0.22	–	0.48	–
Dy	5.48	4.97	–	–	1.12	–	2.53	–
Ho	1.19	0.89	–	–	0.20	–	0.45	–
Er	3.31	2.35	–	–	0.57	–	1.19	–
Tm	0.56	0.31	–	–	0.08	–	0.16	–
Yb	3.29	1.90	–	–	0.50	–	1.01	–
Lu	0.47	0.27	–	–	0.10	–	0.14	–
Th	–	2.25	–	–	–	–	5.81	–
Nb	–	13.20	–	–	–	–	8.10	–
Zr	–	181.00	–	–	–	–	203.00	–
Y	–	20.10	–	–	–	–	10.30	–
Cr	–	260.00	170.00	290.00	–	48.00	240.00	62.00
Ni	–	80.00	43.00	66.00	–	55.00	41.00	16.00
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.48	9.79	–	–	58.01	–	24.20	–
Eu/Eu*	0.80	0.47	–	–	1.68	–	0.84	–

Компо- нент	1924	M09–16	M09–1	1924–1	5046–1	M09–12	M09–38	Среднее
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	66.70	67.03	67.43	67.94	68.50	69.45	69.69	66.10
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.48	0.51	0.70	0.55	0.41	0.43	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	15.34	15.27	15.88	15.61	15.97	14.99	16.15
FeO <sub>общ</sub>	4.58	3.24	2.99	4.26	3.91	2.45	3.19	4.02
MnO	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06
MgO	1.73	1.49	2.14	1.45	1.07	1.22	1.19	1.81
CaO	3.62	3.78	3.79	3.90	3.30	3.48	3.83	4.02
Na <sub>2</sub> O	3.80	4.52	4.80	4.36	4.75	4.91	4.37	4.59
K <sub>2</sub> O	1.58	1.81	1.53	1.27	1.25	1.14	1.59	1.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.18	0.11	0.22	0.19	0.11	0.16	0.19
п.п.п	1.16	1.55	0.98	0.32	0.70	0.75	0.33	0.84
Сумма	100.28	99.47	99.60	100.37	99.88	99.92	99.81	99.84
La	–	11.89	–	50.01	42.58	40.08	–	35.34
Ce	–	18.61	–	85.67	71.93	64.61	–	63.13
Pr	–	1.83	–	9.57	7.75	5.86	–	6.76
Nd	–	6.73	–	28.29	27.11	19.41	–	23.52
Sm	–	1.00	–	3.97	4.27	2.25	–	3.84
Eu	–	0.69	–	1.06	0.72	1.25	–	1.08
Gd	–	0.89	–	1.99	2.87	1.43	–	3.18
Tb	–	0.12	–	0.28	0.30	0.15	–	0.41
Dy	–	0.78	–	1.56	1.56	0.79	–	2.35
Ho	–	0.15	–	0.27	0.28	0.14	–	0.45
Er	–	0.44	–	0.83	0.77	0.38	–	1.23
Tm	–	0.06	–	0.10	0.10	0.04	–	0.18
Yb	–	0.44	–	0.75	0.62	0.33	–	1.11
Lu	–	0.08	–	0.13	0.07	0.05	–	0.16
Th	–	0.76	–	–	–	1.35	–	2.54
Nb	–	2.70	–	–	–	4.80	–	7.20
Zr	–	172.00	–	–	–	135.00	–	172.75
Y	–	3.50	–	–	–	3.30	–	9.30
Cr	–	38.00	22.00	–	–	370.00	280.00	178.00
Ni	–	33.00	12.00	–	–	73.00	48.00	46.70
(La/Yb) <sub>N</sub>	–	18.75	–	46.27	47.65	84.27	–	41.28
Eu/Eu*	–	2.24	–	1.15	0.63	2.13	–	1.31

Примечание. Окислы – мас.%, элементы примеси – г/т, «–» – содержание элемента не определялось. 1 – плагиогнейс исходного осадочного состава, 2–3 – плагиогнейсы андезитового состава, 4–15 – плагиогнейсы дацитового состава, 16 – средний состав ортоплагиогнейсов. Анализы пород 1, 5, 9, 12, 13 по (Козаков и др., 2007), остальные по (Беляев и др., 2012).



дочное происхождение. Наличие исходно осадочных пород в составе байдарагинского комплекса свидетельствует о его супракрустальной вулканогенно-осадочной, а не интрузивной природе.

Для дальнейших петрохимических исследований использованы пробы, определенные на этих диаграммах как магматические.

На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  плагиогнейсы исходно магматического происхождения располагаются в поле дацитов, в единичных случаях – андезитов нормальной щелочности (рис. 7.5). На диаграмме  $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen, 1976) (рис. 7.6) орто-плагиогнейсы соответствуют дацитам и андезитам известково-щелочной серии. Спектры распределения РЗЭ орто-плагиогнейсов обладают сходной топологией (рис. 7.7),

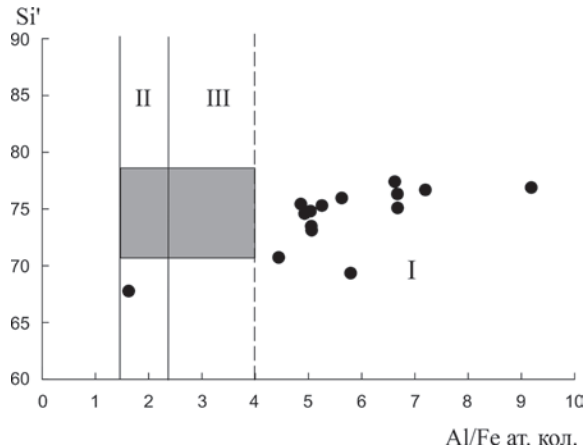


Рис. 7.3. Диаграмма Si'-Al/Fe (Dennen, Moor, 1971).  $\text{Si}' = \text{Si} / (\text{Si} + \text{Fe} + \text{Al}) \times 100$  ат. кол. для метаморфических пород среднего и кислого состава байдарагинского комплекса.

I – поле магматических пород, II – поле осадочных пород, III – поле неопределённости, затемнённый квадрат – поле граувак

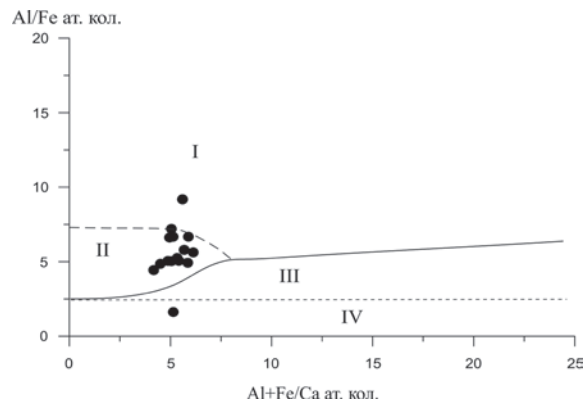


Рис. 7.4. Диаграмма Al/Fe – Al+Fe/Ca ат. кол. для метаморфических пород байдарагинского комплекса.

I – поле дацитов, II – поле андезитов и дацитов, III – поле глинистых сланцев и граувак, IV – поле глинистых сланцев

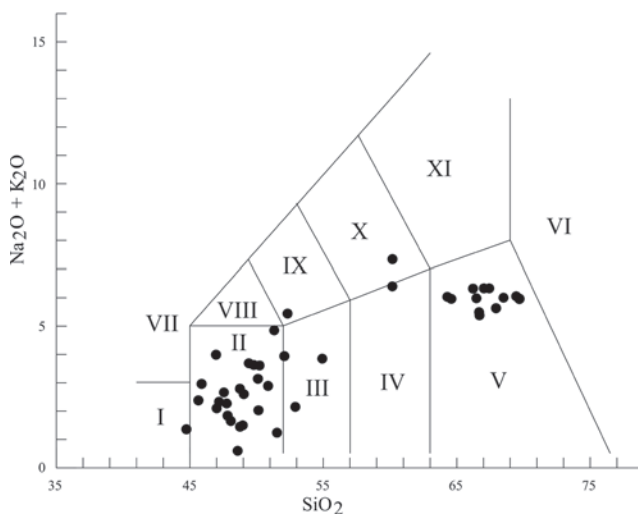


Рис. 7.5. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  для составов метаматматических пород байдагагинского комплекса (таблицы 7.1, 7.2)

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты

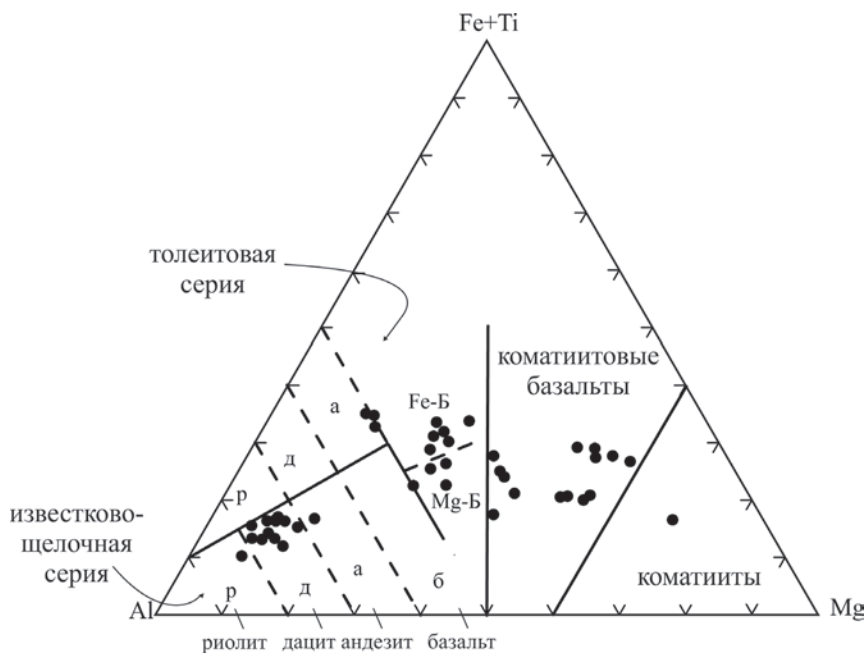


Рис.7.6. Диаграмма  $\text{Al}-(\text{Fe}+\text{Ti})-\text{Mg}$  (Jensen, 1976) для метаматматических пород байдагагинского комплекса (таблицы 7.1, 7.2). Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистые и магниальные базальты

показывая обогащение легкими РЗЭ.  $(La/Yb)_N$  варьирует в пределах 10–87 (табл. 7.1).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 7.8) ортоплаггиогнейсы байдагагинского комплекса обнаруживают сходство с составом серых гнейсов фундамента архейских щитов (Martin, 1994), за исключением Th, обеднение которым объясняется гранулитовым метаморфизмом.

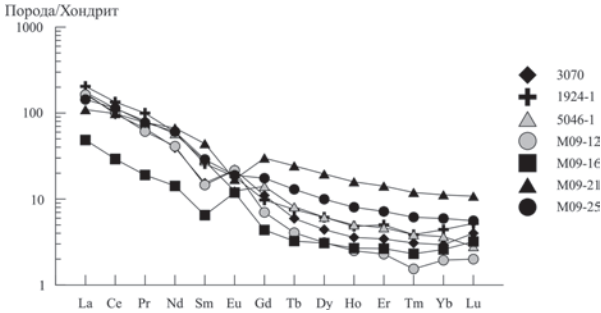


Рис. 7.7. Спектры распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту C-1 (Evensen, 1978), в метаандезитах и метадацитах байдагагинского комплекса (табл. 7.1)

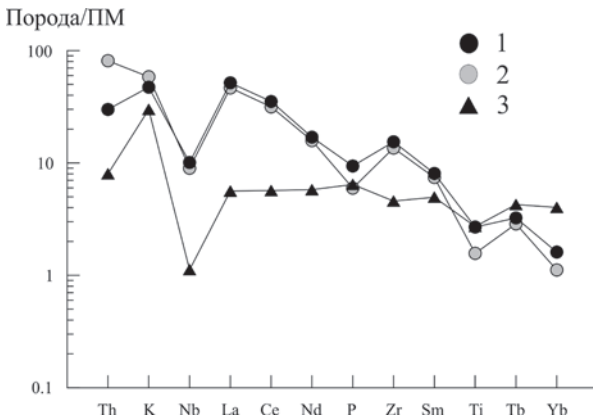


Рис. 7.8. Мультиэлементная диаграмма для ортоплаггиогнейсов байдагагинского комплекса (1). Для сравнения показан состав серых гнейсов фундамента архейских щитов (Martin, 1994) (2) и вулканитов андезит-дацитового состава внутриокеанической дуги Тонга-Кермадек (Брайан, 1989; Turner et al., 2012) (3)

В сравнении с вулканитами андезит-дацитового состава внутри-океанической дуги Тонга–Кермадек ортоплагиогнейсы байдарагинского комплекса обогащены Th, K, Nb, La, Ce, Nd, P, Zr, Sm и обеднены Yb.

### *7.1.1.2. Двупироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты*

Двупироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты основного и ультраосновного составов присутствуют в виде будин, линз, прослоев мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких метров среди плагиогнейсов байдарагинского комплекса (Беляев и др., 2012). Возраст протолитов этих пород (2.8 млрд лет) аналогичен возрасту исходных вулканитов плагиогнейсов байдарагинского комплекса (Козаков и др., 2007). На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 7.5, табл. 7.2) эти породы располагаются в полях базальтов и пикробазальтов нормальной щелочности. На диаграмме  $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen, 1976) двупироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты располагаются в полях пород коматиит-толеитовой серии. В метавулканитах коматиит-толеитовой серии байдарагинского комплекса выделяются толеитовые metabазальты, метаандезибазальты, коматиитовые metabазальты и метакоматииты (рис. 7.6).

В толеитовых базальтах байдарагинского комплекса концентрации MgO варьируют в пределах 6.77 – 9.41 мас.%, а  $\text{TiO}_2$  – 0.46–1.51 мас.% (табл. 7.2). Спектры распределения РЗЭ носят хондритовое распределение при увеличении общего содержания РЗЭ в 25 норм (рис. 7.9, а). В метаандезибазальтах наблюдается обогащение ЛРЗЭ (рис. 7.9, а), в которых отношение  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  составляет 2.15–5.81 (табл. 7.2, ан. 24–26). Это обогащение ЛРЗЭ обусловлено дифференциацией толеитовых базальтов в промежуточных камерах их расплавов.

На мультиэлементной диаграмме средний состав толеитовых metabазальтов байдарагинского комплекса отличаются от базальтов MOR повышенными содержаниями Th, K, Nb, La, Ce, Nd и пониженным P (рис. 7.10).

Эта геохимическая особенность толеитовых metabазальтов неоархейского байдарагинского комплекса является общей для нижней коры и более древних подразделений архея, описанных в предыдущих главах, и не является случайной, а подтверждает тезис об изначальной обогащенности литофильными элементами архейской мантии, в том числе и U-Th группы.

**Таблица 7.2** Химические составы двупироксен-амфиболовых сланцев  
и амфиболитов байдарагинского комплекса

Компо- нент	M06-4	M09-4	M06-2/1	M09-15	M06-26	M06-34	M06-35	M06-22	M06-29
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	44.74	45.64	45.88	46.96	47.01	47.19	47.55	47.76	47.83
TiO <sub>2</sub>	1.34	1.13	0.64	1.32	1.51	0.34	0.38	0.84	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.26	12.12	13.15	14.01	13.91	9.51	10.64	7.70	9.01
FeO <sub>общ</sub>	15.76	15.13	12.50	13.49	14.78	11.35	10.95	13.81	10.79
MnO	0.25	0.41	0.26	0.24	0.22	0.20	0.19	0.28	0.19
MgO	8.21	8.16	11.56	7.94	6.91	17.29	15.87	13.73	16.99
CaO	12.75	13.31	11.45	9.97	11.14	10.15	10.21	12.29	11.17
Na <sub>2</sub> O	1.25	1.44	1.53	1.58	1.62	1.36	1.46	1.22	1.20
K <sub>2</sub> O	0.11	0.94	1.43	2.41	0.48	0.97	1.20	1.05	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.09	0.10	0.09	0.12	0.02	0.03	0.15	0.04
п.п.п	0.15	1.33	1.13	1.66	2.25	1.30	1.40	0.91	1.61
Сумма	99.93	99.70	99.64	99.66	99.94	99.67	99.86	99.73	99.80
La	6.27	6.58	19.76	13.17	5.43	1.45	2.41	26.39	1.23
Ce	15.96	14.47	43.32	34.80	15.02	3.20	6.41	71.49	3.03
Pr	2.29	1.88	4.83	4.24	2.09	0.43	0.74	8.93	0.44
Nd	12.58	8.43	19.06	20.28	11.15	2.33	3.60	36.09	2.14
Sm	3.98	2.40	4.02	5.13	3.46	0.76	1.01	6.43	0.75
Eu	1.24	0.79	0.94	1.38	1.19	0.30	0.37	1.49	0.28
Gd	5.01	2.93	4.19	4.94	4.85	1.05	1.40	6.59	1.04
Tb	0.89	0.54	0.75	0.84	0.88	0.20	0.26	0.91	0.19
Dy	5.96	3.76	4.91	5.27	6.16	1.36	1.71	5.53	1.40
Ho	1.24	0.86	1.20	1.12	1.33	0.31	0.39	1.05	0.32
Er	3.76	2.50	3.29	3.34	4.26	0.98	1.15	3.35	1.02
Tm	0.51	0.35	0.50	0.50	0.59	0.14	0.19	0.44	0.16
Yb	3.48	2.12	3.00	3.02	3.97	1.00	1.17	3.01	1.02
Lu	0.53	0.36	0.44	0.45	0.60	0.15	0.18	0.44	0.15
Th	0.43	1.95	2.01	2.18	0.45	1.02	1.28	1.44	0.14
Nb	4.50	3.90	7.40	7.10	4.00	0.90	1.30	11.40	6.60
Zr	68.00	65.00	75.00	60.00	74.00	25.00	29.00	64.00	17.00
Y	26.50	28.00	30.10	35.00	29.10	6.90	8.70	24.50	8.00
Cr	228.00	220.00	500.00	150.00	171.00	2092.00	1600.00	1192.00	1673.00
Ni	121.00	59.00	131.00	74.00	83.00	417.00	340.00	343.00	466.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	11.39	10.73	20.55	10.61	9.21	27.97	28.00	9.17	28.60
Mg/Mg+Fe	0.48	0.49	0.62	0.68	0.45	0.73	0.72	0.64	0.74
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.29	2.23	4.72	3.13	0.98	1.04	1.48	6.29	0.86
Eu/Eu*	0.85	0.91	0.7	0.97	0.89	1.03	0.95	0.7	0.97

Продолжение табл. 7.2

Компо- нент	M06-1	M06-18	M09-22	M09-34	M06-2	M09-24	M09-11	M06-9	M06-10
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	48.07	48.58	48.75	48.76	48.96	49.04	49.42	49.79	50.10
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.24	1.15	0.34	0.70	0.64	0.92	0.78	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.80	5.74	14.30	14.01	6.08	7.29	14.48	14.17	9.96
FeO <sub>общ</sub>	13.82	9.57	13.75	8.27	13.21	13.60	12.50	11.55	9.71
MnO	0.24	0.12	0.22	0.18	0.24	0.31	0.21	0.18	0.18
MgO	14.51	23.13	7.03	11.63	15.45	15.29	7.01	7.99	13.97
CaO	12.53	8.35	10.92	14.67	12.26	10.77	10.79	10.63	10.54
Na <sub>2</sub> O	0.89	0.36	2.30	1.16	0.77	1.25	2.71	2.77	2.03
K <sub>2</sub> O	0.76	0.24	0.49	0.29	0.73	1.35	0.98	0.86	1.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	0.11	0.05	0.06	0.03	0.09	0.05	0.02
п.п.п	1.23	3.45	0.81	0.59	1.19	0.51	0.78	0.93	1.73
Сумма	99.65	99.80	99.84	99.95	99.64	100.08	99.89	99.70	99.74
La	12.57	4.12	3.91	2.50	19.22	19.56	5.75	10.53	12.42
Ce	25.25	6.94	9.15	6.95	47.41	69.04	13.18	21.18	29.37
Pr	2.76	0.70	1.42	0.83	5.35	8.50	1.85	2.44	3.22
Nd	9.69	2.79	7.06	4.19	20.60	39.29	9.33	10.18	10.78
Sm	2.60	0.75	2.23	1.14	3.80	8.15	2.71	2.35	2.11
Eu	0.79	0.29	0.85	0.37	0.92	1.14	0.90	0.71	0.70
Gd	2.82	0.99	2.84	1.22	3.99	6.64	3.31	2.86	2.22
Tb	0.36	0.15	0.47	0.25	0.56	0.91	0.58	0.48	0.37
Dy	2.65	1.11	3.99	1.56	3.31	5.17	3.81	3.25	2.26
Ho	0.55	0.26	0.87	0.34	0.66	1.07	0.83	0.68	0.53
Er	1.43	0.74	2.76	1.00	2.07	2.90	2.45	2.06	1.46
Tm	0.22	0.12	0.37	0.16	0.27	0.46	0.35	0.29	0.25
Yb	1.47	0.74	2.40	1.04	1.68	2.99	2.32	1.98	1.62
Lu	0.20	0.12	0.37	0.16	0.25	0.41	0.37	0.31	0.22
Th	1.28	1.35	0.68	0.81	1.36	1.25	0.45	1.99	1.17
Nb	5.00	0.70	3.10	0.90	4.00	9.70	3.30	3.10	5.60
Zr	51.00	17.00	58.00	18.00	52.00	67.00	54.00	78.00	35.00
Y	13.80	6.00	29.30	9.10	14.10	28.80	18.80	14.80	13.70
Cr	1640.00	1401.00	400.00	330.00	1419.00	2800.00	490.00	387.00	1327.00
Ni	682.00	637.00	150.00	110.00	539.00	470.00	140.00	99.00	273.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	9.07	23.92	12.43	41.21	8.69	11.39	15.74	18.17	25.54
Mg/Mg+Fe	0.65	0.81	0.48	0.71	0.51	0.67	0.5	0.55	0.72
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.13	3.99	1.17	1.72	8.21	4.69	1.78	3.81	5.50
Eu/Eu*	0.89	1.03	1.03	0.96	0.72	0.47	0.92	0.84	0.99

Окончание табл. 7.2

Компо- нент	M06-19	M06-11	M09-32	2316	M09-14	M09-9	M09-16	M06-15	2316-1	Ср.
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	50.14	50.22	50.86	51.32	51.53	52.08	52.32	52.90	54.92	49.65
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.49	0.48	2.38	0.38	0.95	0.98	1.24	0.44	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.24	11.71	11.85	15.69	4.72	14.24	15.43	15.08	12.67	14.28
FeO <sub>общ</sub>	12.09	10.78	9.60	13.35	11.51	10.31	8.95	12.70	8.61	12.57
MnO	0.27	0.22	0.20	0.17	0.24	0.21	0.13	0.25	0.16	0.22
MgO	9.41	10.64	11.59	3.90	14.50	7.08	6.77	3.96	7.27	6.85
CaO	13.49	10.64	11.29	7.13	13.89	10.07	8.00	11.29	9.92	10.49
Na <sub>2</sub> O	1.70	2.48	2.10	3.84	0.54	3.02	3.71	1.90	2.60	2.40
K <sub>2</sub> O	0.33	1.13	0.79	1.01	0.70	0.92	1.73	0.25	1.25	0.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.04	0.91	0.07	0.10	0.10	0.11	0.04	0.16
п.п.п	0.75	1.36	1.05	1.16	1.78	0.84	1.74	0.36	1.83	1.15
Сумма	99.89	99.71	99.85	100.86	99.87	99.81	99.85	100.04	99.71	99.91
La	3.75	23.70	13.95	–	21.32	11.82	18.30	8.93	–	9.07
Ce	9.50	57.23	36.92	–	53.61	27.60	43.42	19.04	–	21.38
Pr	1.36	7.56	3.72	–	5.34	2.93	4.39	2.32	–	2.59
Nd	6.64	29.69	16.40	–	21.90	13.68	19.11	10.82	–	12.26
Sm	2.02	6.17	3.30	–	4.42	3.24	4.13	3.10	–	3.27
Eu	0.52	1.24	0.69	–	1.10	0.91	1.14	1.03	–	1.01
Gd	2.56	5.24	3.14	–	3.63	3.19	4.05	4.16	–	3.81
Tb	0.45	0.73	0.46	–	0.49	0.58	0.66	0.74	–	0.67
Dy	3.02	4.38	2.66	–	2.60	3.43	3.93	5.02	–	4.46
Ho	0.62	0.93	0.56	–	0.46	0.79	0.83	1.06	–	0.96
Er	1.86	2.44	1.65	–	1.24	2.24	2.38	3.21	–	2.90
Tm	0.26	0.46	0.24	–	0.17	0.35	0.36	0.45	–	0.41
Yb	1.69	2.72	1.58	–	1.11	2.29	2.26	2.98	–	2.68
Lu	0.25	0.36	0.23	–	0.16	0.33	0.31	0.48	–	0.41
Th	0.54	2.00	0.89	–	0.62	1.02	0.62	2.57	–	1.23
Nb	2.40	9.40	3.00	–	4.00	4.50	6.00	4.60	–	4.41
Zr	45.00	53.00	39.00	–	32.00	72.00	64.00	105.00	–	69.80
Y	13.60	24.90	15.70	–	11.90	20.90	22.40	23.00	–	24.78
Cr	783.00	898.00	1500.00	–	1300.00	530.00	300.00	132.00	–	300.80
Ni	199.00	158.00	320.00	–	480.00	130.00	99.00	53.00	–	100.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	24.43	23.90	24.69	6.59	12.42	14.99	15.74	12.16	28.80	12.12
Mg/Mg+Fe	0.58	0.64	0.68	0.34	0.69	0.55	0.57	0.36	0.6	0.6
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.59	6.25	6.33	–	13.78	3.70	5.81	2.15	–	3.95
Eu/Eu*	0.7	0.67	0.66	–	0.84	0.87	0.85	0.88	–	0.85

Примечание. Окислы – мас.%, элементы примеси – г/т, «–» – содержание элемента не определялось. Анализ 11 – метакоматит, 3, 6, 7, 8, 9, 10, 13, 14, 15, 18, 20, 21, 23 – коматитовые метабальты, остальные анализы – толеитовые метабазальты, 28 – средний состав толеитовых метабазальтов. Анализы 22, 27 по (Козаков и др., 2007), остальные по (Беляев и др., 2012).

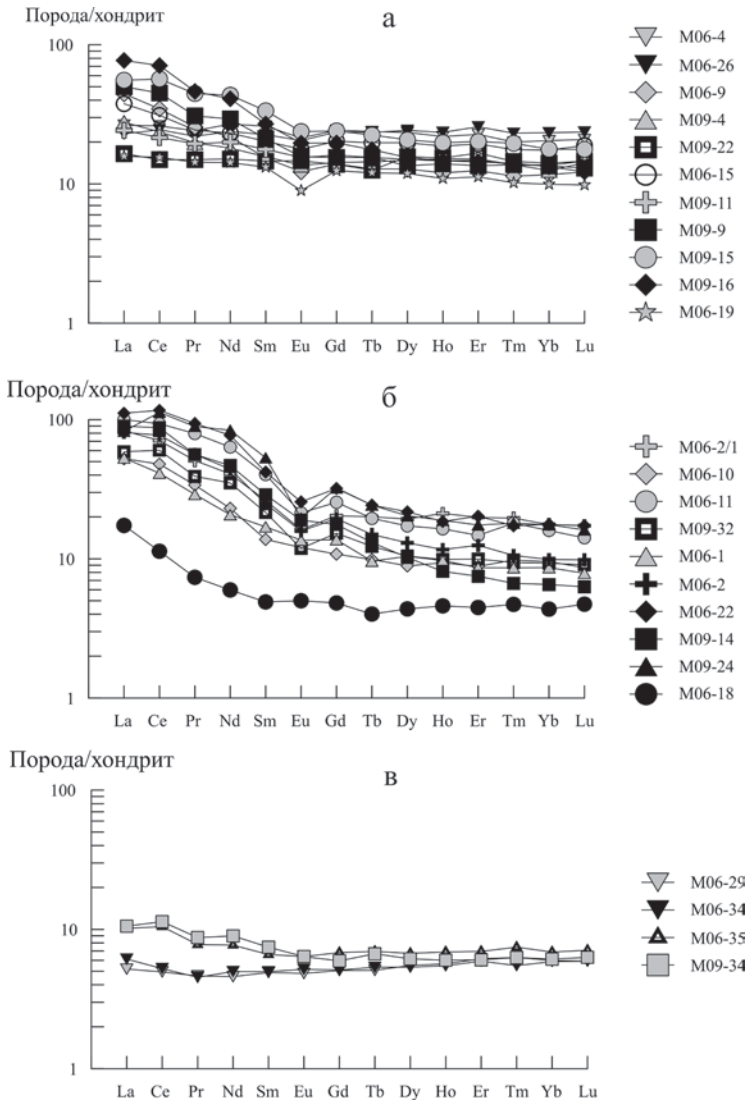


Рис. 7.9. Спектры распределения РЗЭ, нормированных к хондриту C-1 (Evensen et.al, 1978), в метавулканитах коматиит-толеитовой серии бай-дарагинского комплекса.

а – толеитовые metabазальты и метаандезит-базальты; б – коматиитовые metabазальты первой группы и коматиит (M06-18); в – коматиитовые metabазальты второй группы



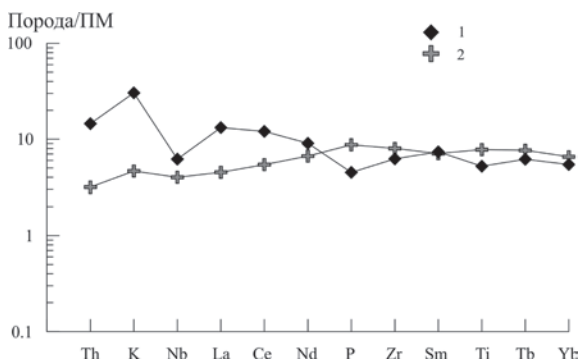


Рис. 7.10. Мультиэлементная диаграмма для толеитовых метабазальтов байдарагинского комплекса (1). Для сравнения показан состав N-MOR базальтов Тихого океана (Arevalo, McDonought, 2010, Говоров и др., 1996) (2)

Этой особенностью архейской мантии обусловлено формирование в ней очагов расплавов, продуцировавших плюмы, что подтверждается дискриминационной диаграммой Nb/Y – Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых метабазальтов нижней коры архея (см. предыдущие главы), в том числе и для неоархейской, завершающей формирование архейских кратонов (рис. 7.11).

В имеющихся анализах двупироксен-амфиболовых сланцев и амфиболитов, входящих в состав супракрустального байдарагинского комплекса в качестве вулканитов исходной коматиит-толеитовой серии, широко представлены коматиитовые метабазальты и в единичных случаях метакоматииты (табл. 7.2).

В коматиитовых метабазальтах содержания MgO составляют 17.29–10.64 мас.%, TiO<sub>2</sub> – 0.34–0.84 мас.% (табл.7.2). Магнезиальность их варьирует в пределах 0.62–0.74, отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> меняются от 20.55 до 41.21 (табл. 7.2).

По спектрам распределения РЗЭ среди коматиитовых метабазальтов байдарагинского комплекса выделяются две группы. Для коматиитовых метабазальтов первой группы характерна значительная дифференциация РЗЭ: (La/Yb)<sub>N</sub> отношения варьируют в пределах 4.69–13.78, Mg/Mg + Fe = 0.51–0.72, они обладают отрицательной Eu аномалией: отношение Eu/Eu\* составляет 0.47–0.99. Источником коматиитовых метабазальтов первой группы служила обогащенная мантия, представителем которой является коматиит обр. M06-18 (табл. 7.2). Этот метакоматиит отвечает требованиям международной классифи-

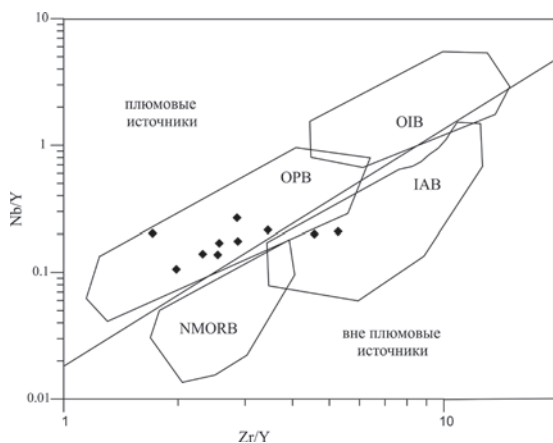


Рис. 7.11. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых метабазальтов байдарагинского комплекса. Точки составов пород нанесены в соответствии с данными табл. 7.2.

Поля пород: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты

Это позволяет сделать заключение о том, что исходные коматиитовые базальты первой группы были сформированы при дифференциации коматиитов, аналогичных образцу M06-18 в промежуточных магматических камерах.

Коматиитовые метабазальты второй группы отличаются распределением РЗЭ, близким к хондритовому, при увеличении их содержания до 5–10 хондритовых норм. Хондритовый спектр распределения РЗЭ коматиитовых метабазальтов второй группы позволяет связывать их происхождение с примитивным мантийным источником.

Приведенные выше материалы по составу пород неoarхейского байдарагинского комплекса и их геохимическим особенностям свидетельствуют о его принципиальном сходстве с раннекорвыми образованиями более древних эратем архея, рассмотренных в предыдущих главах. Это свидетельствует о единстве генетической модели формирования ранней сиалической коры архейских кратонов в целом. Неoarхейское раннее корообразование окраин архейских кратонов последовательно продолжалось в палеопротерозое за счет первичной базитовой коры протоокеана.

кации магматических пород (Классификация магматических..., 1997). Содержание MgO в нем составляет 23.13, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5.74, TiO<sub>2</sub> – 0.24 мас. %.

Отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>, равное 23.92, свидетельствует о его принадлежности к обогащенному по Al типу, Mg/Mg + Fe = 0.81, (La/Yb)<sub>N</sub> = 3.99.

Топология спектра распределения РЗЭ коматиита сходна со спектрами распределения РЗЭ коматиитовых метабазальтов первой группы (рис. 7.9, б).

Так, на Китайском кратоне первые этапы неоархейского корообразования, начавшиеся 2.8 млрд лет назад (Байдарикинский блок), завершились уже севернее этого блока (в современных географических координатах) 2542 млн лет назад (Тарбагатайский блок, рис. 7.1). Затем корообразование продолжилось в палеопротерозое, когда был сформирован фундамент Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделившего Китайский и Сибирский кратоны. Породы этого палеопротерозойского фундамента будут рассмотрены в следующей главе.

## ГЛАВА 8

# ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ (2500–1600 млн лет). ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

**В**настоящее время строение и история формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса почти всеми исследователями рассматриваются на основе гипотезы плитовой тектоники (Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Dobretzov et al., 1995; Коваленко и др., 1996; Ярмолюк и др., 1999; Коваленко и др., 1999; Khain et al., 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Козаков и др., 2003; Козаков и др., 2005; Рыцк и др., 2011 и многие другие).

В составе Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются мозаичные и линейные области. В мозаичные области А.А. Моссаковский с соавторами (Моссаковский и др., 1993) объединяют рифейские, салаирские, каледонские и, частично, варисцийские складчатые сооружения, которые вмещают докембрийские континентальные блоки разных размеров: Кокчетавский, Улугаусский, Илийский, Северо-Тяньшаньский, Тувино-Монгольский, Дзобханский, Южно-Гобийский, Амурский и ряд других, более мелких. Конфигурация и названия этих блоков у последующих исследователей часто отличаются. Линейные области, по представлениям А.А. Моссаковского с соавторами, возникли на месте деструктивных зон с океанической корой. Для комплексов пород мозаичных и линейных областей выделяются одни и те же типы: островодужные, окраинно-морские, задуговые и преддуговые, офиолитовые. При этом предполагалось, что выделенные в составе Центрально-Азиатского пояса континентальные блоки имеют архей-палеопротерозойский возраст.

Со времени написания вышеуказанной статьи А.А. Моссаковского с соавторами (1993 г.) были получены обширные материалы по изотопному датированию метаморфических и магматических пород Центрально-Азиатского складчатого пояса, результаты которых можно обобщить следующим образом.

Установлен неоархейский возраст Байдарикского, Тарбагатайского и Гарганского блоков метаморфических пород, ранее включавшихся в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. Авторами

настоящей работы два первых блока отнесены к северной окраине Китайского кратона, а третий включен в состав Сибирского кратона (см. гл. 7).

Установлен палеопротерозойский возраст следующих блоков фундамента Центрально-Азиатского складчатого пояса, выходящих на поверхность: Джугджурского (Вовна и др., 2014), Батомгского (Мишкин и др., 2010), Суннагинского (Глуховский и др., 2007), Станового (Ларин и др., 2006; Великославинский и др., 2012; Вах и др., 2013), Гонжинского (Геологическая карта Приамурья..., 1999), Гиринаского (Regional Geology of Jilin province, 1988), Кокчетавского (Летников и др., 2001) (см. Приложение).

В остальной части Центрально-Азиатского пояса палеопротерозойский фундамент повсеместно перекрыт рифейско-фанерозойским покровно-складчатым комплексом. Этот комплекс, как полагают авторы настоящей работы, представлен вулканогенно-осадочными образованиями двух геотектонических обстановок – внутриконтинентальных рифтовых зон и эпиконтинентальных морей. Рифтовые зоны рифея и фанерозоя сопровождалась проявлениями ультраосновного и основного плюмового магматизма и продуктами плавления плюмами первичной базитовой и сиалической палеопротерозойской коры – средними и кислыми вулканитами и их интрузивными фациями. Nd-изотопная систематика магматических, осадочных и малоглубинных метаморфических пород покровно-складчатого комплекса, а также U-Pb геохронометрия детритовых и ксеногенных цирконов (Коваленко и др., 1995; Ярмолюк и др., 1999; Козаков и др., 2005; Рышк и др., 2011; Ковач и др., 2013; Цыганков, 2014; Ханчук и др., 2013; Крук и др., 2016 и др.) (см. Приложение) свидетельствуют, по мнению авторов, о повсеместном распространении в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса палеопротерозойского фундамента. Рассмотрим состав и геохимические особенности пород этого фундамента на примере гранулитового комплекса Джугджурского блока, представляющего наиболее глубинное сечение палеопротерозойской коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. Более высокие её уровни представлены в Батомгской и Становой гранит-зеленокаменной областях (Вовна, 2016; Александров, 2010).

## 8.1. Джугджурский блок

Джугджурский блок расположен в бассейнах рек Кун-Маньё, Аюмкан и Мая (рис. 8.1).

Впервые стратифицируемая природа гранулитовых пород Джугджурского блока была показана В.М. Мошкиным (Мошкин, 1962), который выделил среди них две толщи: нижнюю – пироксен-плагио-оклазовых кристаллических сланцев и гнейсов; и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Позднее территория Джугджурского блока была охвачена геолого-съёмочными работами масштаба 1: 200000, выполненными под руководством Ю.Н. Гамалеи (Гамалея, 1968). Ю.Н. Гамалеей была предложена более дробная

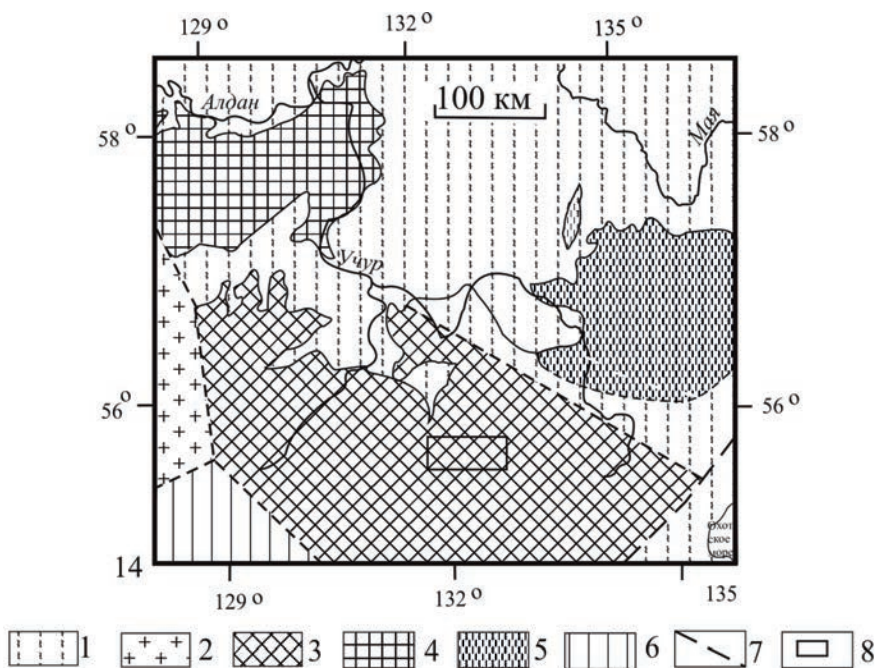


Рис. 8.1. Схема блокового строения палеопротерозойского фундамента зоны сочленения Центрально-Азиатского и Верхоянского складчатых поясов

1 – отложения покровно-складчатого комплекса, 2 – Сибирский кратон, 3, 4 – блоки палеопротерозойского фундамента Суннагино-Джугджурской гранулитогнейсовой области: 3 – Джугджурский, 4 – Суннагинский; 5, 6 – блоки гранит-зеленокаменных областей: 5 – Батомгский, 6 – Становой; 7 - разрывные нарушения, 8 – местоположение района исследований (см. рис. 8.2)

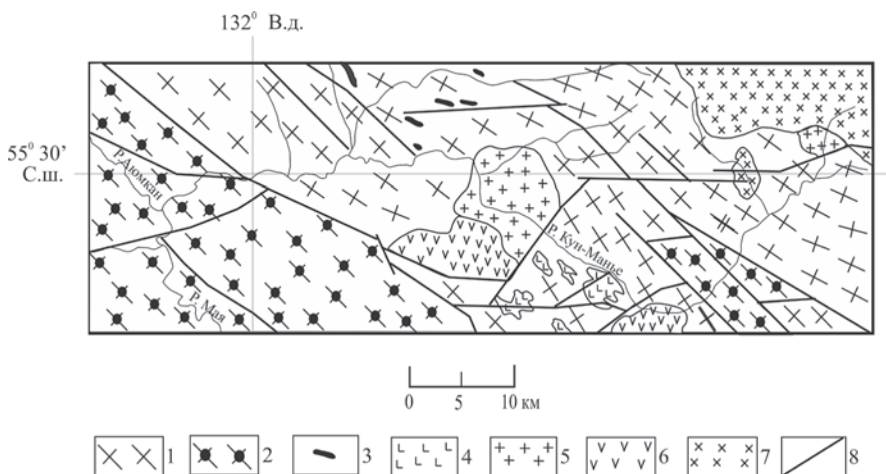


Рис. 8.2. Схематическая геологическая карта района исследований (составлена с использованием Геологической карты СССР, масштаб 1:200000, листы N-53-I, N-52-VI и полевых наблюдений А.М. Ленникова, Р. А. Октябрьского, М.А. Мишкина).

1, 2 – джугджурский гранулитовый комплекс: 1 – гранулиты нижней толщи (эндербиты, метабазиты), 2 – гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, эндербиты, метабазиты, кальцифиры); 3–5 – метаинтрузивные образования палеопротерозоя: 3 - метагипербазиты и базиты, 4 – анортозиты, 5 – граниты; 6 – мезозойские вулканогенно-осадочные образования, 7 – меловые гранитоиды, 8 – тектонические нарушения

стратификация метаморфических образований с подразделением их на 4 согласно залегающие свиты. Однако авторы настоящей работы на основании анализа имеющихся у них материалов и опубликованной литературы приняли указанную выше схему В.М. Мошкина (рис. 8.2).

Метаморфизм пород Джугджурского блока по данным минеральной геотермобарометрии осуществлялся в условиях гранулитовой фации с максимальными параметрами  $T = 800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 9$  кбар (Авченко, 1990).

Возраст джугджурского комплекса ранее условно считался архейским. Однако эти представления не были подтверждены изотопным датированием. Одновременно было установлено, что анортозиты джугджурского массива прорывают гранулиты джугджурского комплекса и имеют возраст 1702–1705 млн лет (Sm-Nd-изохронный метод, Суханов, Журавлев, 1989).

Авторами было проведено исследование Sm-Nd-изотопной системы двупироксеновых плагиогнейсов андезито-базальтового состава нижней толщи джугджурского комплекса в университете Хоккайдо, г. Саппоро (Япония) под руководством проф. Д. Маеды, которое показало, что их Nd-модельный возраст достигает 2.7 млрд лет при  $\epsilon_{Nd}(T) = +1.15$  (Мишкин и др., 2007).

Для решения дискуссионного вопроса о возрасте магматических протолитов джугджурского комплекса авторами совместно с В.И. Киселёвым были выполнены исследования по их изотопному датированию, результаты которых приводятся ниже.

Наши изотопные исследования относятся к нижней толще джугджурского комплекса. Опробованию были подвергнуты гиперстеновые плагиогнейсы исходного андезитового состава. Проба имеет следующий минеральный состав (об. %): плагиоклаз с антипертитовыми вростками (50% An) – 60%, кварц – 10%, гиперстен – 20%, моноклинный пироксен – 10%, акцессории: апатит, циркон, магнетит. Химический состав гиперстенового плагиогнейса, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 63.39, TiO<sub>2</sub> – 0.63, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 16.49, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6.44, MnO – 0.09, MgO – 2.09, CaO – 4.82, Na<sub>2</sub>O – 4.01, K<sub>2</sub>O – 0.59, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.15, п.п.п. – 1.02, сумма – 99.73. Петрохимические особенности гиперстенового плагиогнейса соответствуют андезиту известково-щелочной серии натрового ряда.

Изотопные измерения выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213.

Полученные изотопные данные приведены в табл. 8.1 и на рис. 8.3. Единичные реликтовые ядра цирконов имеют конкордантный средневзвешенный возраст  $2247 \pm 35$  млн лет. Этот возраст соответствует времени кристаллизации магматического протолита гиперстенового плагиогнейса, представлявшего собой вулканит андезитового состава в исходной нижней толще джугджурского комплекса.

Для большинства цирконов (исследовались как ядра, так и каймы) получен средневзвешенный конкордантный возраст  $1715 \pm 11$  млн лет, который свидетельствует о том, что исходная нижняя толща джугджурского комплекса претерпела гранулитовый метаморфизм в конце палеопротерозоя. Это событие, по нашему мнению, связано с магматической деятельностью Джугджуро-Улканского мантийного плюма, проявленной в интервале 1765–1685 млн лет назад (Диденко и др., 2010; Гурьянов и др., 2012; Ларин, 2011).



**Таблица 8.1.** Изотопные U-Pb данные для цирконов из гиперстенового плагниогнейса джугджурского комплекса (проба Э14-137)

№ точки анализа	Изотопные отношения			Возраст, млн лет	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
14-137—N1 (r)	4.3419 ± 2.8	0.3030 ± 1.8	0.1039 ± 2.8	1701 ± 23	1706 ± 26
14-137—N2(c)	4.2994 ± 3.1	0.3008 ± 1.9	0.1036 ± 3.1	1693 ± 26	1695 ± 28
14-137—N3(c)	4.3699 ± 3.2	0.3024 ± 2.0	0.1048 ± 3.3	1707 ± 27	1703 ± 29
14-137—N4(c)	4.3315 ± 3.8	0.3001 ± 2.2	0.1047 ± 3.8	1699 ± 31	1692 ± 33
14-137—N5-l(r)	4.4350 ± 1.5	0.3086 ± 1.2	0.1042 ± 1.5	1719 ± 12	1734 ± 19
14-137—N5-2(c)	4.4449 ± 1.4	0.3077 ± 1.2	0.1048 ± 1.3	1721 ± 12	1729 ± 18
14-137—N6(c)	4.5065 ± 1.7	0.3082 ± 1.3	0.1060 ± 1.8	1732 ± 15	1732 ± 20
14-137—N7	8.0281 ± 1.9	0.4156 ± 1.5	0.1401 ± 1.9	2234 ± 18	2240 ± 28
14-137—N8-1 (c)	4.4084 ± 1.9	0.3049 ± 1.4	0.1048 ± 2.0	1714 ± 16	1716 ± 21
14-137—N8-2(r)	4.4011 ± 1.9	0.3047 ± 1.4	0.1047 ± 1.9	1713 ± 16	1715 ± 21
14-137—N9(c)	4.4791 ± 1.4	0.3046 ± 1.2	0.1066 ± 1.4	1727 ± 12	1714 ± 18
14-137—N10(c)	4.5221 ± 1.3	0.3001 ± 1.2	0.1093 ± 1.3	1735 ± 11	1692 ± 18
14-137—N11 (r)	7.9762 ± 1.5	0.4183 ± 1.2	0.1383 ± 1.4	2228 ± 13	2253 ± 24
14-137—N12(c)	4.4621 ± 1.4	0.3046 ± 1.2	0.1062 ± 1.4	1724 ± 12	1714 ± 18
14-137—N13(c)	4.4518 ± 1.5	0.3060 ± 1.2	0.1055 ± 1.5	1722 ± 13	1721 ± 19
14-137—N14(c)	4.5580 ± 1.8	0.3060 ± 1.3	0.1080 ± 1.7	1742 ± 15	1721 ± 20

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ; (r) – краевая область зерна циркона; (c) – центральная область зерна циркона.

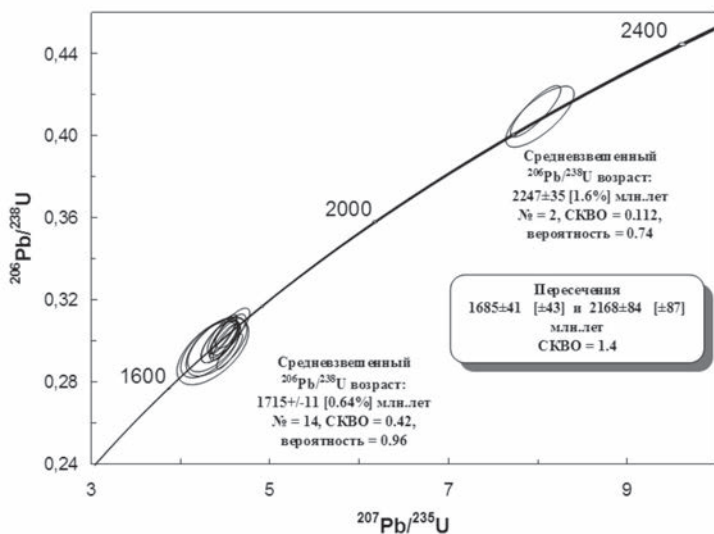


Рис. 8.3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы Э14-137 гиперстенового плагниогнейса джугджурского комплекса (Вовна и др., 2014)

### 8.1.1. Литолого-петрографический состав джугджурского комплекса и геохимические особенности пород

Авторами, как указано выше, метаморфический комплекс Джугджурского блока делится на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеновыми плагиогнейсами – эндербитами, переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами. В верхней толще преобладают глинозёмистые биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчинённым количеством эндербитов и пироксен-биотитовых гнейсов. Распространение этих толщ в пределах изученного района показано на рис. 8.2. Нижняя толща, представляющая начальные этапы формирования земной коры Джугджурского блока, выделена в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации.

Гиперстеновые плагиогнейсы – эндербиты, составляющие большую часть объема пород этой ассоциации, на 50–70% представлены плагиоклазом (40–50 % An) с антипертитовыми вростками, кварцем (5–10%), гиперстеном (5–10%), роговой обманкой (8–10%), моноклинным пироксеном – до 5%. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, циркон, магнетит, ильменит. Двупироксеновые сланцы на

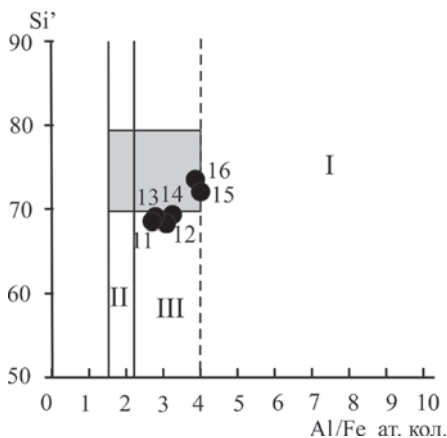


Рис. 8.4. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Денне-ну и Муру (Dennen, Moore, 1971).  $Si' = Si / (Si + Fe + Al) \times 100$ . Чёрные точки – гранулиты среднего и кислого состава джугджурского комплекса (табл. 8.2).

I – поле магматических, II – осадочных пород, III – поле неопределённости

30–40% состоят из плагиоклаза (50–58% An), моноклинного пироксена (20–40%), ромбического пироксена (5–10%). Отдельные разновидности двупироксеновых сланцев содержат примесь граната или биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. Кристаллосланцы ультраосновного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксен-амфиболовые) сложены ортопироксеном (10–35%), клинопироксеном (10–45%), оливином (0–19%), амфиболом (0–80%). В виде примеси присутствуют магнетит, ильменит, шпинель, апатит.

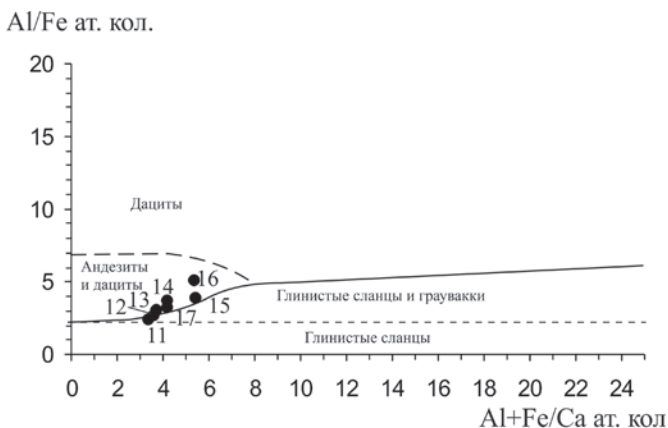


Рис. 8.5. Диаграмма Al/Fe – Al + Fe/Ca ат. кол. (Вовна, 2016) для магматических и осадочных пород среднего и кислого состава (57-77 SiO<sub>2</sub>, мас.%, CaO ≤ 7 мас.%, нормальной щёлочности). Чёрные точки – гранулиты среднего и кислого состава джугджурского комплекса (табл. 8.2)

Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализа петрохимических данных и закономерностей распределения элементов примесей в породах.

На дискриминантной диаграмме (рис. 8.4) гиперстеновые плагиогнейсы среднего и кислого составов метабазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса располагаются в поле магматических пород и поле неопределённости. На диаграмме Al/Fe – Al+Fe/Ca (рис. 8.5) пробы № 11 и 12 (табл. 8.2) соответствуют полю глинистых сланцев и граувакк, остальные – магматическим породам.

На классификационной диаграмме Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (рис. 8.6) для вулканитов составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации располагаются главным образом в полях пород нормальной щёлочности начиная от ультраосновных пород до дацитов. Отдельные пробы соответствуют субщелочной серии, которые в работе не рассматриваются.

На классификационной диаграмме Al – (Fe + Ti) – Mg (Jensen et al., 1976) (рис. 8.7) гранулиты исходного магматического состава располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий.

**Таблица 8.2.** Химические составы метабазитов и эндербитов известково-щелочной серии Джугджурского комплекса

Компо- нент	Э-24/222	Э-14/136	Э-37/318	Э-17/159	Э-16/148	Э-17/165	Э-17/164	Э-33/285	Э-17/158
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	45.02	50.88	51.99	53.01	53.86	54.8	54.88	55.31	55.58
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.71	0.84	0.84	0.7	0.55	0.7	0.42	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.91	17.1	16.78	18.25	17.39	17.26	17.62	19.5	18.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.83	2.11	2.84	4.99	4.03	2.75	4.1	2.45	4.64
FeO	6.37	7.1	6.7	4.65	5.79	5.83	4.66	4.17	3.82
MnO	0.1	0.12	0.13	0.17	0.15	0.17	0.14	0.09	0.14
MgO	6.54	7.04	6.59	3.78	4.74	4.61	4.32	3.72	4
CaO	9.63	9.12	9.51	7.55	7.68	7.62	7	8.3	7.33
Na <sub>2</sub> O	2.67	3.32	2.75	4.4	4	3.84	4.01	4.27	4.12
K <sub>2</sub> O	1.03	1.03	0.61	1.26	0.85	1.61	1.12	1.13	1.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.29	0.41	0.49	0.3	0.32	0.32	0.33	0.26
п.п.п.	0.97	1.18	0.85	0.61	0.51	0.64	1.13	0.31	0.42
U	0.18	0.25	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02
Th	0.58	0.86	0.28	0.12	0.06	0.09	0.26	0.43	0.09
Ba	310.93	225.66	410.58	398.66	413.21	490.56	692.03	856.76	544.95
Sr	939.3	268	483.38	976.86	586.7	758.69	822.75	870.58	911.86
La	12.56	14.56	18.27	34.86	17.2	19.22	21.12	20.99	20.67
Ce	25.42	34.03	41.27	78.77	37.23	41.73	46.57	41.87	45.65
Pr	3.32	4.68	5.65	10.06	5.07	5.62	6.52	5.36	6.19
Nd	12.7	19.32	22.99	40.77	21.23	23.54	27.42	22.5	26.12
Sm	2.44	4.31	4.55	7.41	4.47	4.69	5.45	4.57	5.27
Eu	1.02	1.2	1.45	2.14	1.6	1.38	1.61	3.58	1.34
Gd	2.23	4.34	4.53	6.06	3.96	4.14	4.87	4.4	4.83
Tb	0.33	0.7	0.72	0.96	0.59	0.65	0.81	0.71	0.76
Dy	1.55	3.7	3.68	3.96	2.88	3.22	3.86	3.66	3.8
Ho	0.29	0.77	0.75	0.78	0.58	0.66	0.79	0.74	0.75
Er	0.82	2.27	2.18	2.32	1.72	1.95	2.3	2.11	2.21
Tm	0.1	0.31	0.29	0.3	0.22	0.28	0.33	0.3	0.32
Yb	0.69	2.02	1.86	1.79	1.5	1.79	2.03	1.82	2.09
Lu	0.1	0.29	0.27	0.29	0.23	0.27	0.31	0.27	0.3
Zr	25.4	41.76	49.04	29.01	17.33	34.32	25.51	40.79	21.1
Hf	0.73	1.35	1.32	0.98	0.7	1.12	1.01	1.12	0.84
Ta	0.61	0.38	0.39	0.64	0.3	0.5	0.39	0.45	0.26
Nb	3.25	5.18	5.27	12.16	5.2	4.82	6.81	3.17	4.53
Y	7.15	18.48	18.23	19.43	14.96	15.97	18.88	16.99	16.8
Sc	18.92	28.44	25.46	18.53	20.46	22.23	24.32	23.31	21.86
(La/Yb) <sub>N</sub>	12.28	4.86	6.63	13.15	7.74	7.25	7.02	7.79	6.68
Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	2.59	3.22	4.51	3.39	4.7	2.38	3.58	3.78	3.89
Mg/Mg+Fe	0.5	0.58	0.56	0.43	0.47	0.50	0.48	0.51	0.47
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.61	1.74	1.97	2.74	2.13	1.87	1.94	1.95	1.87
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.31	2.13	2.53	2.96	2.42	2.58	2.44	2.89	2.47
Eu/Eu*	1.34	0.85	0.98	0.98	1.16	0.96	0.96	2.44	0.81

Компо- нент	Э-17/171	Э-17/168	Э-36/312	Э-42/343	Э-17/156	Э-14/137	Э-41/339	Среднее
	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	56.83	57.41	58.22	58.19	59.78	63.66	64.52	60.30
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.7	0.68	0.69	0.59	0.63	0.50	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.61	16.83	16.09	16.28	17.06	16.49	15.39	16.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.32	3.61	1.28	3.65	2.61	6.44	1.62	3.20
FeO	4.71	4.51	6.98	5.21	4.12	-	4.17	5.00
MnO	0.14	0.16	0.12	0.15	0.13	0.09	0.05	0.12
MgO	4.27	3.93	3.77	4.03	3.16	2.09	3.70	3.45
CaO	7.3	6.65	6.44	6.84	5.74	4.82	3.95	5.74
Na <sub>2</sub> O	3.7	3.4	3.6	3.65	4.25	4.01	3.04	3.66
K <sub>2</sub> O	2.02	1.91	1.52	0.58	1.75	0.59	2.57	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.27	0.31	0.31	0.36	0.15	0.23	0.27
п.п.п.	0	0.62	0.99	0.42	0.45	1.02	0.68	0.70
U	0.01	0.01	0.75	0.03	0.03	0.08	0.07	0.16
Th	0.03	0.26	3.22	0.08	0.10	0.29	0.10	0.68
Ba	838.12	685.77	339	286	700	297	670	496.30
Sr	718.98	715.94	594.24	555.65	712.35	510.7	418.45	514.81
La	24.08	17.37	33.44	11.57	20.5	10.37	16.19	18.24
Ce	58.02	40.53	70.28	24.82	44.01	20.51	28.57	38.12
Pr	7.85	5.63	8.86	3.41	5.9	2.44	3.23	4.91
Nd	33.13	23.41	34.8	13.83	24.78	10.28	11.64	19.79
Sm	6.4	4.76	6.39	2.74	4.93	3.24	1.84	3.98
Eu	1.54	1.07	1.39	1	1.35	1.56	1.27	1.27
Gd	5.47	4.27	5.85	2.85	4.34	5.21	1.59	4.02
Tb	0.9	0.7	0.94	0.47	0.72	0.90	0.25	0.66
Dy	4.23	3.35	4.46	2.51	3.63	5.85	1.13	3.49
Ho	0.88	0.69	0.87	0.51	0.76	1.20	0.24	0.71
Er	2.56	2.04	2.49	1.52	2.19	3.46	0.74	2.07
Tm	0.37	0.29	0.34	0.22	0.32	0.48	0.11	0.29
Yb	2.35	1.87	2.16	1.45	1.94	3.12	0.67	1.87
Lu	0.36	0.28	0.32	0.23	0.31	0.46	0.11	0.29
Zr	34.08	26.3	22.68	49.7	217.4	484.5	44.9	140.91
Hf	1.13	0.89	0.88	0.24	4.92	10.03	0.10	2.84
Ta	0.34	0.51	0.85	0.31	0.07	0.03	0.24	0.34
Nb	6.76	6.26	16.54	5.54	2.77	1.86	4.57	6.26
Y	21.14	15.42	-	21.03	24.24	31.68	18.49	22.17
Sc	21.78	19.69	-	17.71	20.19	13.1	19.39	18.02
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.92	6.27	10.45	5.39	6.72	2.24	16.30	7.90
Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	1.83	1.78	2.37	6.29	2.43	6.85	1.18	3.48
Mg/Mg+Fe	0.50	0.47	0.46	0.46	0.47	0.39	0.54	0.47
Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.88	1.84	2.19	1.59	1.70	1.35	1.92	1.77
(La/Sm) <sub>N</sub>	2.37	2.30	3.30	2.66	2.62	2.02	5.54	3.07
Eu/Eu*	0.79	0.73	0.70	1.09	0.89	1.16	2.27	1.13

Приложение. Оксиды – мас. %, элементы–примеси – г/т, «–»– содержание элемента не определялось. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов. 1–3 – метабазальты, 4–10 – метаандезиты, 11–14 – метаандезиты, 15, 16 – метадациты, 17 – средний состав гиперстеновых плаггиогнейсов джуджурского комплекса. Анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН и Институте геохимии СО РАН.

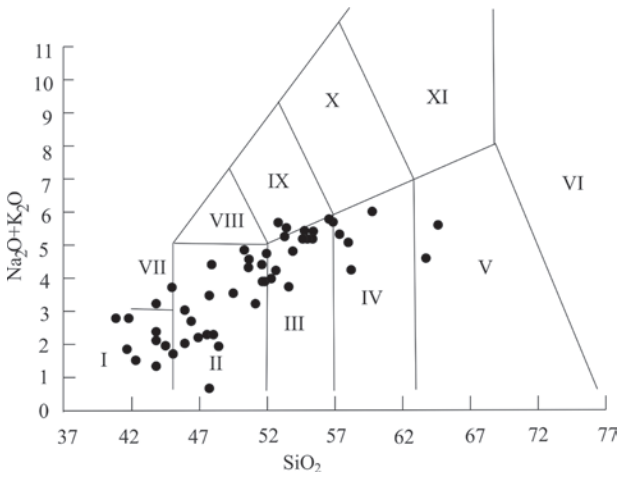


Рис. 8.6. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Классификация магматических ..., 1997) для ортопород джугджурского гранулитового комплекса. Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты

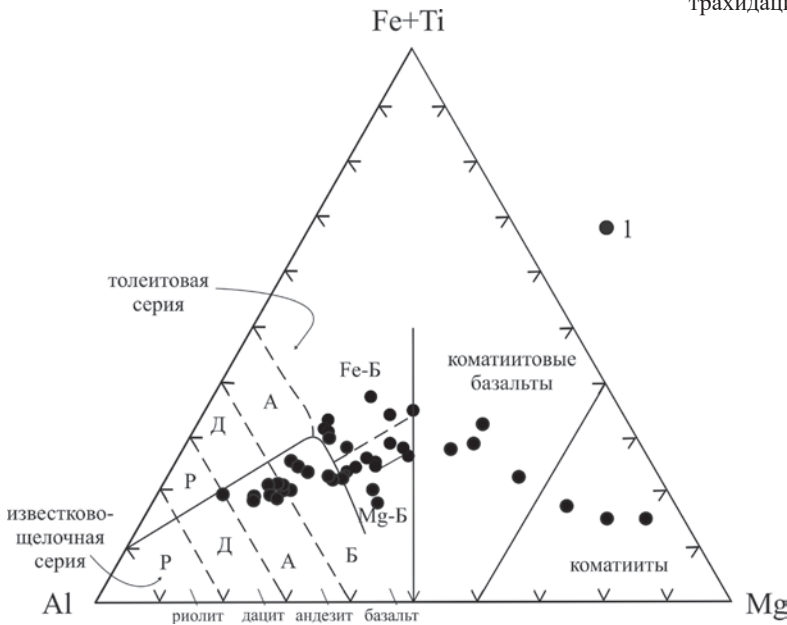


Рис. 8.7. Классификационная диаграмма  $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$  (Jensen et al., 1976). Составы гранулитов джугджурского комплекса – 1. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, D – дацитов, A – андезитов, B – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных соответственно)

### 8.1.1.1. Гранулиты известково-щелочной серии

В составе вулканитов этой серии установлены metabазальты, метаандезитобазальты (двупироксеновые сланцы), метаандезиты и метадациты (гиперстеновые плагиогнейсы – эндербиты). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезит-дацитовая ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 8.2. Метабазальты относятся к высокоглинозёмистым разностям ( $Al_2O_3 > 15$  мас. %). Спектры распределения РЗЭ представлены на рис. 8.8, а. Для них характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 12.68-6.63$ ). Сходной топологией спектров распределения РЗЭ характеризуются андезитобазальты, отличаясь несколько повышенным общим содержанием лёгких РЗЭ (рис. 8.8, б).

Метаандезиты (эндербиты) по спектру распределения РЗЭ характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 5-13$  и наличием слабых Eu аномалий (рис. 8.8, в).

На мультиэлементной диаграмме

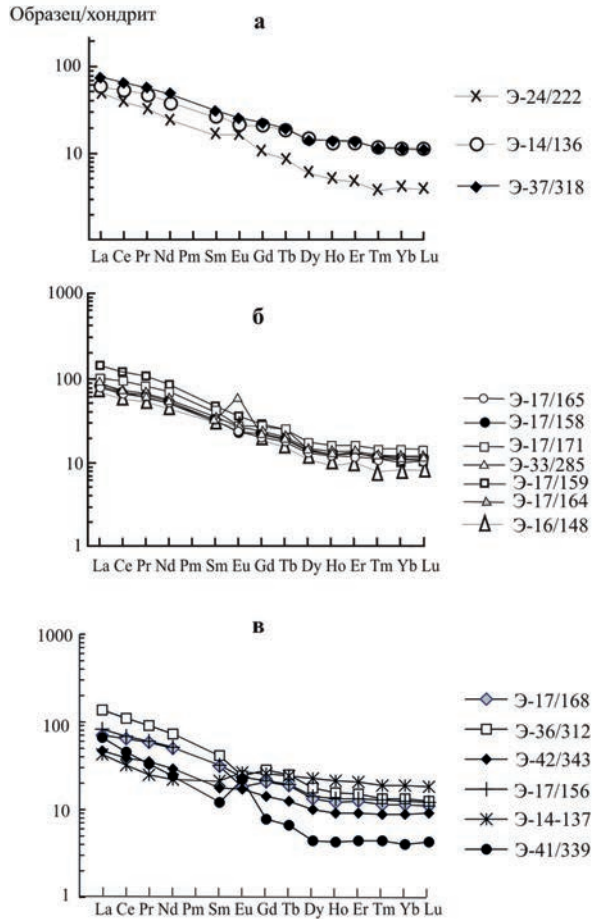


Рис. 8.8. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту C-1 (Evensen et al., 1978), в метавулканитах базальт-андезитовой ассоциации известково-щелочной серии джугджурского гранулитового комплекса: а – metabазальты, б – метаандезитобазальты, в – метаандезиты и метадациты

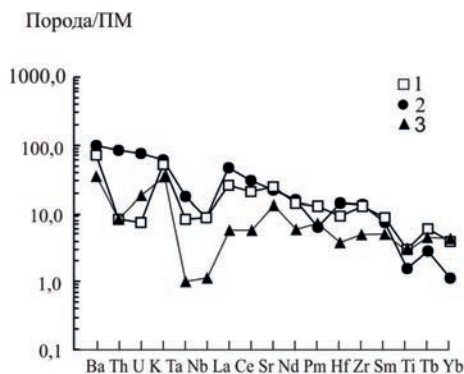


Рис. 8.9. Мультиэлементная диаграмма для гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока.

1 – гиперстеновые плагиогнейсы Джугджурского блока, 2 – состав архейских «серых гнейсов» фундамента платформ (Martin, 1994), 3 – состав андезит-дацитовых пород океанической дуги Тонга–Кермадек (Брайан, 1989, Turner et al., 2012). Нормализовано по составу примитивной мантии (ПМ)

(рис. 8.9) гиперстеновые плагиогнейсы джугджурского комплекса сходны с «серыми гнейсами» архея основания щитов (Martin, 1994), отличаясь пониженным содержанием Th и U, что характерно для пород гранулитовой фации (см. гл. 1). Следует напомнить, что диаграмма Мартина составлена для серых гнейсов – пород амфиболитовой фации.

В сравнении с андезит-дацитовыми вулканитами цепи океанических островов Тонга–Кермадек метаандезиты джугджурского комплекса содержат повышенные количества Ba, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf.

### 8.1.1.2. Гранулиты коматиит-толеитовой серии

В составе двупироксеновых сланцев этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты, а также коматииты.

#### *Толеитовые metabазальты*

Представительные анализы толеитовых metabазальтов (двупироксеновые сланцы) приведены в табл. 8.3. Концентрации MgO в толеитовых metabазальтах колеблются в пределах 5.15–9.25 (табл. 8.3, ан. 1, 5, 10–13), при магнизиальности ( $Mg \# = Mg / (Mg + Fe)$ ) 0.42–0.59. Толеитовые metabазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением PЗЭ  $(La/Yb)_N = 4.4–6.8$  при примерно 50-кратном увеличении лёгких PЗЭ по отношению к хондриту (рис. 8.10, а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 8.11) метатолеиты джугджурского комплекса отличаются от толеитовых базальтов N-MOR повышенным содержанием Ba, Th, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, что, вероятно, косвенно характеризует геохимические особенности корообразующей мантии рассматриваемого региона.



**Таблица 8.3.** Химические составы метавулканитов основного и ультраосновного состава коматитит-толеитовой серии джугджурского комплекса

Компо- нент	Э-14/119	Э-17/162	Э-14/121	Э-25/237	Э-10/77	2107-А	Э-35/301	Э-17/174
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43.88	44.9	45	47.62	45.14	46.25	46.64	47.11
TiO <sub>2</sub>	0.47	1.59	0.47	1.12	1.25	0.54	1.25	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.12	12.36	13.99	13.92	12.93	9.27	8.5	8.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.04	5.97	3.64	5.79	5.91	1.31	4.2	5.29
FeO	14	8.32	14.73	8.76	9.8	10.09	11.53	7.02
MnO	0.23	0.17	0.21	0.14	0.97	0.25	0.23	0.17
MgO	9.95	13.44	10.08	10.88	8.31	22.37	13.26	17.57
CaO	10.68	9.69	9.23	9.22	13.36	8.23	11.99	10.24
Na <sub>2</sub> O	0.41	2.39	0.68	2.12	1.72	1.32	1.5	1.94
K <sub>2</sub> O	1.19	0.95	1.51	0.24	0.22	0.2	0.59	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.03	0.22	0.46	0.19	0.39	0.12	0.31	0.24
U	0.4	–	–	0.12	0.14	0.42	0.09	<0.02
Th	1.25	–	–	0.28	0.38	0.64	0.43	0.18
Ba	151	–	–	150.04	34.43	<10	222.70	76.46
Sr	410	–	–	878.07	146.7	55.21	386.05	171.11
La	25.04	–	–	9.50	12.67	2.84	13.01	6.83
Ce	71.66	–	–	22.03	36.58	7.30	37.48	22.46
Pr	10.28	–	–	3.23	5.37	1.06	6.33	3.87
Nd	43.39	–	–	14.12	23.33	4.94	29.4	17.95
Sm	9.20	–	–	3.22	5.95	1.50	7.17	3.99
Eu	1.80	–	–	1.15	1.64	0.71	1.55	1.18
Gd	9.56	–	–	3.24	6.59	2.09	7.48	4.08
Tb	1.60	–	–	0.48	1.16	0.36	1.13	0.59
Dy	8.81	–	–	2.28	7.06	2.15	5.84	3.17
Ho	1.85	–	–	0.41	1.58	0.46	1.17	0.64
Er	5.52	–	–	1.12	4.95	1.32	3.42	1.84
Tm	0.78	–	–	0.13	0.73	0.18	0.45	0.24
Yb	5.13	–	–	0.80	4.81	1.18	2.87	1.56
Lu	0.76	–	–	0.11	0.74	0.18	0.41	0.22
Zr	70.41	–	–	29.38	83.04	36.91	70.74	43.3
Hf	2.20	–	–	0.88	2.07	1.06	2.38	1.38
Ta	0.30	–	–	0.32	0.52	<0.2	0.35	<0.2
Nb	1.41	–	–	3.00	8.75	1.39	6.50	3.57
Y	47.11	–	–	10.00	40.04	10.53	30.04	15.45
Sc	51.19	–	–	32.75	56.46	31.81	53.84	52.32
Ni	–	–	–	144.06	122.79	845.46	145.01	120.2
Co	–	–	–	78.06	58.12	85.05	76.73	76.81
V	–	–	–	315.35	377.23	186.63	361.02	196.1
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.30	–	–	8.02	6.8	1.63	2.96	15.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	27.91	7.77	29.77	13.32	10.34	17.16	6.80	13.34
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.71	–	–	1.86	1.49	1.19	1.14	1.08
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.51	–	–	3.27	–	1.43	2.11	2.11
Mg/Mg+Fe	0.50	0.64	0.50	0.58	0.50	0.78	0.61	0.73
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.34	2.52	0.45	8.83	7.82	6.6	2.54	2.40
Eu/Eu*	0.59	–	–	1.09	0.81	1.23	0.65	0.89

Компо- нент	Э-7/66	Э-14/117	Э-17/175	Э-37/313	Э-37/319	Э-32/284	Э-40/337	Э-14/126	Среднее
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	48.32	48.42	48.45	50.91	50.78	52.04	52.48	54.33	47.95
TiO <sub>2</sub>	0.26	1.58	1.02	1.96	2	0.95	0.86	0.45	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.87	13.21	16.33	14.67	15.45	15.91	14.08	14.65	14.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	4.17	4.28	1.62	3.79	2.47	3.02	2.72	3.91
FeO	9.64	12.33	7.73	11.17	8.59	7.51	7.58	7.39	9.00
MnO	0.24	0.23	0.14	0.16	0.14	0.13	0.16	0.17	0.30
MgO	27.07	6.75	9.25	5.15	5.19	7.41	8.06	7.18	8.4
CaO	6.58	10.72	9.08	8.74	8.59	9.41	9.39	9.06	10.15
Na <sub>2</sub> O	0.35	2	2.61	3.68	3.38	3.2	3.21	3.33	2.41
K <sub>2</sub> O	0.01	0.34	0.9	1.25	1.22	0.73	0.85	0.48	0.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.25	0.21	0.69	0.87	0.24	0.31	0.24	0.40
U	<0.02	–	0.04	–	0.1	<0.02	0.23	0.03	0.07
Th	0.12	–	0.24	–	0.79	0.12	1.15	0.3	0.57
Ba	<10	–	365.10	–	821.96	482	134.04	177	223.93
Sr	21.54	–	618.03	–	515.44	587.86	358.42	288.67	401.61
La	1.81	–	12.97	–	56.71	14.02	40.02	10.29	19.17
Ce	5.37	–	34.81	–	122.15	29.73	95.19	26.23	49.03
Pr	0.86	–	5.64	–	15.62	4.14	12.66	4.11	7.03
Nd	4.29	–	25.7	–	63.55	17.71	49.71	17.19	29.51
Sm	1.26	–	5.87	–	12.09	3.87	9.23	3.74	6.31
Eu	0.36	–	1.69	–	3.06	1.64	2.29	1.08	1.69
Gd	1.45	–	5.72	–	11.32	3.82	7.42	3.67	6.13
Tb	0.22	–	0.88	–	1.77	0.62	1.04	0.6	0.98
Dy	1.27	–	4.39	–	7.83	3.21	4.35	3.19	5.17
Ho	0.26	–	0.87	–	1.55	0.66	0.75	0.66	1.06
Er	0.75	–	2.48	–	4.6	1.97	2.25	1.92	3.18
Tm	0.1	–	0.31	–	0.58	0.26	0.26	0.27	0.44
Yb	0.66	–	1.99	–	3.62	1.67	1.64	1.76	2.83
Lu	0.1	–	0.28	–	0.51	0.25	0.23	0.27	0.42
Zr	10.63	–	54.88	–	55.52	44.43	18.85	44	52.60
Hf	0.4	–	1.64	–	2.06	1.24	0.93	1.45	1.59
Ta	<0.2	–	0.52	–	0.95	0.43	0.56	<0.2	0.39
Nb	0.25	–	4.97	–	21.35	6.61	10.47	1.98	5.70
Y	6.44	–	20.35	–	39.9	16.36	19.14	16.15	26.53
Sc	30.38	–	42.08	–	28.98	31.57	34.31	33.34	41.49
Ni	645.31	–	107.22	–	30.8	70.61	232.2	25.36	93.03
Co	104.12	–	54.1	–	34.51	46.45	51.53	35.65	40.98
V	105.16	–	283.5	–	210.99	160.81	206.51	137.13	194.20
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.85	–	4.40	–	10.6	5.7	16.5	3.9	6.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	11.04	8.36	16.01	7.48	7.73	16.75	16.37	32.56	19.99
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.90	–	–	–	–	–	–	–	–
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.78	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg/Mg+Fe	0.81	0.43	0.59	0.42	0.43	0.58	0.58	0.57	0.55
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	35.0	5.88	2.9	2.94	2.77	4.38	3.78	6.94	3.30
Eu/Eu*	0.81	–	0.89	–	–	1.30	0.85	0.59	0.83

Примечание. Оксиды – мас. %, элементы-примеси – г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%, «–» – содержание элемента не определялось. 1, 5, 10–13 – толеитовые метабазалты; 14–16 – андезитбазалты, 2, 3, 4, 7, 8 – коматинитовые метабазалты; 6, 9 – метакomatиты, 17 – средний состав толеитовых метабазалтов джуджурского комплекса.

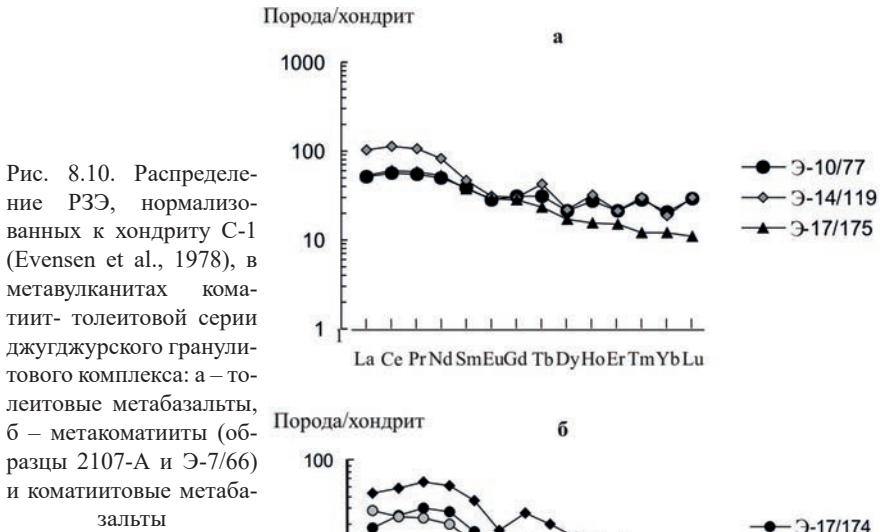
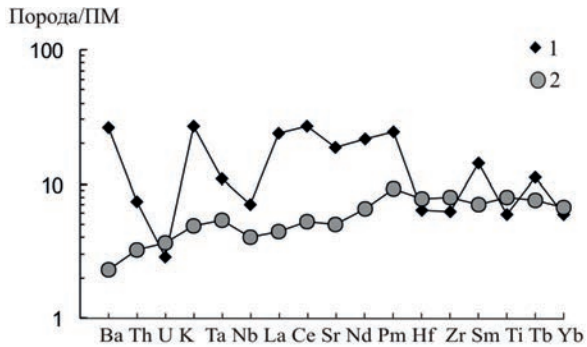


Рис. 8.10. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 (Evensen et al., 1978), в метавулканитах коматитит-толеитовой серии джугджурского гранулитового комплекса: а – толеитовые metabазальты, б – метакоматиты (образцы 2107-А и Э-7/66) и коматитовые metabазальты

Рис. 8.11. Мультиэлементный спектр среднего состава толеитовых metabазальтов джугджурского комплекса (1). Для сравнения показан спектр толеитовых базальтов N-MOR Тихого океана (Arevalo, McDonough, 2010, Говоров и др., 1996) (2). Нормировано по составу примитивной мантии



*Высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава*

Высокомагнезиальные сланцы (двупироксен-оливиновые, двупироксен-амфиболовые) занимают в составе нижней толщи около 5 % её объёма. Они обычно образуют маломощные (не более 10 м, редко десятки метров) прослои и линзы, залегающие согласно полосчатости

вмещающих их эндербитов. На этом основании можно предполагать их исходное вулканогенное происхождение. Не исключено, что часть этих прослоев первоначально была представлена силлами. Анализы высокомагнезиальных сланцев основного и ультраосновного состава приведены в табл. 8.3. Метавулканисты коматиитового и коматиит-базальтового составов выделяются и на классификационной диаграмме Дженсена (Jensen, 1976), рассмотренной выше (рис. 8.7).

### *Метакоматииты*

Метакоматииты джугджурского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород (Классификация магматических..., 1997), содержание MgO в них больше 18 мас.% (22.37–27.07 мас.%), содержание  $TiO_2 < 1$  мас.% (0.26–0.54 мас.%) (табл. 8.3, ан. 6, 9). Магнезиальность ( $Mg \# = Mg / (Mg + Fe)$ ) метакоматиитов варьирует в пределах 0.78–0.81, отношения в них  $Al_2O_3 / TiO_2$  составляют 11.04–17.16, что позволяет относить их к Al-деплементированному (барбертонскому) типу коматиитов.

По спектрам распределения РЗЭ метакоматииты характеризуются слабо фракционированной, близкой к хондритовой, формой распределения РЗЭ  $(La/Yb)_N = 1.63–1.86$  (рис. 8.10.б).  $(Gd/Yb)_N$  отношения в метакоматиитах варьируют в пределах 1.43–3.58, что подтверждает заключение, сделанное выше на основе петрохимических характеристик, об отнесении метакоматиитов джугджурского комплекса к барбертонскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более (Nesbit, 1982).

Концентрации MgO в коматиитовых метабазах (MgO < 18 мас.%) 10.88–17.57 мас.% (табл. 8.3, ан. 2, 3, 4, 7, 8) при магнезиальности 0.58–0.73. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых метабазах растёт содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве клинопироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают отношениями  $Al_2O_3 / TiO_2 = 6.8–13.32$ .

В коматиитовых метабазах наблюдается общее увеличение содержаний РЗЭ. Содержание лёгких РЗЭ в них превышает хондритовые более чем в 30 раз (рис. 8.10, б).

Рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что в палеопротерозое, как и в архее, ранняя сиалическая кора в гранулит-гнейсовых областях представлена метабазит-эндербитовой ассоциацией, с исходным составом вулканистов среднего–кислого состава известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Вместе с тем отмечается появление субщелочных и щелочных метамагматитов (эти породы в

работе не рассматриваются). Это обусловлено планетарным понижением температуры мантии в протерозое (Hershberg, 1995) и уменьшением степени частичного плавления её вещества при образовании плюмов.

Восточное окончание Центрально-Азиатского складчатого пояса является уникальным районом, где на поверхность выведены палеопротерозойская ранняя сиалическая кора гранулит-гнейсовой (Джугджурский и Суннагинский блоки) и гранит-зеленокаменной (Батомгский блок) областей (Вовна, 2016). Породы этих областей являются фундаментом для протерозойско-фанерозойского покровно-складчатого комплекса.

Доказано, что начало заложения покровно-складчатого комплекса здесь относится к концу палеопротерозоя ( $1720 \pm 2.5$  млн лет, Ларин, 2014). Неметаморфизованные породы этого возраста (Улканская серия) с угловым несогласием и глубоким размывом залегают как на гранулитах Джугджурского блока, так и на гнейсах амфиболитовой фации Батомгского блока (Гурьянов, 2007).

Изложенные в этой главе и главе 2 материалы неопровержимо доказывают, что фундаментом Центрально-Азиатского складчатого пояса является палеопротерозойская ранняя сиалическая кора. На этом фундаменте с конца палеопротерозоя, в мезо-неопротерозое и фанерозое благодаря импульсным проявлениям плюмовой активности шло формирование вулканогенно-осадочного верхнекорового покровно-складчатого комплекса. Гипербазит-базитовые и синхронные им средне-кислые вулканиды соответствовали тектоническим обстановкам рифтовых зон, а осадки – эпиконтинентальных морей\*.

---

\* По представлениям ответственного редактора, с конца палеопротерозоя стиль формирования сиалической коры уже определялся тектоникой плит.

## ГЛАВА 9

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ

Происхождение и состав первичной коры Земли является фундаментальной проблемой, многие вопросы которой до сих пор остаются нерешёнными. В настоящее время существует два принципиально отличных представления о составе первичной коры Земли: 1) первичная кора была гранитной (или тоналитовой), 2) первичная кора была базитовой. Сторонники первого направления развивают представления о первичном магматическом океане Земли, возникшем после стадии её аккреции. Фракционная кристаллизация этого океана привела к формированию гранитного (или тоналитового) слоя, ставшего первичной корой Земли (Kramers, 1988; Ridley, Kramers, 1990; Hamilton, 2000; Шарков, Богатиков, 2001 и др.).

Представления о базитовой первичной коре основаны на моделях «холодной» аккреции Земли, при которых сохраняется твёрдая оболочка. Доказано, что в архее существовали более высокие мантийные температуры, что обусловило её более интенсивное плавление с образованием базальтовых и коматиитовых расплавов. Существующие расчёты (Sleep, Windley, 1982; Bickle, 1986; McKenzie, Bickle, 1988) показывают, что в архее формировалась базитовая кора, в 2-3 раза более мощная, нежели океаническая кора фанерозоя. По различным авторам, мощность её могла составлять 25–60 км (Abbott et al., 1994).

Считается, что ранняя сиалическая кора Земли образовалась за счёт частичного плавления вышеуказанной первичной базитовой коры.

В настоящее время существует несколько моделей образования ранней сиалической коры кратонов за счёт плавления первичной базитовой.

1-я модель – сагдукции (McGregor, 1979; Kröner, Layer, 1992). Суть её заключается в том, что первичная коматиит-базальтовая земная кора затягивается в литосферу конвективными течениями мантийных струй (плюмов) и подвергается плавлению с образованием сиалических расплавов, образовавших первые острова протосиалия (рис. 9.1, а). Позднее эта модель была детализирована и существенно дополнена В.М. Ненаховым (Ненахов, 2001).

2-я модель – обдукции (De Wit, 1998), предусматривает образование первичной базальтовой коры океанического типа в спрединговых срединно-океанических хребтах, дальнейшее её скупивание на периферии хребтов и плавление основания этого чешуйчато-покровного сооружения с образованием ТТГ – магм (рис. 9.1, b).

3-я модель – наиболее распространённая: сиалическое магмаобразование происходит в зонах субдукции, среди которых выделяется два типа: «пологая» и «нормальная». Суть её заключается в плавлении океанической плиты при погружении в астеносферную мантию и образовании при этом островных дуг с кислым магматизмом известково-щелочного типа. Возможности применения этой модели к архейскому этапу развития Земли посвящено огромное количество литературы (Drummond, Defant, 1990; Taylor, McLennan, 1995; Nutman et al., 1999; Polat, Frey, 2005; Abbott et al., 1994; Martin, Moyen, 2002; Розен и др., 2008; Минц, 1998; Щипанский, 2012; Борукаев, 1996;

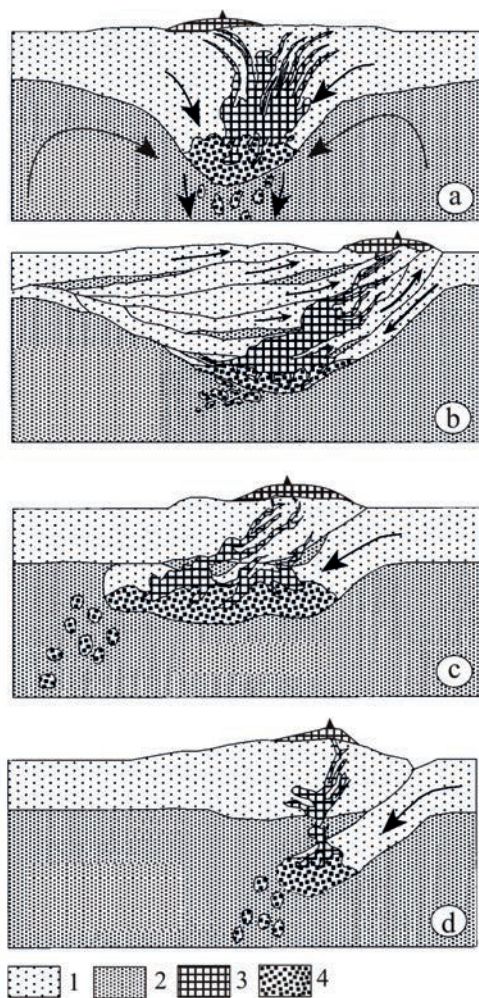


Рис. 9.1. Модели происхождения сиалической коры ТТГ состава (Nutman, 2007): а – модель плавления базитовой коры, втянутой в мантию процессами сагдукции; б – модель плавления основания чешуйчато-надвигово утолщения базитовой коры на конвергентных границах плит; в – модель плавления базитовой коры при «пологой» субдукции; д – модель плавления базитовой коры при «нормальной» субдукции. 1 – мафическая кора; 2 – мантия; 3 – расплавы ТТГ состава; 4 – зона плавления с реститовым гранатом и клинопироксеном

Van Hunen J, Van den Berg A.P., 2008; Rollinson, 2010 и многие другие (рис. 9.1, с, d).

4-я – плюмовая модель предложена А.М. Гудвином в 1974 году (Goodwin, 1974). По концепции Гудвина, первые архейские прото-континенты (микроконтиненты) сформировались над центрами долгоживущих мантийных струй (плюмов) и в протерозое продолжали расти за счёт генерировавшихся в них магм, образующих кратоны. Для Канадского щита А.М. Гудвин предполагал существование шести кратонов, которые в результате своего роста в позднем докембрии объединились и образовали Северо-Американский континент.

Позднее А. Гликсон и И. Ламберт (Glikson, Lambert, 1973, 1976) предложили детальную модель формирования земной коры на основе концепции мантийных струй (плюмов). Важным положением предложенной модели была трактовка архейских высокометаморфизованных образований как глубинных эквивалентов гранит-зеленокаменных комплексов, которую полностью разделяют авторы настоящей работы. Модель Гликсона–Ламберта представлена на рис. 9.2.

На первой стадии модели Гликсона–Ламберта в результате магматической деятельности плюмов происходит формирование первичной океанической базит-ультрабазитовой коры (первичные зеленокаменные пояса).

На второй стадии, в соответствии с моделью сагдукции, упоминавшейся выше, происходит погружение первичной базит-ультрабазитовой коры и её частичное плавление с образованием расплавов тоналит-трондьемитового состава, образующих плутоны. На поверхности формируются вторичные (более поздние) зеленокаменные пояса с известково-щелочными лавами и осадочными образованиями.

На третьей стадии идёт дальнейшее погружение коры, образование и внедрение тоналит-трондьемитов. На конечной стадии, в условиях повышенного геотермического градиента, происходит образование коры с вертикальной метаморфической зональностью от гранулитовой до зеленокаменной фаций. При частичном плавлении нижних частей сиалической коры формируются калиевые граниты.

В своей модели Гликсон отметил относительно большую распространённость базит-гипербазитовых пород в первичных зеленокаменных поясах, увеличение доли известково-щелочных вулканитов на более высоких стратиграфических уровнях, относительно большую распространённость обломочных осадков в верхних частях разрезов зеленокаменных поясов, формирование тоналит-трондьемитовых



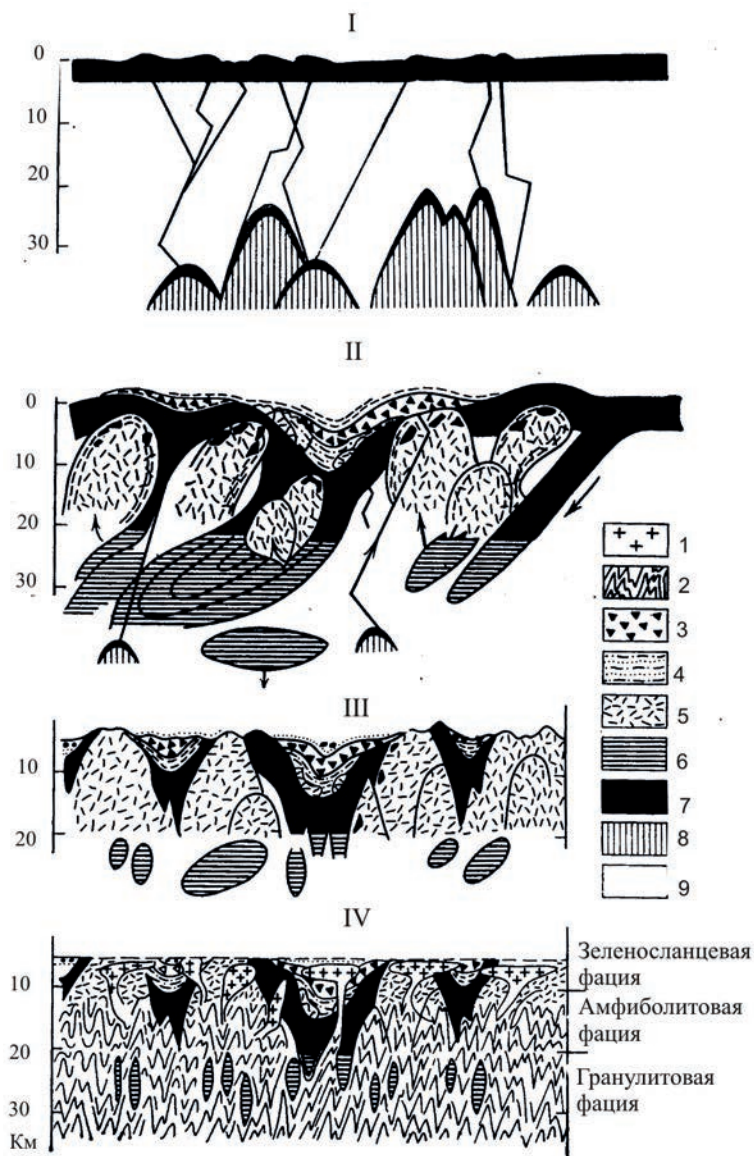


Рис. 9.2. Модель формирования сиалической коры по (Glikson, Lambert, 1976)  
 1 – калиевые граниты, 2 – гнейсо-гранулиты, 3 – поздние зеленокаменные комплексы, 4 – осадочные породы, 5 – натровые граниты, 6 – мафические гранулиты, 7 – ранние зеленокаменные комплексы, 8 – мантийные диапиры, 9 – мантия. I, II, III, IV – стадии формирования (см. текст)

расплавов при плавлении пород основного состава, формирование поздних калиевых гранитов. Гликсон и Ламберт обосновали взаимосвязь областей высоко- и слабометаморфизованных образований кратонов: гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей.

Эта взаимосвязь имеет большое значение для исследований состава глубокометаморфизованных глубинных комплексов ранней сиалической коры, поскольку позволяет проводить определённые аналогии со слабометаморфизованными лито-стратиграфическими разрезами зеленокаменных поясов.

Главные особенности литологического состава зеленокаменных поясов рассмотрены и охарактеризованы К. Конди в фундаментальном труде «Архейские зеленокаменные пояса» (Конди, 1983). На основе изучения архейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Африки и Австралии К. Конди установил следующие пределы распространённости в них главных типов вулканитов (в %): ультраосновные – 1–24, основные – 10–75, андезиты – 5–75, дациты и риолиты – 3–15.

Развитие в последние годы методов изотопного датирования позволяет дать оценку длительности магматической деятельности конкретного плюма, над которым сформировались структуры зеленокаменного пояса. Для примера рассмотрим два литостратиграфических разреза наиболее изученных палеоархейских зеленокаменных поясов: Восточная Пилбара (Западная Австралия) и Барбертон (Южная Африка) (рис. 9.3). Из рисунка следует, что оба литостратиграфических разреза сложены одинаковыми типами вулканитов и осадочных пород. Существующие данные изотопного датирования вулканитов свидетельствуют о том, что магматическая деятельность плюмов носила импульсивный характер и продолжалась в течение 325 млн лет для зеленокаменного пояса Восточная Пилбара и 268 млн лет для зеленокаменного пояса Барбертон.

Несколько меньший период магматической деятельности плюмов установлен для мезоархейских зеленокаменных поясов Балтийского щита – 150–200 млн лет (Вревский и др., 1996). Вероятно, эти данные свидетельствуют о снижении времени магматической деятельности плюмов в геологической истории Земли, если учесть, что время жизни фанерозойских плюмов исчисляется только десятками миллионов лет (например, Гавайский плюм – 80 млн лет (Norton, 2000), плюм Восточно-Индийского хребта – 45 млн лет (Артамонов, Золотарёв, 2008) и др.

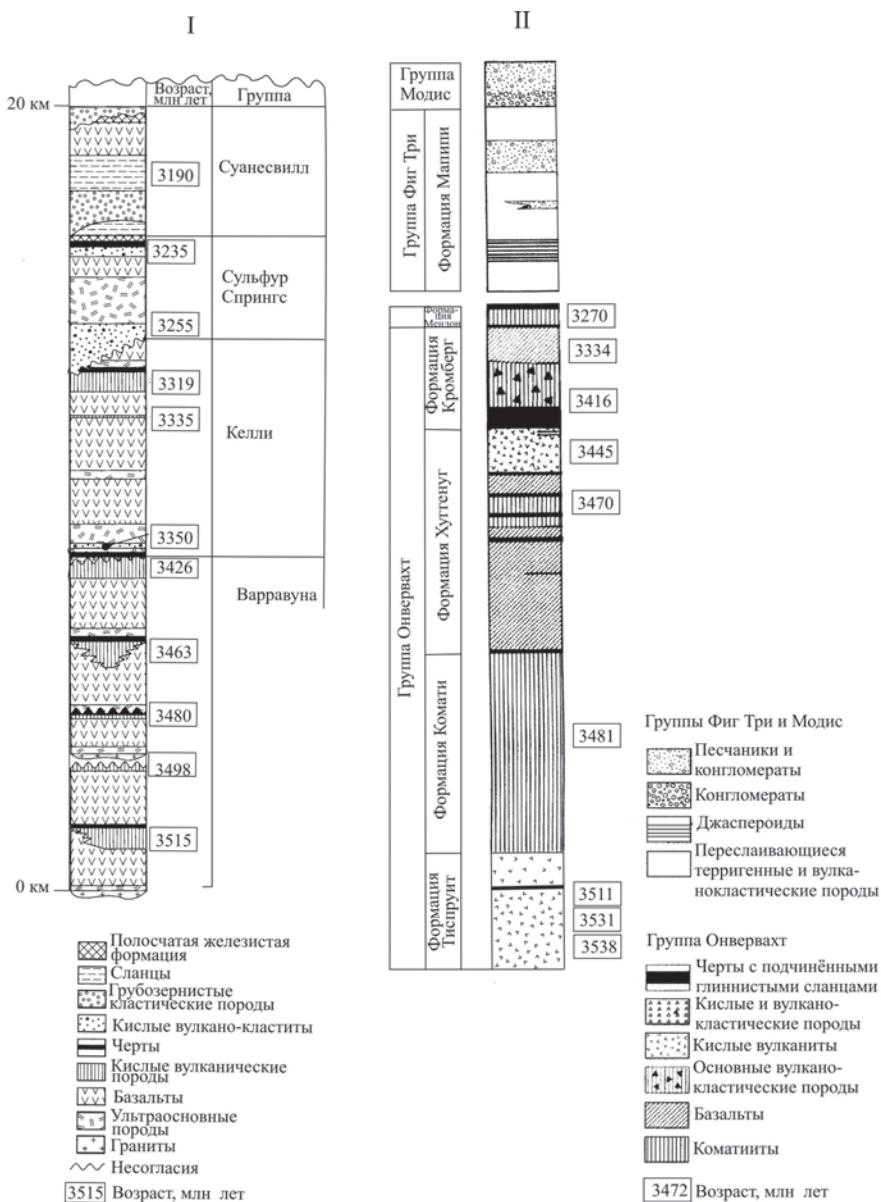


Рис. 9.3. Литостратиграфические разрезы зеленокаменных поясов Восточная Пилбара (Западная Австралия) – I и Барбетон (Южная Африка) – II (по: Van Kranendonk et al., 2007; Lowe, Byerly, 2007; Robin-Popieul et al., 2012)

Последующие исследования зеленокаменных поясов кратонов, после опубликования модели Гликсона–Ламберта в 1973 г. (Glikson, Lambert, 1973), показали полную правомерность основных её положений.

В настоящее время плюмовой модели, в тех или иных модификациях, придерживается незначительное число исследователей (Глуховский, Моралёв, 1996; Мишкин, Вовна, 2000; Petford, Gallagher, 2001; Bedard, 2006; Smithies et al., 2009; Вревский и др., 2010). При этом часть исследователей считает, что плюмовая модель формирования сиалической коры «работает» только в архее, другие (Шарков и др., 2000) полагают, что плейт-тектоническая модель формирования сиалической коры сменила плюмовую на рубеже раннего и позднего палеопротерозоя 2.2–2 млрд лет назад.

Авторы настоящей работы в результате многолетних исследований Алданского щита (Мишкин и др., 2000; Мишкин и др., 2001; Мишкин и др., 2007; Вовна, 2007; Мишкин, Вовна, 2009; Вовна и др., 2009; Вовна, Мишкин, 2013; Вовна и др., 2014; Вовна, 2016) и анализа литературных материалов по архейским кратонам Мира пришли к следующим выводам.

1. Ранняя сиалическая кора кратонов представлена не гнейсами тоналит-трондъемит-гранодиоритового состава, как считается ныне, а исходной андезит-дацитовый вулканогенной ассоциацией, которой резко подчинены разновозрастные вулканы коматиит-толеитовой серии. Получить коматииты при плавлении субдуцирующей базальтовой океанической плиты петрологически невозможно. Однако присутствие коматиитов в составе ранней сиалической коры естественно, по модели Гликсона–Ламберта. Геохимические особенности исходных толеитов коматиит-толеитовой серии (Nb-Y-Zr отношения, Condie, 2008) свидетельствуют об их плюмовом происхождении, что показано на примерах Алданского и Анабарского щитов (Вовна, 2016 и гл. 6 данной работы).

2. Sm-Nd-изотопными исследованиями установлено, что модельный Nd возраст раннекорых сиалических образований кратонов всегда древнее возраста кристаллизации их магматических протолитов на несколько сот миллионов лет. Эту разницу в возрасте можно объяснить только на основе модели Гликсона–Ламберта, но невозможно по конвейерной модели спрединг – субдукция плитовой тектоники.

На основании вышеизложенного авторы пришли к выводу о предпочтительности плюмовой модели Гликсона–Ламберта при рассмотрении процессов раннего сиалического корообразования.

Вместе с тем, авторы посчитали необходимым внести некоторые существенные дополнения к этой модели, из которых важное значение имеет вопрос об энергетическом источнике формирования мантийных плюмов.

Выбор модели сиалического корообразования находится в прямой зависимости от выбранной концепции формирования Земли как планеты.

Не останавливаясь на наиболее распространенных концепциях происхождения Земли, обзор которых можно найти в работах А.Е. Рингвуда (1982), В.Е. Хаина (2003) и др., отметим, что авторы придерживаются модели Шмидта–Сафронова (Сафронов, 1969; Сафронов и др., 1978; Шмидт, 1957), рассматривающей происхождение планет Солнечной системы из холодного протопланетного газопылевого облака. Согласно модели, формирование Земли (аккреция) на заключительной стадии происходило в результате соударения крупных планетезималей, которые по массе соизмеримы с Луной. Процесс аккреции Земли занял около 100 млн лет. Наиболее важные положения модели Шмидта–Сафронова для проблемы, рассматриваемой в нашей работе, следующие. Первое положение: участием в аккреции Земли тел астероидных размеров на заключительных стадиях обусловлено то, что «отдельные области в недрах Земли отличались физическими свойствами, деталями химического состава, концентрацией радиоактивных элементов и т.п.» (Шмидт, 1957).

Основываясь на первом положении модели Шмидта–Сафронова, авторы полагают, что неоднородность составов планетообразующих астероидов приведёт к неравномерному распределению в будущей верхней мантии тугоплавких элементов: Ca, Al, Ba, U, Th, РЗЭ. В отношении группы радиоактивных элементов –  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  (РАЭ) об этом свидетельствуют значения величины ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) для метеоритов. Для хондритов они составляют интервал значений 1–100, для ахондритов 10–280 (Левский, Неймарк, 1991).

Второе положение: наибольшая начальная температура Земли, близкая к точке плавления ее вещества, достигалась на глубинах 300–500 км при наличии поверхностного твердого слоя.

Основываясь на втором положении модели Шмидта–Сафронова, авторы настоящей работы полагают, что ввиду разности плотностей вещества квазирасплавленного слоя и твердого поверхностного слоя мантии неизбежно произойдёт подъем квазирасплавленного вещества примитивной мантии в виде отдельных струй (плюмов) с частичным

декомпрессионным плавлением. Частичное плавление мантийного вещества плюмов, ввиду неоднородности составов планетообразующих астероидов, приведёт к неравномерному обогащению протомантии РАЭ. Это означает, что в мантии образуются области, обогащённые U и Th, которые будут играть решающую роль в радиогенной теплогенерации (Мёрти, 1980). Такие области мантии мы называем аномальными.

Магматическая деятельность мантийных плюмов в первые 300 млн лет после израсходования ударной тепловой энергии, энергии сжатия и тепла от распада короткоживущих радиоактивных элементов ( $^{26}\text{Al}$  и др.) в дальнейшем будет поддерживаться лишь в этих аномальных областях, где существовал достаточный дополнительный приток тепла за счет распада долгоживущих радиоактивных элементов (РАЭ) –  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ . Именно в аномальных областях верхней мантии продолжалась магматическая деятельность плюмов, которая носила импульсный характер, по мере накопления радиогенного тепла. Здесь происходит быстрое увеличение мощности первичной базальтовой коры и последующее ее подплавление снизу с образованием расплавов среднего и кислого состава под влиянием тепла поднимающихся более поздних мантийных плюмов. Выплавливающиеся из мантийного источника ультраосновные магмы сопровождаются ореолом восстановленного флюида ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ) (Маракушев, 1996; Летников и др., 1997; Авченко и др., 2009). При подъёме мантийного плюма состав восстановленного флюидного ореола по мере охлаждения постепенно трансформировался в водный и углекисло-водный (Маракушев, 1996) в результате протекания реакций типа  $\text{H}_2 + \text{CO} = \text{C} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $2\text{CO} = \text{C} + \text{CO}_2$  и др. Под действием тепла поднимающегося плюма и водно-углекислого флюида происходил метаморфизм амфиболитовой фации основания первичной базитовой коры, а затем и частичное плавление с образованием магм среднего и кислого состава и излияние их на поверхность одновременно с базальтовыми и ультраосновными лавами. Преобладающим излиянием на поверхность андезитов и дацитов (производных частичного плавления первичной базитовой коры) и подчиненных коматитов и базальтов (производных декомпрессионного частичного плавления мантийных плюмов) были сформированы протолиты ранней сиалической коры. Этот комплекс вулканитов формировал на поверхности архипелаги вулканических островов, которые, разрастаясь при дальнейшем функционировании магматической деятельности плюмов, превращались в первые

сиалические микропротоcontiныты (Вовна и др., 2009). При пульсационной деятельности мантийных плюмов мощность базальтовой, а точнее, базитовой коры наращивается не только на поверхности путем излияния базальтов, но и при подслаивании (андерплейтинг) ее базитовыми интрузиями снизу (Rudnick, 1992). Эти интрузии базитов могут располагаться на глубинах, достаточных для термального воздействия и расплавления последующими поднимающимися плюмами (Мишкин, Вовна, 2009), что позволяет отказаться от механизма сагдукции, который предусматривали в своей модели Гликсон и Ламберт (Glikson, Lambert, 1973, 1976). Введение механизма андерплейтинга для первичной базитовой (океанической) коры, т.е. подслаивания её снизу базитовыми расплавами частичного плавления более поздних плюмов, позволило снять критическое замечание Б. Уиндли (Уиндли, 1980) о несоответствии огромного объёма тоналит-трондьемитовых магм, выплавлявшихся из тонкой океанической коры в модели Гликсона–Ламберта (Glikson, Lambert, 1973, 1976).

Авторы полагают, что областям аномальной верхней мантии в коровом слое в настоящее время соответствуют сформировавшиеся в интервале времени хадей–архей кратоны. Это подтверждается исследованиями свинец-свинцовой изотопной системы пород кратонов, свидетельствующими о высоких значениях величины ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) (Kamber et al., 2003).

Соответственно с этим образование первичной базальтовой коры не было одновременным процессом. В начале хадея (4,4 млрд лет) первичная базальтовая кора в результате магматической деятельности плюмов образовывалась лишь в отдельных областях Земли. Это доказывается исследованиями короткоживущей  $^{146}\text{Sm}$ - $^{142}\text{Nd}$  (период полураспада изотопа  $^{146}\text{Sm}$  составляет 103 млн лет) изотопной системы пород различных кратонов (Caro et al., 2006), из которых положительные аномалии  $\epsilon^{142}\text{Nd}$  из числа изученных установлены только в пределах нынешнего Гренландского щита. Приведенные данные отрицают гипотезу магматического океана, существовавшего после образования Земли как планеты, так как в этом случае положительные аномалии  $\epsilon^{142}\text{Nd}$  наблюдались бы в древних кратонах повсеместно. На основании изотопного датирования ксеногенных и детритовых цирконов предполагается, что отдельные области формирования ранней сиалической коры хадея существовали в Северо-Атлантическом кратоне (Акаста, Вайоминг, Гренландия), на западе Австралийского кратона (Маунт-Нарриер, Джек-Хиллс) и Антарктиде (Вовна, Мишкин,

2011). Можно полагать, что в некоторых кратонах ранняя сиалическая кора начала формироваться позднее – в эоархее, например, Восточно-Европейском (3.8 млрд лет), в палеоархее – Южно-Американском (3.5 млрд лет) и Сибирском (3.4 млрд лет).

В результате архейского плюмового магмаобразования были сформированы кратоны, разделённые протоокеаном. В сравнении с областями аномальной мантии мантия под протоокеаном была менее обогащена теплотворными РАЭ, и поэтому процессы раннего сиалического корообразования здесь шли с запозданием и были проявлены только в протерозое (2.5–0.54 млрд лет назад). В палеопротерозое раннее сиалическое корообразование последовательно наращивало архейские кратоны (см. рис. 2.1, 2.2).

В мезо-неопротерозое, судя по имеющимся изотопным датировкам (см. Приложение), раннее сиалическое корообразование происходит только в узкой зоне, окаймляющей Палеопацифику (см. рис. 2.1, глава 2). Это свидетельствует о затухании в неопротерозое процессов раннего сиалического корообразования.

Приведённые материалы свидетельствуют о том, что в неопротерозое завершилось образование слоя ранней сиалической коры Земли-Пангеи, которая, как мы полагаем, больше никогда не распадалась. Существующие в литературе многочисленные плейт-тектонические модели образования разновозрастных суперконтинентов, их распада и последующего разновариантного слияния обломков (Хаин, 2009) на основе палеомагнитных данных не могут считаться достоверными (Storetvedt, 1977; Долицкий, 2002 и др.). Не подтверждают их и данные палеоклиматологии, которые свидетельствуют о том, что палеоклиматическая зональность, в том числе и распространение глобальных оледенений, зависит от эндогенной активности Земли, а не от дрейфа материков из южных широт в северные и обратно (Чумаков, 2001 и др.).

Отдельные части Пангеи периодически погружались под воды Мирового океана. Современными аналогами этих обстановок являются эпиконтинентальные океаны – Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый, о чём говорилось в гл. 2.

Общая схема формирования ранней сиалической коры, построенная на основе плюмовой модели Гликсона–Ламберта (Glikson, Lambert, 1976), с использованием материалов, изложенных в предыдущих главах и в работе (Вовна, 2016), представлена на рис. 9.4. В этой схеме возраст первичной базитовой коры основан на данных неодимово-



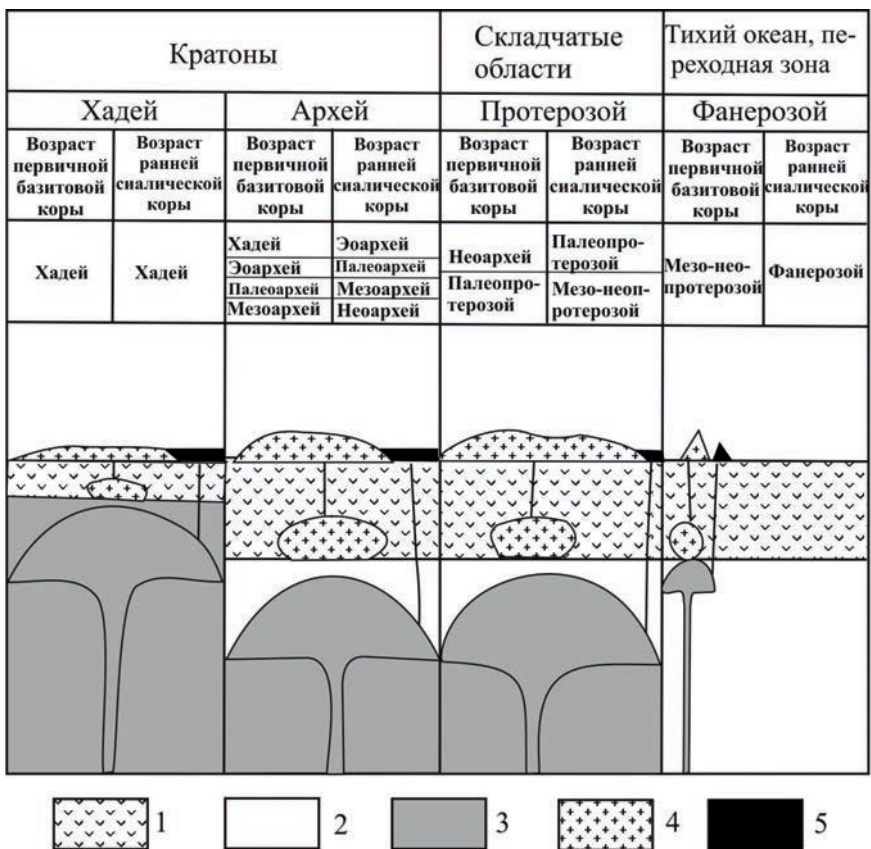


Рис. 9.4. Общая схема формирования ранней сиалической коры Земли (рисунок дан вне масштаба).

1 – первичная базитовая кора; 2 – деплетированная мантия; 3 – примитивная и обогащённая мантия; 4 – очаги плавления первичной базитовой коры и излияния лав андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии; 5 – излияния лав коматит-толеитовой ассоциации

го модельного возраста ( $T_{Nd}^{DM}$ ) пород сиалической коры для эоархея (Bennett et al., 1993), палеоархея, мезоархея, неоархея (Вревский и др., 2010), палеопротерозоя (настоящая работа). Возраст первичной базитовой коры, исходной для источников средне-кислых расплавов ранней коры мезо-неопротерозоя принят на основании возраста ксеногенных цирконов из мезозойских перидотитов и габбро Восточной Камчатки: о-ва Карагинского –  $1882 \pm 24$  млн лет, п-ова Камчатский мыс –  $1983 \pm 13$ , 2320 млн лет (метод SHRIMP) (Тарарин и др., 2015).

Исходя из установленного соотношения (возраст первичной базитовой коры всегда больше возраста образующейся за счёт её плавления сиалической коры в среднем до 200 млн и более лет) (Вревский, 2010) можно полагать, что на акватории Тихого океана, где отмечается только эмбриональная фанерозойская сиалическая кора типа океанической островной цепи Тонга–Кермадек, первичная базитовая кора может иметь мезо-неопротерозойский возраст. Это заключение имеет непосредственное отношение к проблеме возраста Тихого океана.

В заключение следует отметить, что ранняя (нижняя) сиалическая кора архейских кратонов и палеопротерозойских поясов явилась фундаментом для пород верхней коры, формировавшейся в архее, протерозое и фанерозое, о чем неоспоримо свидетельствует их Nd изотопия. Особенности магматизма структур верхней коры свидетельствуют о плюмовой модели их образования, т.е. приходится признать этот единый способ формирования континентальной коры Земли. Этот вывод основан на анализе обширных материалов, накопленных в литературе по этой проблеме к настоящему времени.

## СИАЛИЧЕСКОЕ КООБРАЗОВАНИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИИ

Приведенные в главе 2 материалы свидетельствуют о направленном в пространстве и времени снижении масштаба сиалического корообразования вокруг впадины современного Тихого океана (рис. 2.1, 10.1). Этот факт, по мнению авторов, можно объяснить изначальными, заложенными на поздней стадии аккреции Земли, геохимическими различиями мантии под Индо-Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли (гл. 1). Многие исследователи такие различия доказывают на основе изучения изотопных систем Sr, Pb, Nd, Hf толеитовых базальтов срединно-океанических рифтов Индо-Атлантического и Тихого океанов.

Обзоры выполненных изотопно-геохимических исследований (Nebel et al., 2007; Пушаровский, 2005 и др.) свидетельствует о более радиогенном изотопном Sr Индийского мантийного резервуара относительно Тихоокеанского, более высоких отношениях  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и менее радиогенном изотопном Nd относительно изотопа Hf. Причины изотопных различий одни авторы видят в деламинации нижней континентальной коры в Индо-Атлантическом сегменте Земли (Escrig et al., 2004 и др), другие – в длительном проявлении процессов субдукции, сопровождавшихся рециклингом океанических осадков (Pearce et al., 1999 и др). Наиболее распространённой точке зрения, связывающей изотопные различия мантии Индийского и Тихоокеанского сегментов с процессами субдукции, противоречат изотопные исследования базальтов вдоль Юго-Восточного Индийского срединного хребта, который всеми исследователями трактуется как зона спрединга, а не субдукции. Здесь, в зоне примерно между  $120\text{--}126^\circ$  в.д., обозначаемой аббревиатурой AAD (Australian-Antarctic discordance), проводится граница между Индийским и Тихоокеанским мантийными резервуарами (Klein et al., 1988; White, Patchett, 1984), основанная на различиях в изотопных системах Sr, Pb, Nd, Hf.

В последнее десятилетие внимание исследователей всё более стала привлекать Nd-Hf изотопная система базальтоидов океанических

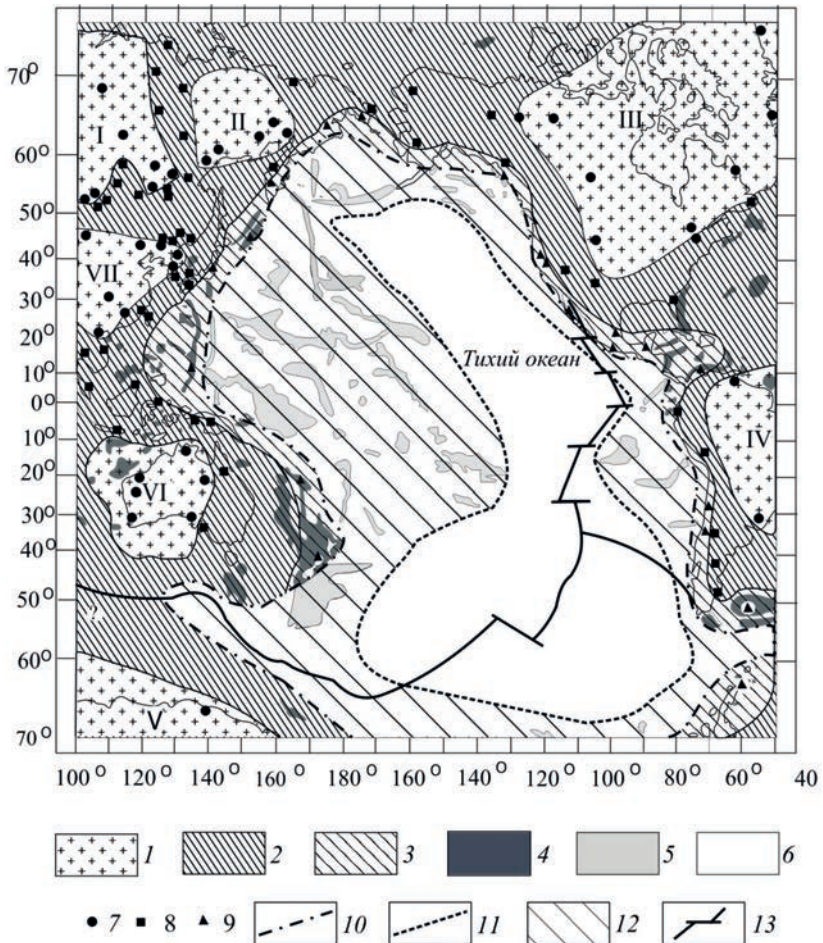


Рис. 10.1 Схема распространения докембрийской ранней сиалической коры, по (Мишкин, 2012, с изменениями).

1 – архейской (3.9–2.5 млрд лет); 2 – палеопротерозойской (2.5–1.6 млрд лет); 3 – мезо-неопротерозойской (1.6–0.54 млрд лет); 4 – блоки континентальной коры на дне океана; 5 – океанические поднятия с предполагаемой эмбриональной палеозойско-мезозойской корой в основании; 6 – область отсутствия сиалической коры; 7–9 – точки расположения изотопных датировок возраста докембрийских пород: 7 – архейского, 8 – палеопротерозойского, 9 – мезо-неопротерозойского; 10 – предполагаемая граница распространения мантии Индо-Атлантического типа; 11 – предполагаемая граница распространения мантии Тихоокеанского типа; 12 – область предполагаемого распространения мантии переходного типа; 13 – срединно-океанические рифты. Римскими цифрами обозначены архейские кратоны: I – Сибирский, II – Омолон-Охотский, III – Северо-Атлантический, IV – Южно-Американский, V – Антарктический, VI – Австралийский, VII – Китайский

структур как более инертная по сравнению с изотопами Sr и Pb в отношении наложенных вторичных процессов, искажающих начальные их отношения. На рис. 10.2 обобщены материалы по Nd-Hf изотопии базальтоидов Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, на основании которых намечено предполагаемое распространение мантии Индо-Атлантического и Тихоокеанского типов. Эти два типа мантии в пространстве разделены переходной областью гетерогенной мантии (рис. 10.1), где в одной и той же структуре встречаются базальтоиды, присущие обоим типам, например: островные дуги Алеутская, Камчатская, Кермадек, о-ва Фиджи (Pearce et al., 1999; White, Patchett, 1984; Munker et al., 2004) (рис. 10.2). По мнению авторов, приведённые материалы подтверждают тезис об изначальном геохимическом различии верхней мантии Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов, заложенном на поздней стадии аккреции Земли.

Для характеристики изотопно-геохимической неоднородности верхней мантии обычно используется систематика А. Зиндлера и С.З. Харта (Zindler, Hart, 1986), основанная на исследованиях океа-

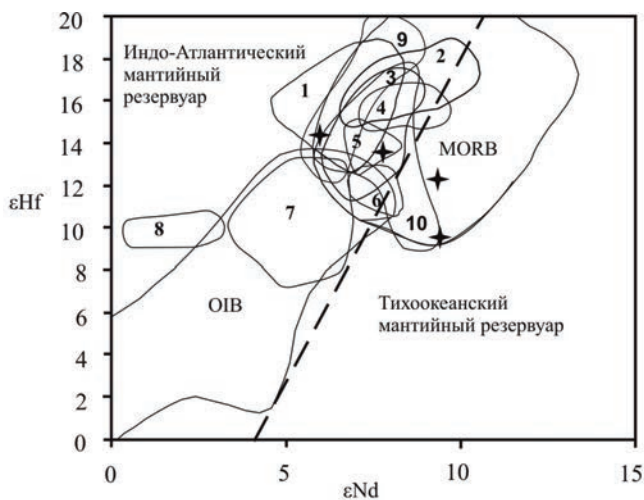


Рис. 10.2. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}} - \epsilon_{\text{Nd}}$  для базальтов океанических структур Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, по (Мишкин, 2012).

Дискриминационная линия нанесена по (Kempton et al., 2002). Звёздочки – базальты ААД, по (Munker et al., 2004). Поля базальтов островных дуг и островов: 1 – Идзу-Бонин-Марианская, 2 – Восточная Камчатка, 3 – Срединный хребет Камчатки, 4 – Алеуты, 5 – Новая Британия, 6 – Кермадек, 7 – Малые Антилы, 8 – Сунда, 9 – Курилы, 10 – о-ва Фиджи

нических базальтов. В этой систематике для мантийных резервуаров выделено четыре конечных компонента:

DM – деплетированная мантия с высокими изотопными отношениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и низкими изотопными отношениями Sr и Pb;

EM1 – обогащенная мантия с низкими  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ;

EM2 – обогащенная мантия с высокими  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и низким  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ;

HIMU – мантия с высокими значениями величин  $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , свидетельствующими о накоплении радиогенного изотопа  $^{206}\text{Pb}$ . Для неё характерно низкое  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

В работе (Рундквист и др., 2000) показано, что в пределах Индо-Атлантического океана выделяются все четыре изотопно-геохимических типа мантийных резервуаров по систематике Зиндлера и Харта (Zindler, Hart, 1986) – DM, EM1, EM2, HIMU, в то время как Тихоокеанский тип соответствует только резервуару DM.

Гетерогенная мантия переходного типа (рис. 10.1) в соответствии с данными работы (Рундквист и др., 2000) отличается от Индо-Атлантической весьма незначительным распространением резервуаров HIMU, которые, кроме того, имеют меньшие величины  $\mu$  в отличие от резервуаров HIMU Индо-Атлантического океана, что следует из данных работ (Титаева, 2004; Woodhead, 2012).

Эти геохимические различия обусловили способность верхней мантии Индо-Атлантического сегмента генерировать в раннем докембрие сиалическую земную кору, что и привело, в конечном счёте, к геологической асимметрии Земли (Мишкин, 2012).

Следует отметить, что Земля является единственной планетой земной группы, обладающей сиалической корой. В связи с этим при изотопно-геохимической характеристике её мантии первостепенное значение, среди прочих, имеют изотопные отношения PAЭ  $^{236}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , являющихся основными источниками радиогенного тепла планеты. Именно благодаря этим элементам в мантии Земли стало возможным возникновение очагов плавления с образованием восходящих колонн расплавленного мантийного вещества – плюмов. Благодаря появлению мантийных плюмов был запущен механизм сиалического корообразования, впервые предложенный Гликсоном и Ламбертом (Glikson, Lambert, 1973, 1976).

Для изотопной классификации мантии Земли особый интерес представляет изотопная система U–Pb, поскольку U является важной

составляющей РАЭ. Для этой цели нами использована диаграмма, учитывающая величины  $\mu$  и содержания U и Pb в базальтах океанических рифтов – MORB и щелочных базальтах океанических островов – OIB. На диаграмму нанесены линии постоянных значений  $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$  (рис. 10.3). MORB с наиболее низкими значениями  $\mu \leq 8$ , и содержания U = 0.01–0.15 г/т, Pb = 0.1–1 г/т отнесены к резервуарам деплетированной мантии DMU в рассматриваемой изотопной системе (рис. 10.3).

Поле NMU соответствует более высоким значениям  $\mu = 8–30$  с максимальными содержаниями U = 0.5 г/т, Pb = 1.3 г/т. Авторами источники этих базальтов отнесены к нормальной мантии (рис. 10.3). Поле базальтов океанических островов, ограниченное линиями значений  $\mu = 8–19$  при содержаниях U = 0.15–5 г/т и Pb = 1.3–20 г/т соответствует резервуарам обогащённой мантии EMU (рис. 10.3). Эмпирически установлено (Костицин, 2004), что поле HIMU базальтов океанических островов ограничено линиями значений  $\mu = 19–45$ , ему соответствуют содержания U = 0.3–5 г/т и Pb = 13–20 г/т.

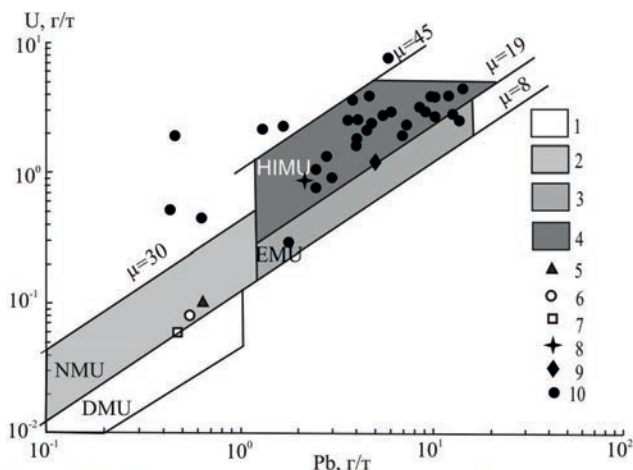


Рис. 10.3. Изотопно-геохимическая классификация мантийных источников базальтов срединно-океанических рифтов и океанических островов: 1 – деплетированная мантия DMU; 2 – нормальная мантия NMU; 3 – обогащённая мантия EMU; 4 – мантийный резервуар HIMU; 5–7 – средний состав MORB океанов: 5 – Атлантического 6 – Индийского, 7 – Тихого (Arevalo, Mc Donough, 2010); 8 – базальты HIMU о. Св. Елена (Титаева, 2004); 9 – базальты HIMU Французской Полинезии (Woodhead, 1992); 10 – кимберлиты Сибирского кратона (Богатиков и др., 2004).

Диаграмма составлена с использованием материалов Ю.А. Костицина (2004)

Происхождение базальтов НМУ обычно связывают с мантийными плюмами «горячих» точек. Однако в отношении источника компонента НМУ существуют различные гипотезы, наиболее распространенная из которых предусматривает рециклинг древней океанической коры, обогащенной U и поступившей в нижнюю мантию в процессе субдукции (Hofman, 1997). В работе Ю.А. Костицина (2004) показана несостоятельность этой гипотезы. Этот автор отмечает, что обогащённость НМУ базальтов в U–Pb системе противоречит их Sr–Nd изотопная система, согласно которой они происходят из обеднённого источника ( $\epsilon_{Nd} \leq +5.1 \pm 0.9$ ,  $\epsilon_{Sr} = -22 \pm 6$ ) (Костицын, 2004). В последнее время Н.А. Титаевой (Титаева, 2004) предложена новая гипотеза о происхождении мантийного резервуара НМУ, основанная на изучении щелочных базальтов Камерунского пояса Африки. Образование базальтов НМУ связывается главным образом с флюидной экстракцией U и радиогенного Pb из континентальной литосферы над головной частью поднимающегося плюма. Предполагается, что осколки такой литосферы существуют и в Атлантическом океане, где находит своё продолжение пояс Камеруна. Этой гипотезе противоречит существование НМУ базальтов на островах Французской Полинезии Тихого океана (Woodhead, 1996), где континентальная литосфера отсутствует (рис. 10.1). Поэтому авторы настоящей работы полагают, что образование базальтов НМУ связано не с флюидной экстракцией U и радиогенного Pb из континентальной литосферы плюмами, а с прямым происхождением плюмов из мантийных резервуаров, изначально обогащенных U, возникших в процессе аккреции Земли, о чём было сказано выше.

Замечательным открытием сейсмической томографии стало установление под архейскими кратонами своеобразных «корней» континентов, сложенных высокоскоростной «холодной» верхней мантией, достигающей мощности 200–600 км, а под палеопротерозойскими складчатыми областями – от нескольких десятков до 200 км. Эти данные сейсмотомографии позволяют полагать, что в архее и палеопротерозое плюмообразование охватывало только верхнюю палеомантию. «Корни континентов» сложены деплетированной верхней мантией – тугоплавким реститом, из которого экстрагирована легкоплавкая базальтовая составляющая в результате корообразовательных процессов, интенсивных под архейскими кратонами и менее интенсивных под палеопротерозойскими складчатыми областями. Иными словами, «корни континентов» – это остывшие истощённые реститы палео-



плюмов, т.е. суммированный результат архейского и протерозойского плюмового магматизма.

Изотопное датирование мантийных ксенолитов разных уровней глубинности мантии под кратонами Re–Os методом (Pearson, 1999) свидетельствует о том, что возраст мантийных корней соответствует возрасту сиалических коровых образований кратонов. Это означает, что они связаны генетически и развивались синхронно, в результате плюмовой магматической деятельности.

Существующие данные по изотопному датированию магматических пород мантийного происхождения в пределах кратонов свидетельствуют о том, что плюмовая магматическая деятельность продолжалась под их корнями, в нижней части верхней мантии в редуцированном виде в палео-мезо-неопротерозое, палеозое и мезозое. С этой деятельностью связано образование траппов, кимберлитов, щелочно-ультраосновных комплексов. Изотопно-геохимические характеристики этих образований имеют особый интерес, так как дают представление о составе современной мантии под кратонами. Для этой цели авторы использовали U–Pb-изотопную систематику кимберлитов Сибирского кратона (Богатиков и др., 2004) (рис. 10.3). Как видно из рисунка, составы кимберлитов Сибирского кратона образуют поле в пределах мантии NIMU состава, в отдельных случаях имея и более высокие значения  $\mu$ . Это подтверждает основной тезис данной работы об обогащённости РАЭ пород мантии под кратонами.

Авторы полагают, что в хадее–архее в верхней палеомантии типа NIMU, наиболее обогащённой РАЭ, происходило относительно быстрое накопление радиогенного тепла, формирование плюмов, первичной базитовой, а затем ранней сиалической кор и, в конечном счёте появление кратонов (рис. 2.1).

Интервал вторая половина неоархей – начало палеопротерозоя (2700–2500 млн лет) является важной вехой в мантийном плюмообразовании. В это время ощутимо понижается температура источника магмообразования, что приводит к уменьшению степеней плавления плюмов и появлению щелочных и субщелочных базитов и ультрабазитов. Распад РАЭ со временем привёл к сокращению интенсивности теплового потока из мантии. В соответствии с имеющимися расчётами в палеоархее теплогенерация была примерно в 3 раза выше современной, а в начале палеопротерозоя – в 2 раза (Pollack et al., 1993). Связанное с этим снижение температуры плюмов во времени отражено на диаграмме P–T условий формирования расплавов коматиитов (рис. 10.4).

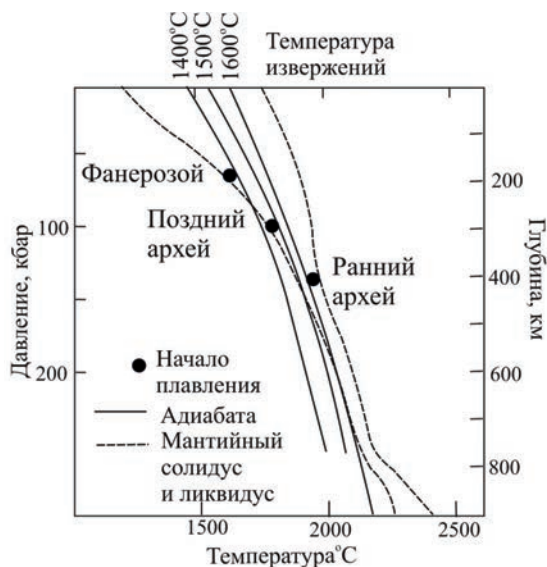


Рис. 10.4. Диаграмма изменения P-T условий формирования коматиитовых расплавов во времени (Condie, 2001)

С этого времени в состав ранней сиалической коры кроме известково-щелочной и коматиит-толеитовой магматических серий добавляются субщелочная и щелочная. Эти ассоциации в дальнейшем существует вплоть до фанерозоя включительно. Модель совместного образования этих магматических серий мантийного происхождения представлена в современных плюмах. Так, для Гавайского плюма установлено, что первичные расплавы толеитовой и субщелочной серий имеют ультраосновной состав и образовались при плавлении мантийного перидотита при давлениях около 30–40 кбар и температурах около 1650–1500°С. Первичные расплавы щелочной серии, отвечающие составу щелочных пикритов, образовались при плавлении мантийного перидотита на тех же глубинах, но при более низких температурах – 1595–1465°С (Соболев, Никогосян, 1994). Эта разница в температурах объясняется моделью латеральной температурной зональности Гавайского плюма – более высокими температурами в центре плюма и более низкими на его периферии (Wyllie, 1988). Сейсмографические исследования (Zhao, 2004) позволяют полагать, что источник расплавов Гавайского плюма находится на глубинах 550–600 км.

В областях палеомантии, соответствовавших типам NMU и EMU, относительно обеднённых РАЭ в сравнении с палеомантией HIMU типа, плюмовое корообразование происходило позднее – в протерозое, его результатом стало формирование фундамента протерозойских складчатых областей (рис. 2.1). Над резервуаром гетерогенной (NMU+EMU+HIMU) переходной мантии (рис. 10.1) раннесиалическое корообразование осуществлялось в фанерозое и носило эмбриональный характер (например, цепь островов Тонга–Кермадек), а над резервуаром DMU центральной части Тихого океана (рис. 10.1) оно вообще не установлено.

Рассмотренные выше изотопно-геохимические отличия мантии Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли авторы объясняют на основе широко известной гипотезы мегаимпакта (Hartman, Davis, 1975; Cameron, Ward, 1976). В соответствии с этой гипотезой, Земля на поздних стадиях аккреции испытала косое столкновение с планетой величиной с Марс. При этом из пределов нынешнего Тихоокеанского сегмента Земли на околоземную орбиту был выброшен мантийный материал с глубин, примерно соответствующих современной верхней мантии. Из выброшенного мантийного материала был сформирован естественный спутник – Луна. В работе А.Е. Рингвуда (Рингвуд, 1982) приведены геохимические доказательства возможной генетической связи Земли и Луны. Позднее к аналогичному выводу на основе изучения Hf–W изотопной системы пород этих небесных тел пришел С.В. Якобсен (Jacobsen, 2005).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование ранней сиалической коры рассмотрено на основе теории происхождения Земли Шмидта–Сафронова с применением концепции плюмового сиалического корообразования. После аккреции Земли в верхней протомантии за счёт накопления радиогенного тепла образуются очаги расплавов, являющиеся источниками мантийных плюмов. Неравномерность распределения в протомантии радиоактивных элементов (РАЭ) влечёт за собой неравномерность распространения плюмов. В областях протомантии, наиболее обогащённых РАЭ (аномальной мантии), уже в хадее, начиная с 4.4 млрд лет, в результате плюмовой магматической деятельности происходит образование первичной коматиит-базальтовой коры и затем, под влиянием тепла более поздних плюмов, – её плавление с образованием расплавов средне-кислого состава. В Западной Австралии самый ранний эпизод образования средне-кислых расплавов зафиксирован 4.26 млрд лет назад. С этого времени здесь началось формирование хадейской протокры, представлявшей, вероятно, переслаивание коматиит-базальтовых и андезит-дацитовых лав, а с появлением гидросферы (4.25 млрд лет назад) к ним присоединились терригенно-осадочные и хемогенные породы.

Эоархейские (3.9–3.6 млрд лет) образования известны на многих кратонах Земли. Наиболее древние из них, с возрастом 3.87–3.8 млрд лет, установлены на юго-западе Гренландского щита, где представлены диафторированным гранулитовым комплексом итсак. Супракрустальная толща комплекса итсак сложена плаггиогнейсами кислого состава, содержащими отдельные прослои метаосновных и метаультраосновных пород, а также железистых кварцитов и других пород исходного осадочного происхождения. Метамагматические породы комплекса итсак соответствуют метадацитам известково-щелочной серии, коматиитам и толеитовым базальтам. Метадациты отличаются от средне-кислых вулканитов внутриокеанических дуг повышенным содержанием LILE и HFSE, но в то же время содержания Th и U в них понижены в сравнении со средним составом архейских серых гнейсов фундамента платформ, что объясняется проявлением гранулитового метаморфизма. Толеитовые метабаазальты комплекса итсак отличают-

ся от базальтов MOR повышенным содержанием Th, U, K, что косвенно отражает обогащённость эоархейской мантии литофильными элементами. Стиль формирования исходного состава ранней сиалической коры Земли, заложенный в начале эоархея (а возможно, ещё и ранее, в хадее) сохранился и в более поздних эратемах архея, что показано на примере раннекоровых палеоархейских образований Водлозёрского блока Балтийского щита, мезоархея Анабарского щита, неоархея Байдарикского блока Китайского кратона.

В палеопротерозое раннее сиалическое корообразование сместилось от архейских кратонов в прилежащие области праокеана.

В это время в связи с планетарным снижением температуры мантии происходит уменьшение степени частичного плавления мантийных плюмов, о чём косвенно свидетельствует обогащение элементами LIL и частично HFS палеопротерозойских раннекоровых метатолитов. Как и в архее, в палеопротерозое главную роль в исходном составе раннекоровых сиалических образований играют средне-кислые вулканиты известково-щелочной серии. Подчиненное значение имеют вулканиты коматиит-толеитовой серии. Впервые появляются вулканиты субщелочной и щелочной серий.

В мезо-неопротерозое установлено затухание раннего сиалического корообразования. Ранняя сиалическая кора этого времени образует только фундамент мезозойского складчатого обрамления впадины Палеоокеана. Исследованиями Nd–Hf-изотопной системы современных базальтов Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли показано изотопно-геохимическое различие подстилающей их верхней мантии. На основе величины изотопной характеристики  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) и содержаний U и Pb в современных базальтах в составе мантии выделены деплетированный, нормальный, обогащенный и NIMU резервуары. Предполагается, что в Индо-Атлантическом сегменте раннее сиалическое корообразование хадея–архея осуществлялось над резервуарами палеомантии NIMU типа, а корообразование протерозоя – над резервуарами нормального и обогащенного типов. Деплетированный тип мантии изначально существовал под акваторией Тихого океана (в современных географических координатах), что можно объяснить хорошо известной гипотезой «мегаимпакта» – косоугольного удара Земли крупным астероидом в Тихоокеанском сегменте, который сопровождался выбросом вещества верхней мантии, сформировавшего Луну. Сиалическое докембрийское корообразование здесь не установлено. Итогом докембрийского сиалического корооб-

разования в Индо-Атлантическом сегменте Земли явилось формирование Пангеи, которая больше никогда не распадалась, и лишь отдельные её части периодически погружались под воды Мирового океана. Современными аналогами этих обстановок являются эпиконтинентальные океаны – Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый. Изложенные в работе материалы представляют основу предложенной авторами концепции плюмового сиалического корообразования.

Существующий лавинообразный поток информации по геологии, геохимии и изотопному датированию пород ранней сиалической коры Земли подтверждает предложенную концепцию.

## ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.

Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.

Александров И.А. Метаморфические породы амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области. Владивосток: Дальнаука, 2010. 211 с.

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов (материалы IV Росс. конф. по изотопной геохронологии). Т. 1. СПб., ИГГД РАН, 2009, с. 35-36.

Антипин В.С., Макрыгина В.А. Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: Изд-во Ирк. ун-та, 2006. 354 с.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б. и др. Корреляция архейских событий Водлозёрского домена в свете новых геологических и изотопных данных // Материалы конф. «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». СПб., 2012. С. 46–49.

Белусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.

Белусов В.В. Развитие земного шара и тектогенез // Сов. геология. 1960. № 7. С. 3–27.

Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалёв А.И. и др. Докембрийский гранитогнейс из Срединно-Атлантического хребта (26°с.ш.): результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геохимия. 1997. № 8. С. 876–880.

Беляцкий Б.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. и др. Возраст и происхождение цирконов габброидов САХ // Материалы XVII междунар. науч. конф. (школа). М., 2007. Т. 4. С. 192–194.

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 122–123

Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939

Богатиков О.А., Суханов М.К., Цветков А.А. Анортозиты в океане // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 181–189.

Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А. и др. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30,6'–5°32,4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U-Pb датирование): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 2. С. 240–248.

Борукаев Ч.Б. Тектоника литосферных плит в позднем архее // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 53–41.

Брайан У.Б. Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга–Кермадек: петрография, химизм, петрогенезис // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418–432.

Великославинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация: автореф. дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. СПб.: ЦОП СПГУ, 1998. 43 с.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. С. 310–313.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Метабазальты Брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. Т. 20. С. 266–281.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород Фёдоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14, № 31. С. 25–43.

Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области // Геохимия. 1999. № 6. С. 1–11.

Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 212 с.

Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108 с.

Вовна Г.М. Геохимия, происхождение и возраст метамагматических пород ранней сиалической коры Алданского щита: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Томск: НИТПУ, 2016. 50 с.

Вовна Г.М., Мишкин М.А., Сахно В.Г. и др. Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: её состав и генезис магматических протолитов // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 4. С. 509–512.

Вовна Г.М., Киселёв В.И., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Зарубина Н.В., Вельдемар А.А. Первые данные по локальному U-Pb изотопному датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 2. С. 189–193.

Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ленников А.М. и др. Геохимия и условия метаморфизма пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) // Геохимия. 2013. № 12. С. 1076–1089.

Вовна Г.М., Мишкин М.А. Ранняя кора Земли – эволюция от хадея до протерозоя // Материалы Междунар. конф. «Современное состояние наук о Земле». М., 2011. С. 362–366.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса. Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. С. 609–631.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20–38.



Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.

Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М. и др. Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 43–54.

Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. № 6. 1968. С. 34–45.

Геологическая карта докембрия континентов. М-б 1:15000000 / гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: МИН ГЕО СССР, 1974.

Глуховский М.З., Моралёв В.М. Тектоника плетов раннего докембрия на примере эволюции Сунагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.

Говоров И.Н., Голубева Э.Ф., Пушин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.

Гордин В.М. Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Мэттьюзу // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 27–29.

Грове Д.И., Бэтт У.Д. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия Архея. М.: Мир, 1987. С. 98–129.

Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.

Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алданского щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоок. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 3–21.

Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: Вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: LAMBERT Acad. Publ., 2013. 188 с.

Де ля Рош Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // I междунар. геохим. конгр. «Метаморфизм и метасоматоз». М.: ГЕОХИ АН СССР, 1972. Т. 3. Кн. 1. С. 263–290.

Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоок. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75

Долицкий А.В. Движение географических и геомагнитных полюсов, построение и перестройка тектонических структур // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 97–108.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т.1. С. 328

Истомин И.Н. Раннепротерозойские перикратонные мульды и металлогения раннего докембрия восточной части Сибирской платформы // Изв. высших учебных заведений. Сер. геол. 2007. С. 37–58.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Л., Петрова В.И. О геотектонической природе системы центрально-арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.

Кеpezжинскas К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.

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.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. №3. С. 21–41

Ковач В.П., Котов А.Б., Берёзкин В.П. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 3–17.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива. Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т.11. №5. С. 491–512

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т.13, №1. С. 3–25

Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 163 с.

Колодяжный С.Ю. Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Особенности геологического строения, структурные парагенезисы фундамента // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 1. С. 15–23.

Конди К., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Костицин Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12, № 5. С. 451–456.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: дис. в виде науч. докл. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 2003. 78 с.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Крук Е.А. и др. Геохимическая типизация и источники метapelитов метаморфических комплексов южного Приморья // Материалы Всерос. конф. «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». Хабаровск, 2016. С. 139–141

Кузнецов И.Б., Майка Я., Черны И. и др. Первые результаты изотопного датирования, геохронологического и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из комплексов структурного основания Свальбарда (кварциты толщи гулликсенфьелет, земля Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 390–396.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск, 1993. 254 с.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Ларин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Становая серия (южное обрамление Сибирской платформы) раннепротерозойский возраст формирования и ранне-меловой возраст регионального метаморфизма // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 396–400.

Левский Л.К., Неймарк Л.А. Изотопные ограничения на протоземное вещество // Ранняя кора: её состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 48–62.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.

Летников Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В., Дорогокупец П.И. Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 666–670.

Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др. Раннеархейский водлозёрский гнейсовый комплекс и его структурная и метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 14–45.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии и их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Лутц Б.Г., Оксман В.К. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990.

Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 300 с.

Лучицкая М.Ф. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое. М.: ГЕОС, 2014. 259 с.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 438 с.

Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубинной скважины. Л.: Недра, 1986. 228 с.

Маракушев А.А. Петрология океанов // Тихоок. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 3–18.

Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю. и др. Присутствие мантии Индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20, № 1. С. 102–110.

Мёрти В.Р. Состав ядра и ранняя химическая история Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 28–40.

Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.

Милиц М.В. Архейская тектоника мини плит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 3–22.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская сиалическая кора Земли, её происхождение, состав и распространение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 5. С. 3–10.

Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н. и др. Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691–711.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Природа земной коры Арктического бассейна // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 55–59.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита // Тихоок. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 36–52.

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Хадейская протоко́ра Земли: модель формирования и ее возможный состав // Докл. РАН, 2010. Т. 433, №4. С. 504–506

Мишкин М.А., Вовна Г.М. Эволюция мантийных диапиров и формирование земной коры // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы: материалы Второго Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 2. С. 71–74.

Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М. и др. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.

Мишкин М.А. Сиалическое корообразование, геохимическая гетерогенность мантии и асимметрия Земли // Докл. АН. 2012. Т. 447, № 2. С. 195–198.

Моргунова А.А., Перчук А.Л. Ультравысокобарный метаморфизм в архейско-протерозойском подвижном поясе (гридинский комплекс, Карелия, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 3. С. 358–362.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С.3–32

Мошкин В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1962. 25 с.

Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1973. 176 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Некрасов Г.Е., Журавлёв Д.З. Sm-Nd изотопная система в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозои́ды Чукотки). Докл // АН. 2000. Т. 372, № 3. С. 373–377.

Некрасов Г.Е. Ультрамафит-мафит-гранулитовая ассоциация хребта Пекульней (Чукотка) – фрагмент раздела мантия – кора зоны рифтогенеза континентальной окраины трансформного типа // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: материалы Третьей Междунар. конф. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С.72–76.

Ненахов В.М. Геодинамические особенности раннего архея // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3–15.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 221 с.

Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Спорные аспекты плитовой тектоники и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 64–93.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Восточной Сибири и их первичная природа // Геохимия вулканитов разных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. 280 с.

Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 151 с.

Петров О.В., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф. и др. Первая находка архейских гранитов на дне Северного Ледовитого океана // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: материалы XLIII Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2010. Т.1. С. 143–148.

Погребницкий Ю.Е., Трухалёв А.И. Проблемы формирования Срединно-Атлантического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М. 2002. С. 189–203.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты.: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1970. 115 с.

Прокопьев А.В., Смелов А.П., Миллер Э.Л. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. Т 5. С. 26–29.

Пухтель И.С., Журавлёв Д.З., Куликова В.В. и др. Комагиты Водлозёрского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.

Пучков В.И. Великая дискуссия о плюмах: так кто же всё-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.

Пушаровский Ю.М. Избранные труды. Тектоника Земли. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 74–87.

Пушаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.

Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Гостеолтехиздат, 1959. 163 с.

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.

Розен О.М., Андреев В.П., Белов. А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.

Розен О.М., Журавлёв Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41, № 2. С. 163–179.

Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М.: Научный Мир, 2008. 183 с.

Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В. и др. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb-изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 2. С. 223–226.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. №5. С. 17–51.

Самсонов А.В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2004. 48 с.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.

Сергеев С.А., Бибикина Т.В., Левченков О.А. и др. Изотопная хронология водлозёрского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.

Сергеев С.А., Матуков Ф.И., Бибикова Е.В. и др. Возраст пород и метаморфических процессов водлозёрского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. Т. 2. С. 229–236.

Силантьев С.А., Дмитриев Л.В., Закариадзе Г.С. Породы континентальной и древней океанической коры в Атлантическом океане: вещественный состав и возможная тектоническая позиция // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 143–168.

Сироткин А.Н. Эндеогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма в породах складчатого основания архипелага Шпицберген: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 2013. 40 с.

Сколотнёв С.Г., Бельтенёв В.Е., Лепехина Е.Н. и др. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник Ф.У. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 493–519.

Слабунов А.И., Сибелёв О.С., Король Н.Е. и др. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: материалы науч. конф. и путеводитель науч. экскурсий. Экскурсия 1. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. С. 1–16.

Смелов А.П., Берёзкин В.И., Тимофеев В.Ф. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. 165 с.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 131–168.

Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника. 2009. № 1. С. 23–38.

Спиридонов В. Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. № 10. С. 1412–1427.

Степанюк Л.М., Панамаренко А.И., Яковлев Б.Г. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулита дальдынской серии Анабарского щита) // Минералогический журнал. 1993. Т. 15, № 2. С. 40–57.

Суханов М.К., Журавлёв Д.З. Sm-Nd датирование анортозитов Джугджура // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 964–968.

Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2015. 302 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

Титаева Н.А. Происхождение источников щелочных вулканитов Камерунского пояса на основании изотопно-геохимических данных: новый взгляд на компонент NIMU // Петрология. 2004. Т. 12, № 5. С. 547–560.

Турченко С.И., Розен О.М. Минерагеня и тектоника раннего докембрия Анабарского щита // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 8–16.

Удинцев Г.Б. Неравномерность океанского рифтогенеза и гетерогенность дна океана // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 14–26.

Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 230 с.

Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов. В кн.: ранняя история Земли. М.Мир. 1980. С. 115–122.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 30–48.

Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафrogenных впадин // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 298–316.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 346 с.

Хаин В.Е., Филагова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона центральной Арктики // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 2. С. 220–224.

Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В. и др. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН, 2013. Т. 451, №4. С.441–445

Хенсен Э.К., Ньютон Р.К., Джанардхан А.С. Давления, температуры и метаморфические флюиды в зоне непрерывного перехода от амфиболитовой фации к гранулитовой в южной части шт. Карнатака, Индия // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 200–223.

Херварт Д., Скублов С.Т., Березин А.В. и др. Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса. (Балтийский щит. Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 2. С. 221–224.

Цыганков А.А. Позднепалеохойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геол. и геофиз. 2014. Т. 55, №2. С. 197–227

Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 миллиарда лет // Докл. АН. 2001. Т. 381, № 5. С. 652–655.

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Ранние этапы тектоно-магматического развития Земли и Луны: сходство и различия // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 115–138.

Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. 3-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 140 с.

Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазонасных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42–64.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблемы рифейского कोरोобразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586

Abbott D., Drury R., Smith W.H.F. Flat to steep transition in subduction style // *J. Geology*. 1994. V. 22. P. 937–940.

Allegre C.J., Lewin E. Chemical structure and history of the Earth: evidence from Global non-linear inversion of isotopic date in a 3-box model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 96. P. 61–88.

Amelin Yu., Lee D-Ch, Halliday A.N., Pidgeon R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes // *Nature*. 1999. V. 399. P. 252–255.

Arevalo Jr. R., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chem. Geol.* 2010. V. 271, N 1/2. P. 70–85.

Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of north-eastern Minnesota // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 325–362.

Barker F. Trondhjemites, Dacites and environment and hypothesis of origin // *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. F. Barker (ed). Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–12.

Bedard J.H. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 1188–1214.

Bennett V.C., Brandon A.D., Nutman A.P. Coupled  $^{142}\text{Nd}$  –  $^{143}\text{Nd}$  isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // *Science*. 2007. V. 318. P. 21–25.

Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A. Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geol.* 1994. V. 102. P. 121–138.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103, N 12. P. 30,055–30,078.

Bogaticov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V et. al. *Magmatism and Geodynamics Terrestrial Magmatism throughout in the Earth History*. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 511 p.

Bonatti E., Ligi M., Borsetti A.M. et al. Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1996. V. 380. P. 518–520.

Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4/00–4/03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 3–16.

Cameron A.G.W., Ward W. The origin of the Moon // *Lunar Science*. 1976. V. 5. P. 120–122.

Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J-F. Diamond volcanoclastic comatiite from French Guiana // *Nature*. 1999. V. 399. P. 456–458.

Caro G., Bourdon B., Birck J-L. et al. High-precision  $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  measurements in terrestrial rocks: constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 164–191.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37

Condie K.C. *Earth as an evolving planetary system*. Burlington; London: Academic Press, 2005. 447 p.

Condie K.C. *Greenstones through time / Archean Crustal Evolution / K.C. Condie (ed)*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 85–120.



- Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts; a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–84.
- Condie K.C. *Mantle plumes and their record in Earth history*. Cambridge: University Press, 2001. 306 p.
- Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // *Nat. Phys. Sci.* 1971. V. 234. P. 127–128.
- De Wit M.J. On Archean granites, greenstones, cratons, and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precamb. Res.* 1998. V. 98. P. 181–226.
- Dmitriev L.V. Petrochemical study of the basaltic basement of the Mid-Indian ridge: Leg 24, Djibouti to Mauritius // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash., 1974. V. 2.
- Dobretzov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // *Int. Geol. Review*. 1995. V. 37. P. 335–360
- Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. V. 83. P. 209–231.
- Drummond M.S., Defant M.J. A model trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crust growth via Slab melting: Archaean to modern compositions // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 503–521.
- Equatorial Segment of Mid-Atlantic Ridge / G.B. Udintsev (ed.). Paris: UNESCO, 1996. 122 p. (IOC. Technical Series; N 46).
- Escrig S., Capmas F., Dupre B. et al. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts // *Nature*. 2004. V. 431. P. 59–63.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth elements abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42, N 8. P. 1199–1212.
- Ewart A., Bryan W.B. *The petrology and geochemistry of the Tongan Islands // The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry / Ed. By P.J. Coleman*. Perth: University of Western Australia Press, 1973. P. 503–522.
- Friend C.R.L., Bennett V.C. Nutman A.P. Abyssal peridotites > 3.800 Ma from southern West Greenland: field relationships, geochronology, whole-rock and mineral chemistry of dunite and garzburgite inclusion in the itsaq gneiss complex // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 7–92.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R. et al. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Lavrentia // *Precamb. Res.* 1998. V. 89. P. 1–23.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue, H., Geologic implication of the whole Mantle P-wave tomography // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. P. 4–23.
- Glikson A.Y., Lambert I.B. Relations in space and time between major Precambrian Shields units: an interpretation of Western Australia data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 20. P. 395–403
- Glikson A.Y., Lambert I.B. Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia // *Tectonophysics*. 1976. V. 30. P. 55–89.
- Goodwin A.M. Precambrian belts, plums and shield development // *Amer. J. Sci.* 1974. N 274. P. 987–1028.
- Gossler J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 138 (1-4). P. 1–13.

- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. P. 83–100.
- Hamilton W.B. An alternative Earth // *GSA Today*. 2000. V. 19, N 11. P. 4–12.
- Hartmann W.K., Davis D.R. Satellite-sized planets and lunar origin // *Icarus*. 1975. V. 24. P. 504–515.
- Hertzberg C. Generation of Plume magmas through time: An experimental approach // *Chem. Geol.* 1995. V. 126. P. 1–16.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. N 3. P. 297–314.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Hopkins M., Harrison T.M., Manning C.E. Low heat flow inferred from > 4 Ga zircons suggests Hadean plate boundary interactions // *Nature*. 2008. V. 456. P. 493–496.
- Hunter M.A., Bickle M.J., Nisbet E.G. et al. Continental extensional setting for the Arhean Belingwe Greenstone Belt Zimbabwe // *Geology*. 1998. V. 26. P. 883–886.
- Jacobsen S.B. The Hf-W Isotopic System and the Origin of the Earth and Moon // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V. 33. P. 531–70
- Jahn B.-M., Glikson A. Y., Pencat I.J. et al. REE geochemistry and isotopic data of Arhean Silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45. P. 1633–1652.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Div. Mines. Misc.* 1976. Pap. 66.
- Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 272–289.
- Kamber B.S., Kennedy J., Collerson D. et al. Inheritance of early Archaean Pb isotope variability from long-lived Hadean protocrust // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. P. 25–46.
- Kempton P.D., Pearce J.A., Barry T.L. et al. Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP leg 187: evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and origin of the Indian MORB source // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3. 1074 pp.
- Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // *Lithos*. V. 37. 1996. P. 245–260.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstructions // *Precamb. Res.* 2003. V. 122. P. 329–358.
- Klein E.M., Langmuir C.H. Standigil Geochemistry of basalts from the southeast Indian Ridge 115 E - 138 E // *J. Geophys. Res.* 1991. P. 2059–2107.
- Klein E.M., Langmuir C. H., Zindler A. et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary of the Australian-Antarctic Discordance // *Nature*. 1988. V. 333. P. 623–629.
- Kramers J.D. An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation // *Precamb. Res.* 1988. V. 38. P. 281–295.
- Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // *Gondwana Research*. 2015. V. 27. P. 392–406.

Kröner A., Layer P.W. Crust Formation and Plate Motion in the Early Arhean // *Science*. 1992. V. 256. N 5062. P. 1405–1411.

Kusky T.M., Kidd W.S.F. Remnants of an Arhean oceanic plateau, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe // *Geology*. 1992. V. 20. P. 43–46.

Kusky T.M., Li J.H., Tucker R.D. The Archaean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505-Billion-Year-Old oceanic crust and mantle // *Science*. 2001. V. 292. P. 1142–1145.

Lowe D.R., Byerly G.R. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt, South Africa // *Geol. Soc. America. Spec. Pap.* 1999. 329. P. 1–36.

Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A. et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and Southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous Plateau volcanism in the Southeast Indian Ocean // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 315–345.

Martin H., Moyen J.-F. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 319–322.

Martin H. The Arhean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Arhean Crustal Evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.

Martin H. The mechanism of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes // *Lithos*. 1993. V. 30. P. 373–388.

McClelland W.C., Power S.E., Gillotti J.A.. U-Pb SHRIMP geochronology and trace-element geochemistry of coesite-bearing zircons, North-East Greenland Caledonides. Ultrahigh – pressure metamorphism: DUP continental subduction // *Geol. Soc. America. Spec. Pap.* 403. 2006. P. 23–43.

McGregor V.R. Arhean gray gneisses and the origin of continental crust: Evidence from the Godthab region, West Greenland // *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Development in Petrology*. 1979. P. 169–204.

McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.* 1988. V. 29. P. 625–679.

Menneken M., Nemchin A.A., Geisler T., Pidgeon R.T., Wilde S.A. Hadean diamonds in zircon from Jack Hills // *Nature*. 2007. V. 448. P. 917–920.

Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos*. 2012. V. 148. P. 312–336.

Münker C., Worner G., Yogodzinski G.M. et al. Behavior of high field strength elements in subduction zone: constraints from Kamchatka – Aleutian Arc lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. P. 275–293.

Nebel O., Münker C., Nebel-Jacobsen Y.J. et al. Hf-Nd-Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian-Pacific mantle boundary in the SW Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 254. P. 377–392.

Nemchin A.A., Pidgeon R.T., Whitehouse M.J. Re-evaluation of the origin and evolution of  $> 4.2$  Ga zircons from the Lack Hills metasedimentary rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244. P. 218–233.

Nemchin A., Whitehouse V.J., Menneken M. et al. A light carbon reservoir in zircon hosted diamond from Jack Hills // *Nature*. 2008. V. 454. P. 92–96.

Nesbitt R.W., Jahn B.-M., Purvis A.C. Komatiites: an early Precambrian Phenomenon. I. // *Volcanol. Geotherm. Res.* 1982. V. 14. P. 31–45.

Nicolaysen K. et al. Provenance of Proterozoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean // *Geology*. 2001. V. 29. P. 235–238.

Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T. et al. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review at the evidence from komatiites // *Lithos*. 1993. V. 30. P. 291–307.

Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L. et al. Meta-igneous (non-gneissic) tonalites and quartz-diorites from an extensive ca. 3800 Ma terrain south of the Isua supracrustal belt, Southern West Greenland: constraints on early crust formation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. P. 364–388.

Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L. ~ 3710 and 3790 Ma volcanic Sequences In the Isua (Greenland) supracrustal belt; Structural and isotope implication // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. P. 271–287.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR.: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid Proterozoic // *Precamb. Res.* 1992. V. 54. P. 195–210.

Nutman A.P., Friend C.R.L., Norie K. et al. The Itsaq gneiss complex of Southern West Greenland and the construction of eoproterozoic crust at convergent plate boundaries / In *Earth's oldest rocks* (Editors Van Kranendonk M.J. et al) // Elsevier. 2007. V. 15. P. 187–218.

Nutman A.P., McGregor V.R., Friend C.R.L. et al. The itsaq gneiss complex of Southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900-3600 Ma) // *Precamb. Res.* 1996. V. 78. P. 1–39.

Operto S., Charvis P. Kerguelen Plateau: a volcanic passive margin fragment? // *Geology*. 1995. V. 23, N 2. P.137–140.

Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M. et al. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 1579–1611.

Pearson D.G. The age of continental roots // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 171–194.

Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3. to 4.4 Ga zircons: ion microprobe evidence for high  $\delta^{18}$  continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. P. 4215–4229.

Percival J.A., Fountain D.M., Salisbury M.H. Exposed crustal cross sections as windows on the lower crust. The continental Lower Crust / D.M. Fountain, R. I. Arculus, R.W. Kay (eds). Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 317–362.

Petford N., Gallagher K. Partial melting of the mafic (amphibolitic) – lower crust by periodic influx of basaltic magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 193. P. 483–499.

Pilot J., Werner C.-D., Haubrich F. et al. Palaeozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1998. V. 393. P. 676–679.

Plummer Ph. S. Ages and geological significance of the igneous rocks from Seychelles // *J. Afric. Earth. Sci.* V. 20, N 2. 1995. P. 91–101.

Polat A., Frei R. The origin of early Archaean banded iron formation and continental crust, Isua, Southern Western Greenland // *Precamb. Res.* 2005. V. 138. P. 151–175.

Polat A., Hofmann A.W. Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland // *Precamb. Res.* 2003. V. 126. P. 197–278.

Pollack H.N., Hunter S.J., Johnson J.R. Heat loss from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Rev. Geophys.* 1993. V. 31. P. 267–280.

Ridley J. R., Kramers J. D. The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archean continents // *Can. J. Earth Sci.* 1990. V. 27. P. 212–228.

Ritsema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 207. N 1/4. P. 1–12.

Robin-Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C. et al. A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention // *J. Petrol.* 2012. V. 53, N 11. P. 2191–2229.

Rollinson H. Coupled evolution of Archean continental crust and subcontinental lithospheric mantle // *Geology.* 2010. V. 38. P. 1083–1086.

Rudnick R. L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 267–309.

Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust. *The Crust. V. 3* // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd, 2003. P. 1–64. [CD-ROM].

Rudnick R.L. Xenoliths samples of the lower continental crust // *Continental Lower Crust* / ed. D.M. Fountain et al. Elsevier, 1992. P. 269–316.

Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. P. 18–35.

Sighinolfi G.P. Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1971. V. 35. N 10. P. 1005–1021.

Sleep N.H., Windley B.F. Archean plate tectonics: constraints and inferences // *J. Geol.* 1982. V. 90. P. 363–379.

Smithies R.H., Champion D.C., Van Kranendonk M.J. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infra crustal melting of enriched basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 281. P. 298–306.

Smithies R.H. The Archaean tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 182. P. 115–125.

Storevedt K.M. *Our Evolving Planet. Earth History in New Perspective.* Bergen: Alma Mater Forlag, 1997. 456 p.

Stosh H.G., Ionov D.A., Puchtel I.S. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the deep crust beneath central Asia // *Lithos.* 1995. V. 36, N 3/4. P. 227–242.

Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contribs Mineral Petrol.* 1978. V. 65, N 3. P. 301–325.

Taylor P.N., Kramers J.D., Moorbath S. et al. Pb-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr geochronology in the Archean Craton of Zimbabwe // *Chem. Geol.* 1991. V. 87. P. 175–196.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution.* London: Oxford: Blackwell scientific Publication, 1985. 312 p.

Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rew. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.

Turner S., Caulfield J., Rushmer T. et al. Magma evolution in the primitive, intra-oceanic Tonga Arc: rapid Petrogenesis of dacites at Fonualei volcano // *J. Petrol.*, 2012. V. 53, N 6. P. 1231–1253.

Thrane K. Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic crystalline basement complexes in the Southern part of the East Greenland Caledonides an ion microprobe study // *Precam. Res.* 2002. V. 113, N 1/2, P. 19–43.

- Trail D., Mojzsis S.J., Harrison T.M. Thermal events documented in Hadean zircons by ion microprobe depth profiles // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2007. V. 71. P. 4044–4065.
- Van Hunen J., Van den Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of Subducted lithosphere // *Lithos*. 2008. V. 103. P. 217–235.
- Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Hickman A.H. et al. Paleoproterozoic development of a continental nucleus: the East Pilbara terrane of the Pilbara Craton, Western Australia // *Earth's oldest rocks* / Ed K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 2007. 1307 p.
- Vervoort J.D., Patchett P.J., Gehrels G.E., Natman A.P. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes // *Nature*. 1996. V. 379. P. 624–627.
- Wareham C.D., Pankhurst R.J., Thomas R.J. et al. Pb, Nd and Sr isotope mapping of Grenville - age Crustal Provinces in Rodinito // *J. Geol* 1991. V. 106. P. 647–659.
- Weaver B.L., Tarney J., Windley B.F. et al. Geochemistry and petrogenesis of Archean metavolcanic amphibolites from Fiskenaeset, S.W. Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 2203–2215.
- Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59, N 7. P. 1217–1237.
- White W.M., Patchett J. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 167–185.
- Whitehouse M., Kamber B.S. Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: a cautionary tale from Akilia, Southwest Greenland // *J. Petrol.* 2005. V. 46, N 2. P. 291–318.
- Wood D.A., Joron J.L., Treuil M. et al. Elemental and Sr isotope variation in basic lavas from island and surrounding ocean floor // *Contrib. Miner. Petrol.* 1979. V. 70. P. 319–339.
- Wooden J.L., Mueller P.A. Pb, Sr and Nd isotopic compositions of a suite of late Archean igneous rocks, eastern Beartooth Mountains – implications for crust–mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 59–72.
- Woodhead J.D. Extreme HIMU in an Oceanic Setting – the Geochemistry of the Mangaia Island (Polinesia), and Temporal Evolution of the Cook-Austral Hotspot // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1996. V. 72. P. 1–19.
- Wyllie P.J. Solidus curves, mantle plumes and magma generation beneath Hawaii // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93, N 85. P. 4171–4181.
- Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2004. V. 146. P. 3–34.
- Zhao G, Wilde S.A., Li S. et al. U-Pb zircon age constraints on the Dongwanzi ultramafic – mafic body, North China, confirm it is not an Archean ophiolite // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 205. P. 85–93.
- Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

## **ПРИЛОЖЕНИЕ**

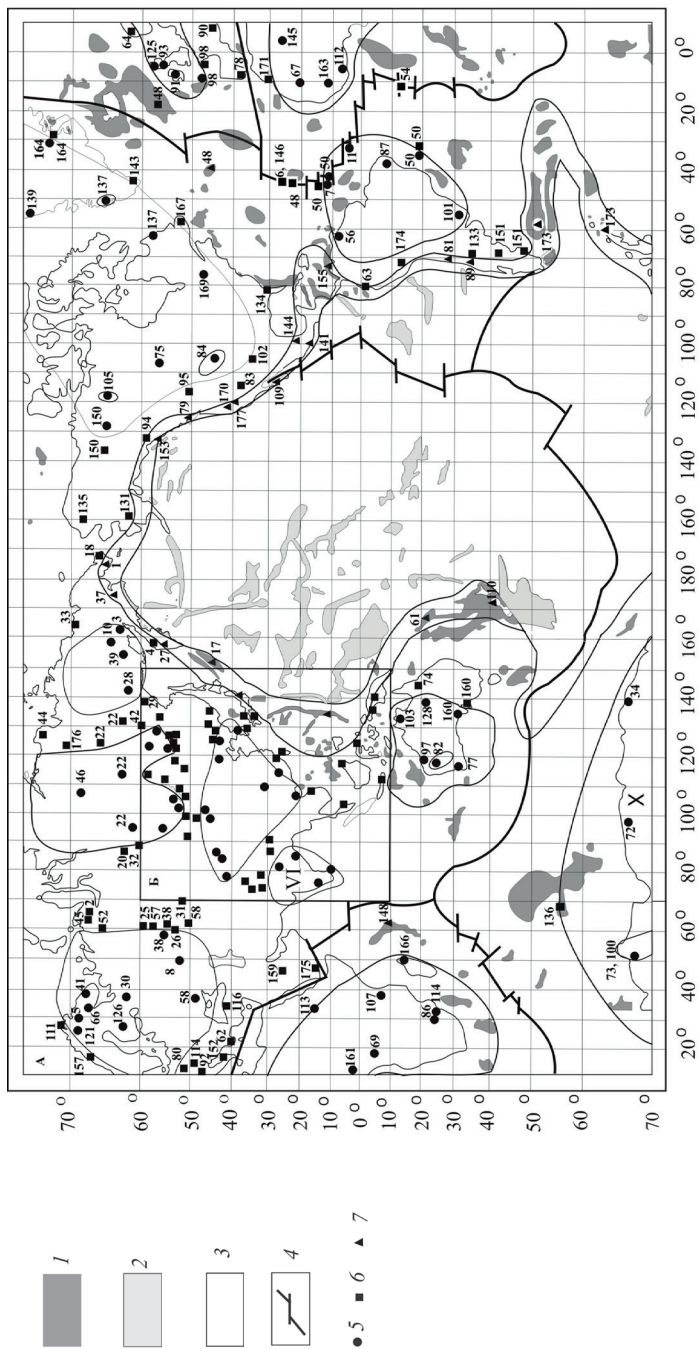


Рис. 1П. Схема расположения точек изотопного датирования возраста докембрийских пород Земли. Контуры распространения докембрийских пород соответствуют рис. 2.1.

1 – блоки континентальной коры на дне океанов, 2 – океанические поднятия с предполагаемой эмбриональной палеозойско-мезозойской корой в основании, 3 – область отсутствия сиалической коры, 4 – средне-океанические рифты, 5–7 – точки расположения изотопных датировок возраста докембрийских пород: 5 – архейского, 6 – палеопротерозойского, 7 – мезо-неопротерозойского. Цифры у точек соответствуют номерам литературных источников, приведенных в Приложении.



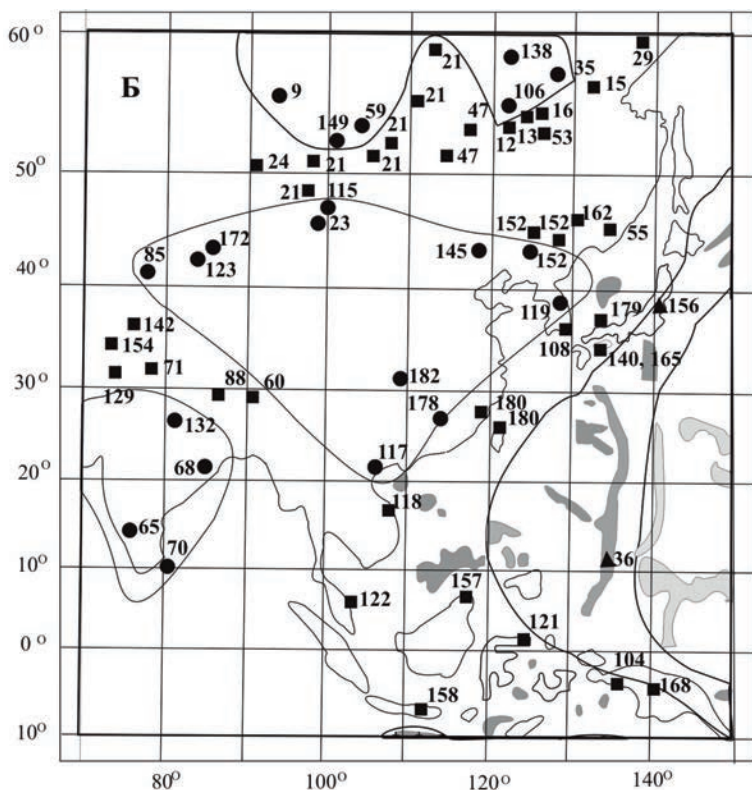


Рис. 2П. Расположение точек изотопного датирования возраста докембрийских пород на площади с координатами 70–150° в.д., 10° ю.ш. – 60° с.ш.

### Литература к точкам изотопного датирования на рисунках 1П и 2П

1. Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.
2. Андреичев В.Л., Родионов Н.В., Ронкин Ю.Л. U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные. // Матер. междунар. (X Всероссийского) петрогр. совещ. «Петрография XXI века. Метаморфизм, космические экспериментальные и общие проблемы петрологии». Апатиты, 2005. Т. 4. С. 17–19.
3. Бадрединов З.Г. Нерасчленённые отложения верхнеархейских метаморфических пород екатерининской серии супракrustального комплекса Омолонского массива (в печати).

4. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. и др. Метавулканиды Западной Камчатки (первые данные U-Pb SHRIMP-датирования возраста цирконов) // Докл. РАН. 2012. Т. 445. С. 559–563.
5. Баянова Т. Б. и др., Изотопные исследования возраста пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины протерозойской Печенгской структуры и её обрамления // Отеч. геол. 2007. № 4. С. 23–34.
6. Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалёв А.И. и др. Докембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26° С.Ш.). Результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геохимия. 1997. № 8. С. 876–880.
7. Беляцкий Б.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. и др. Возраст и происхождение цирконов – из габброидов САХ // Геология морей и океанов: Материалы 17-й междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. М., 2007, Т. 4. С. 192–194.
8. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Ларионов А.Н. и др. Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 2. С. 219–224.
9. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Ножкин А. Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
10. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 178 с.
11. Бортников Н.С. и др. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 2. С. 240–248.
12. Вах А.С., Авченко О.В., Горячев А.Н. и др. Новые изотопные U-Pb данные о возрасте метаморфических и магматических пород восточной оконечности Селенгиро-Станового орогенного пояса // Докл. АН. 2013. Т. 450, № 4. С. 432–439.
13. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 266–281.
14. Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области // Геохимия, 1999. № 6. С. 1–11.
15. Вовна Г.М., Киселёв В.И., Сахно В.Г. и др., Первые данные по локальному изотопному U-Pb датированию цирконов (метод La-ICP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока (юго-восток Алданского щита) // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 2. С. 189–193.
16. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий м. 1:2500000. Объяснительная записка / Ред. Л.И. Красный и др. СПб; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
17. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканидов подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
18. Жуланова И.Л. Земная кора северо-востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.

19. Захаров Ю.И., Чухонин А.П., Проскурин В.Ф. Новые изотопно-геохронологические данные для гранитоидов Шренко-Мамонтовского выступа полуострова Таймыр // Докл. АН СССР. 1993. Т. 332, № 1. С. 58–61.
20. Иванов Р.С., Ерохин Ю.Б., Ронкин Ю.Л. и др. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 10. С. 1304–1321.
21. 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.
22. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. Этапы формирования континентальной коры погребённого фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 394–408.
23. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Г.И. др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабхонского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3–29.
24. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива, возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. М.: Наука, 2005. Т. 13, № 1. С. 3–25.
25. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Цирконовая геохронология Салдинского метаморфического комплекса (средний Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 393. С. 385–392.
26. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовая геохронология Александровского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2004. Т. 396, № 4. С. 519–523.
27. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники метатерригенных толщ Средне-Камчатского и Ганальского подняий в свете новых Sm-Nd изотопных геохимических данных // Геохимия. 2013. Т. 3. С. 86–96.
28. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. Древнейшие основные гранулиты Северо-Востока России (Охотский массив) // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 2. С. 217–221.
29. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Проскурин В.Ф. и др. Палеопротерозойский кристаллический фундамент Юровского поднятия (Охотский массив) – U-Pb SRIMP геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные // Материалы Всерос. конф. «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». Хабаровск, 2016. С. 39–42.
30. Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Робонен В.И. Современное состояние геохронологической шкалы раннего докембрия Карелии. // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 72–80.
31. Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б. и др. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. АН. 2001. Т. 381, № 4. С. 518–521.
32. Лиханов И.И. и др. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Pb и Sm-Nd данные, обстановка формирования // Геохимия. 2012. № 10. С. 966–976.

33. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е. и др. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–971.
34. Михальский Е.В. Этапы тектогенеза Антарктического щита: Обзор геодинамических и хронологических данных // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4. Геология. 2007. № 3. С. 24–35.
35. Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н. и др. Sm-Nd изотопная смстематика Сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 3–8.
36. Мишкин М.А. Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов хр. Кюсю-Палау (Филиппинское море). Неопубликованные данные.
37. Некрасов Г.Е., Журавлёв Д.З. Sm-Nd изотопная система в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозойды Чукотки) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 3. С. 373–377.
38. Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизонных структурах Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370, №. 5. С. 655–657.
39. Петров О.В., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф. и др. Первая находка архейских гранитов на дне Северного Ледовитого океана // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 143–148.
40. Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С. и др. Изотопно-геохимическое исследование уникального золото-серебряного месторождения Дукаат как ключ к пониманию процессов вулканогенного образования // Регион. геол. и металлог. 2006. № 27. С. 60–76.
41. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Эндербиты района Гремихи Мурманского архейского домена, U-Pb и Sm-Nd данные // Докл. АН, 2008. Т. 418, № 1. С. 90–94.
42. Полин В.Ф., Мицук В.В. Ханчук А.И. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юонской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 1. С. 83–89.
43. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Гранитоиды главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Материалы конф. «Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск, 2007. С. 286–288.
44. Прокопьев А.В., Торо Х., Смелов А.П. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHPIMP геохронологические данные // Отеч. геол. 2007. № 5. С. 26–29.
45. Релизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Новые дннные о возрасте габброидов Кэршорского комплекса на Полярном Урале // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 2. С. 238–242.
46. Розен О.М., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З. Ранняя кора Анабарского щита, возраст и модели формирования // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 199–224.
47. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

48. Силантьев С.А., Дмитриев Л.В., Закариадзе Г.С. Породы континентальной и древней океанической коры в Атлантическом океане: вещественный состав и возможная тектоническая позиция // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 143–168.
49. Сироткин А.Н., Толмачёва Е.В. Термобарогеохимические исследования газожидких включений в метаморфических породах серии атомфьелла, полуостров Ньюфрисланд (архипелаг Шпицберген) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона: сб. науч. тр. Вып. 5 / ВНИИ геол. и минер. ресурсов Мирового океана. СПб, 2004. С. 213–223.
50. Сколотнёв С.Г., Бельтенёв В.Е., Лепехина Е.Н. и др. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
51. Сколотнёв С.Г., Былинская М.Е., Головина Л.А. и др. Первые данные о возрасте пород из центральной части подводного хребта Виктория-Тринидади в Бразильской котловине (южная Атлантика) // Докл. АН. 2011. Т.437, № 1. С. 74–80.
52. Соболев А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Приполярный Урал) // Матер. Междунар. (X всероссийского) петрогр. совещ. «Петрография XXI века». Апатиты, 2005. Т.2. С. 236–238.
53. Сорокин А.А., Кудряшев Н.М., Ли Цзиньи. U-Pb геохронология гранитоидов Октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоок. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 54–67.
54. Трухалёв А.И., Погребницкий Ю.У., Беляцкий Б.В. и др. Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте // Отеч. геология. 1993. № 11. С. 81–89.
55. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В. и др. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 441–445.
56. Чеглякова И.И., Баженов Ю.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Венесуэльской части Гвианского щита // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2006. № 5. С. 60–67.
57. Чувашов Б.И. и др. Новые U-Pb датировки абсолютного возраста риолитов среднего Зауралья как маркера смены геодинамических режимов земной коры // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 3. С. 323–326.
58. Щербак Н.П., Баргницкий Е.Н. Бибикова Е.В. и др. Ранняя кора Украинского щита. // Ранняя кора: её состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 122–150.
59. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., et al. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss charnokite, lake Baikal, USSR. A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // J. Geol. 1991. V. 99. P. 851–861.
60. Aikman A.B., Harrison T.M., Lin D. Evidence for Early (>44 Ma) Himalayan Crustal Thickening, Tethyan Himalaya, Southern Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 14–23.
61. Aitchison J.C., Ireland T.R., Clarke G.L. et al. Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia // Tectonophysics. 1998. V. 299. P. 333–343.

62. Anders B., Reishmann T., Kostopoulos D. The oldest rocks of Greece: first evidence for a Precambrian terrane within the Pelagonian Zone // *Geol. Mag.* 2006. V. 143, N 1. P. 41–58.
63. Aspden J.A., Bonilla W., Duque P. The EL Oro metamorphic complex Ecuador: geology and economic mineral deposits // *Overseas Geol. Miner. Res. British Geol. Surv.* 1995. N 67. 63 p.
64. Austrheim H., Corfu F., Bryhni I. et al. The Proterozoic Hustad igneous complex: a low strain enclave with a key to the history of the Western Gneiss Region of Norway // *Precambr. Res.* 2003. V. 120, N 1/2, P. 149–175.
65. Balakrishnan S., Rajamani V., Hanson, G.N. U-Pb Ages for Zircon and Titanite from the Ramagiri Area. Southern India. Evidence for Accretionary Origin of the Eastern Dharwar Craton during the Late Archean // *J. Geol.* 1999. V. 107. P. 69–86.
66. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // *Correlation of Precambrian Formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: Kola Sci. Centre of Rus. Acad. Sci.*, 1992. P. 13–14.
67. Barth M.G., Rudnick R., Richard W. et al. Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the Archean Man Shield, west Africa // *Precambr. Res.* 2002. V. 118. N 3/4. P. 267–283.
68. Basu A.R., Roy S.L., Saha A.K. et al. Eastern Indian 3800 million year-old Crust and Early Mantle Differentiation // *Science.* 1981. V. 212, N 4502. P. 1502–1506.
69. Batumike J.M., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. et al. Crustal evolution in central Congo-Kasai Craton, Luebo, D.R. Congo: In sights from zircon U-Pb ages, Hf – isotope and trace-element data // *Precambr. Res.* 2009. V. 170, N 3/4, P. 107–115.
70. Baur N., Kröner A., Liew T.C. et al. U-Pb isotopic systematics of zircons from prograde and retrograde transition zones in High Grade orthogneisses Sri Lanka // *J. Geol.* 1991. V. 99, N 4. P. 527–545.
71. Bhat M.I., Ghosh S.K. Geochemistry of the 2.51 Ga old Ranipur group pelites, Western Himalayas: implications for their provenance and weathering // *Precambr. Res.* 2001. V. 108, N 2. P. 1–16.
72. Black L.P., Sheraton J.W., Tingey R.J. et al. New U-Pb zircon ages from the Denman Glacier area, East Antarctica, and their significance for Gondwana reconstruction // *Antarctic Sci.* 1992. V. 4. P. 447–460.
73. Black L.P., Williams I.S., Compston W. Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma – old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 427–437.
74. Blewett R.S., Black L.P., Sun S-S. et al. U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of the Mesoproterozoic of North Queensland: implication for a Rodinian connection with the Belt Supergroup of North America // *Precambr. Res.* 1998. V. 89. P. 101–127.
75. Bohm C.J., Heaman L.M., Creaser R.A., Corkery N.T. Discovery of pre – 3.5 Ga exotic crust at the northwestern Superior Province margin, Manitoba // *Geology.* 2000. V. 28. P. 75–78.
76. Borg S.G., De Paolo D.J. Laurentia, Australia, and Antarctica as a late Proterozoic supercontinent: Constraints from isotopic mapping // *Geology.* 1994. V. 22, N 4. P. 307–310.

77. Bosch D., Bruguier O., Pidgeon R.T. Evolution of an Archean Metamorphic Belt: a conventional and SHRIMP U-Pb study of accessory mineral from the Jumperding metamorphic belt, Yilgarn Craton, West Australia // *J. Geol.* 1996. V. 104. P. 695–711.
78. Braid J.A., Murphy J.B., Mortensen J.K. et al. U-Pb detrital zircon geochronology of the South Portugues Zone (southern Iberia): linkages to Avalonia and Meguma: Abstr. Colloquium and Annual General Meeting of the Atlantic Geoscience Society, Moncton, 2009 // *Atlant. Geol. (Canada)* 2009. 45. P. 22–23.
79. Brandon M.T., Orchard M.J., Parrish R.R. et al. Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia // *Geol. Survey Canada paper*, 86-1A. 1995. P. 683–696.
80. Bretkrenz C., Kennedy A. Magmatic flare-up at the Carboniferous / Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages // *Tectonophysics.* 1999. V. 302. P. 307–326.
81. Casquet C., Baldo E., Pankhurst R.S. et al. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatiman mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo // *Geology.* 2001. V. 29. P. 703–706.
82. Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. The Oldest Terrestrial Mineral Record: A Review of 4400 to 4000 Ma Detrital zircons from Jack Hills, Western Australia // *Oldest Rocks / Eds: Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C.* Elsevier, 2007. P. 91–112.
83. Chamberlain K.R., Bowring S.A. Proterozoic geochronologic and isotopic boundary in NW Arizona // *J. Geol.* 1990. V. 58. P. 399–416.
84. Chamberlain K.R., Mueller P.A. Oldest rocks of the Wyoming craton // In: *Earth's oldest rocks.* Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. eds. 2007. Elsevier. P.775–792.
85. Chen Z., Lian Y. Polycyclic tectogenesis and plate movement of Xinjiang // *Xinjiang Geology.* 1991. V. 9, N. 2. P. 95–107.
86. Compston W. and Kröner A. Multiple zircon growth within early Arhean tonalite gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. N 1/2. P. 13–28.
87. Dantas E.L., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., de Brito Neves B.B. U/Pb and Sm/Nd Dating of middle (>3.4 Ga) and Late (Ca 2.7 Ga) Arhean Crust in Borborema Province, Northeastern Brazil // *30<sup>th</sup> Internat. Geol. Cong: Abstracts.* Beijing, 1996. V. 2. P. 525.
88. De Celles P.G., Gehrels G.E., Quade J. et al. Tectonic Implications U-Pb Zircon Ages of the Himalayan Orogenic Belt in Nepal // *Science.* 2000. V. 288. P. 497–499.
89. Devis J.S., Roeske S.M., McClelland W.C., Kay S.M. Mafic and Ultramafic crustal fragments at the southwestern Precordillera terrane and their bearing on the tectonic models of the early Paleozoic in Western Argentina // *Geology.* 2000. V. 28. P. 171–174.
90. Eichhorn R., Loth G., Kennedy A. Upvelling the pre-Variscan evolution of the Habach terrane (Tauern Window, Austria) by U-Pb SHRIMP zircon data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 142. P. 147–162.
91. Flowerdew M.J., Chew D.M., Daly J.S. et al. Hidden Arhaean and Palaeoproterozoic crust in NW Ireland? Evidence from zircon Hf isotopic data from granitoid intrusions // *Geol. Mag.* 2009. V. 146. P. 903–916.
92. Friedl G., Finger F., McNaughton N.J., Fletcher I.R. Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America – derived Gondvana fragments in central Europe // *Geology.* 2000. V. 28. P. 1035–1038.

93. Friend C.R.L., Kinny P.D. New evidence for protholith ages of Lewisian granulites, northwest Scotland // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1027–1030.
94. Gehrels G.E., McClelland W.C., Samson, S.D. et al. Ancient continental margin assemblage in the northern Coast Mountains, Sautheast Alaska and northwest Canada // *Geology*. 1990. V. 18. P. 208–221.
95. Ghosh D.K., Lambert R.St.J. Nd-Sr isotopic study of Proterozoic to Triassic sediments from Southeastern British Columbia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 94. P. 29–44.
96. Goodge J.W., Fanning C.M. 2.5 by. of punctuated Earth history as recorded in a single rock // *Geology*. 1999. V. 27, N 11. P. 1007–1010.
97. Gruau G., Jahn B.-M., Glikson A.Y. et al. Age of the Archean Talga-Talga subgroup, Pilbara Block. Western Australia, and early evolution on the mantle: new Sm-Nd isotopic evidence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. P. 105–116.
98. Guerrot C., Peucat J.J., Capdevila R., Dosso L. Archean protoliths within Early Proterozoic granulitic crust of the West European Hercynian belt: possible relics of the West African craton // *Geology*. 1989. V. 17. P. 241–244.
99. Halpin J.A., Gerakiteys C.L., Clarke G.L. et al. In-situ U-Pb geochronology and Hf isotope analyses of the Rayner Complex east Antarctica // *Contrib. Miner. Petrol.* 2005. V. 146, N 6. P. 689–706.
100. Harley S.L., Black L.P. A revised Arhaean chronology for the Napier complex Enderby Land from SHRIMP ion-microprobe studies // *Antarctic Sci.* 1997. V. 9. P. 74–91.
101. Hartman L.A., Leite J.A.D., McNaughton N.J., Santos J.O. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three elevents // *Geology*. 1999. V. 27. P. 947–950.
102. Hill B.M., Bickford M.E. Paleoproterozoic rock of central Colorado: Accreted arcs or extended older crust // *Geology*. 2001. V. 29. P. 1015–1018.
103. Hollis J.A., Carson C.J., Glass L.M. SHRIMP U-Pb zircon geochronological evidence for Neoproterozoic basement in western Arnhem Land, northern Australia // *Precamb. Res.* 2009. V. 174. P. 364–380.
104. Housh T, Mc Mahon T.P. Ancient isotopic characteristics of Neogene Potassic magmatism in Western New Gunea (Irian Jaya, Indonesia) // *Lithos.* 2000. V. 50. P. 217–239.
105. Iizuka T., Komiya T., Maruyama S. The Early Arhaean Acasta Gneiss Complex: Geological, Geochronological and Isotopic studies and Implications for Early Crustal Evolution // *Earth's oldest rocks* \ Eds: Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. Elsevier, 2007. P.127–148.
106. Jahn B.M., Cruaua G. Bernard-Griffiths J. et al. The Aldan shield, Siberia: Geochemical characterization, ages, Petrogenesis, and comparison with the Sino-Korean craton // *Third Int. Arhaean Simp. Perth: Geoconferences Inc., 1990. P. 179–181.*
107. Johnson S.P., Cutten H.N.C., Mahongo S. et al. Neoproterozoic magmatism and metamorphism of the western granulites in the central domain of the Mozambique belt Tanzania: U-Pb SHRIMP geochronology and P-Testimates // *Tectonophys.* 2003. V. 375, N 1/4. P. 125–145.
108. Kim K.H., Tanano T., Suzuki K., Naguo K. Evidences of the presence of old continental basement in Cheju volcanic island, South Korea, revealed by radiometric ages and Nd-Sr isotopes of granitic rocks // *Geochem J.* 2002. V. 36, N 5. P. 421–441.
109. Kimbrough D.L., Hickey J.J., Tosdal R.M. U-Pb ages of granitoid clasts in upper Mesozoic arc-derived strata of the Vizcaino Peninsula, Baja California, Mexico // *Geology*. 1987. V. 15. P. 26–29.



110. Kimbrough D.L., Tulloch A. J. Early Cretaceous age of orthogneiss from the Charleston Metamorphic group, New Zealand // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 95, N 1/2. P. 130–140.
111. Kirkland C.L., Daly J.S., Whitehouse M.J. Basement-cover relationships of the Kalak Nappe Complex, Arctic Norwegian Caledonides and constraints on Neoproterozoic terrane assembly in the North Atlantic region // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 245–276.
112. Konamalan A., Delor C., Simeon Y. et al. Pb, Nd and Sr systematic of the Man Archaean Shield in Ivory Coast. 1995. *Terra Abstr EUG 8* 7:354.
113. Kröner A., Stern R.J., Dawoud A.S. et al. The Pan-African continental margin in northeastern Africa: evidence from a geochronological study of granulites at Nabaloka, Sudan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. P. 91–104.
114. Kröner A., Compston W., Williams I.S. Growth of early Archaean crust in the Ancient Gneiss Complex of Swaziland as revealed by single zircon dating // *Tectonophysics.* 1989. V. 161. P. 271–298.
115. Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // *Gondwana Research.* 2015. V.27. P.392–406.
116. Kröner A., Sengör A.M.C. Archaean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of Southern Turkey as revealed by Single-Zircon dating // *Geology.* 1990. V. 18. P. 1186–1190.
117. Lan C.Y., Chung S.L., Lo C.H. First evidence for Archaean continental crust in northern Vietnam and its implications for crustal and tectonic evolution in Southeast Asia // *Geology.* 2001. V. 19. N 3. P. 219–222
118. Lan C.Y., Chung S.L., Van Long T. et al. Geochemical and Sm-Nd isotopic constraints from the Kontum massif, central Vietnam on the crustal evolution of the Indochina block // *Precamb. Res.* 2003. 122, N 1/4. P. 7–27.
119. Lan C.Y., Lee T., Zhou X.H., Kwon S.T. Nd isotopic study of Precambrian basement of South Korea: Evidence for Early Archaean Crust // *Geology.* 1995. V. 23. P. 249–252.
120. Leeuwen T.V., Allen C.M., Kadarusman A. et al. Petrologic, isotopic, and radiometric age constraints on the origin and tectonic history of the Malino Metamorphic Complex, NW Sulawesi, Indonesia // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 29. P. 751–777.
121. Lehtovaara J.J. Geological map of Finland 1:100 000. Explanation to the maps of Precambrian rocks. Sheets 1823 kilpisiärvi and 1842 Halti / Geological Survey of Finland. Espoo, 1995. 64 p.
122. Liew T.C., Page R.W. U-Pb zircon dating of granitoid plutons from the West Coast Province of Peninsular Malaysia // *J. Geol. Soc.* 1985. V. 142, N 3. P. 515–526.
123. Long X., Yuan C., Sun M. et al. Archaean crustal evolution of the northern Tarim craton, NW China. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints // *Precamb. Res.* 2010. V. 180. P. 272–284.
124. Love G.J., Kinny P.D., Friend C.R.L. Timing of magmatism and metamorphism in the Grunard Bay area of the Lewisian Gneiss complex: comparison with the Assynt Terrane and implications for terrane accretion // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 146, N 5. C. 620–636.
125. Mänttari I., Hölltä P. U-Pb dating of zircons and monazites from Archaean granulites in Var Pajjarvi, Central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoproterozoic terrane accretion // *Precamb. Res.* 2002. V. 118, N 1/2. P. 101–131.

126. McClelland W.C., Power S.E., Gilotti J.A. et al. U-Pb SHRIMP geochronology and trace-element geochemistry of coesite-bearing zircons, North-East Greenland Caledonides UHP metamorphism: deep continental subduction // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 403. 2006. P. 23–43.
127. McDonald G.D., Collerson K.D., Kinny P.D. Late Archean and Early Proterozoic crustal evolution of the Mount Isa block northwest Queensland Australia // *Geology*. 1997. P. 1095–1098.
128. Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W. et al. Two distinct Precambrian terranes in the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // *Gondwana Res.* 2000. V. 9. P. 291–309.
129. Miller C. et al. Proterozoic crustal evolution in the NW Himalaya (India) as recorded by circa 1.80 Ga mafic and 1.84 Ga granitic magmatism // *Precamb. Res.* 2000. V. 103, N 3/4. P. 191–206.
130. Miller M.L., Bradshaw J.Y., Kimbrough D.L. et al. Isotopic evidence for Early Proterozoic age of the Idono complex, West-central Alaska // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 209–224.
131. Mondal M.E.A., Goswami J.N., Deomurari M.P. et al. Ion microprobe  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of zircons from the Bundelkhand massif northern India: implications for crustal evolution of the Bundelkhand-Aravalli protocontinent // *Precamb. Res.* 2002. V. 117, N 1/2. P. 85–100.
132. Morata D., Castro de Machuca B., Arancibia G. et al. Peraluminous Grenvillian TTG in the Sierra de Fie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina: Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenetic implications // *Precamb. Res.* 2010. V. 177. P. 308–322.
133. Mueller P.A., Heatherington A.L., Wooden J.L. et al. Precambrian zircons from the Florida basement: A Gondwanan connection // *Geology*. 1994. V. 22. P. 119–122.
134. Nelson B.K., Nelson S.W., Till A.B. Nd and Sr-Isotope Evidence for Proterozoic and Paleozoic Crustal evolution in the Brooks Range, Northern Alaska // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 435–450.
135. Nicolaysen K., Bowring, S., Frey F. et al. Provenance of Proterozoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean // *Geology*. 2001. V. 29. P. 235–238.
136. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR.: the age of its Archean components and evidence for Widespread reworking in the midProterozoic // *Precamb. Res.* 1992. V. 54. P. 195–210.
137. Nutman A.P., Collerson K.D. Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic craton // *Geology*. 1991. V. 19. P. 791–794.
138. Nutman A.P., Dawes P.R., Kalsbeek F. et al. Palaeoproterozoic and Archaean gneiss complexes in northern Greenland: Palaeoproterozoic terrane assembly in the High Arctic // *Precamb. Res.* 2008. V. 161. P. 419–451.
139. Okamoto K., Shinoo H., Katayama I. et al. SHRIMP U-Pb zircon dating of quartz-bearing eclogite from the Sanbagava belt, south-west Japan: implication for metamorphic evolution of Sabdacted // *Terra nova*. 2004. V. 16, N 2. C. 81–89.
140. Ortega-Gutierrez F., Ruiz J., Centeno-Garcia E. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1127–1130.

141. Parrish R.R., Tirrul R. U-Pb age of the Baltoro granite, northwest Himalaya and implications for monazite U-Pb systematics // *Geology*. 1989. V. 17. P. 1076–1079.
142. Patchett P.J., Bridgwater D. Origin of continental crust of 1.9–1.7 Ga defined by Nd isotopes in the Ketilidian terrain of South Greenland // *Contribs. Mineral. Petrol.* 1984. V. 87. P. 311–318.
143. Patchett P.J., Ruiz J. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and Southern Mexico // *Contribs. Mineral. Petrol.* 1987. V. 96. P. 523–528.
144. Peng Yujing, Tang Shouxian, eds. *Regional Geology of Jilin Province*. Beijing: Geological Publishing House, 1989. 698 p.
145. Peucat J.J., Drareni A., Latouche L. et al. // U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria // *J. Afr. Earth Sci.* 2003. V. 37. P. 229–239.
146. Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1998. V. 393. P. 676–679.
147. Plummer Ph.S. Ages and geological significance of the igneous rocks from Seychelles // *J. Afric. Earth Sci.* V. 20, N 2. 1995. P. 91–101.
148. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archaean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.* 2005. V. 136. P. 354–368.
149. Rainbird R.H., McNicoll V.J. Theriault R.J. et al. Pan-continental River System Draining Grenville Orogen Recorded by U-Pb and Sm-Nd geochronology of Neoproterozoic Quartzarenites and Mudrochs, Northwestern Canada // *J. Geol.* 1997. V. 105, N 1. P. 1–18.
150. Rapela C.W., Pankhurst R.J., Casquet C. et al. Early evolution of the Proto-Andean margin South America // *Geology*. 1998. V. 26, N 8. P. 707–710.
151. *Regional Geology of Jilin province. Geological memoirs*. 1988. Ser. 1. N 10. 698 p.
152. Salvatore Laurita S., Prosser G., Rizzo G. et al. Preliminary geochronological date in zircon crystals in metamorphic rocks of continental crust from the Frido unit (Southern Apennines): Abst. Workshop “The Evolution of Alps, Apennine and Tyrrhenian Basin: Contribution from Petrology, Geochemistry and Structural Geology” Cosenza // *Ofoliti*. 2007. 32, N 1. P. 79.
153. Samson S.D., McClelland W.C., Patchett P.J. et al. Evidence from Neodymium isotopes for mantle contributions to Phanerozoic Canadian Cordillera // *Nature*. 1989. V. 337. P. 705–709.
154. Schneider D.A., Edvards M.A., Zeitler P.K., Coath C.D. Mazeno Pass Pluton and Jutial Pluton, Pakistan Himalaya: age and implications for entrapment mechanisms of two granites in the Himalaya // *Contribs. Mineral. Petrol.* 1999. V. 136. P. 273–284.
155. Seyler M., Paquette J.L., Ceuleneer G. et al. Magmatic Underplating, Metamorphic Evolution and Ductile Shearing in a Mesozoic Lower Crustal-Upper Mantle Unit (Tinaquillo, Venezuela) of the Caribbean Belt // *J. Geol.* 1998. V. 106. P. 35–58.
156. Shibata K., Tanaka T. Age of formation for the Ishikawa composite mass, Abakuma mountains, inferred from Nd and Sr isotopic systematics // *J. Jap. Assos. miner. petrol. and econom. geol.* 1987. V. 82, N 12. P. 433–440.
157. Skar O. U–Pb geochronology and geochemistry of early Proterozoic rocks of the tectonic basement windows in central Nordland, Caledonides of north-central Norway // *Precamb. Res.* 2002. V. 116, N 3/4. P. 265–283.

158. Smyth H.R., Hamilton P.J., Hall R., et al., The deep crust beneath island arcs: inherited zircons reveal Gondwana Continental fragment beneath East Java, Indonesia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 269–282.
159. Sultan M., Chamberlain K.R., Bowring S.A. et al. Geochronologic and isotopic evidence for involvement of pre-Pan-African crust in the Nubian shield, Egypt // *Geology*. 1990. V. 18. P. 771–764.
160. Swain G., Woodhouse A., Hand M. et al. Provenance and tectonic development of the late Archaean Gawler Craton, Australia; U-Pb zircon, geochemical and Sm-Nd isotope implications // *Precam. Res.* 2005. V. 141, N 3/4. P. 106–136.
161. Takami T., Aruma M., Kokonyangi et al. Paleorhaean charnokite in the Ntem Complex, Congo Craton, Cameroon: insights from SHRIMP zircon U-Pb ages // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2009. V. 104. P. 1–11.
162. Tectonic Framework and crust evolution of eastern Jilin and Heilongjiang Provinces. / Eds.: C. Zhao, P. Yujing , D. Zengxin. Shenyang: Laoning university Press, 1996. 186 p.
163. Thiebelemond D. et al. A 3.5 Ga Granite-gneis basement in Guinea farther evidence for early archean accretion within the West African Craton // *Precamb. Res.* 2001. V.108, N 34. P. 179–194.
164. Thrane K. Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic crystalline basement complexes in the Southern part of the East Greenland Caledonides an ion microprobe study // *Precamb. Res.* 2002. V. 113, N 1/2. P. 19–42.
165. Tsutsumi Y., Miyashita A., Terada K. et al. SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto Mountains, Japan: need to revise the framework of the belt // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2009. V. 104. P. 12–24.
166. Tucker R.D., Ashwal L.D., Handke M.J. et al. U-Pb Geochronology and Isotope Geochemistry of the Archean and Proterozoic Rocks of North-Central Madagascar // *J. Geol.* 1999. V. 107. P. 135–153.
167. Tucker R.D., Gower C.F. A U-Pb Geochronological Framework for the Pinware Terrane. Grenville province, Southeast Labrador // *J. Geol.* 1994. V. 102. P. 67–78.
168. Van Dongen M., Weinberg R.F., Tomkins A.G. et al. Recycling of Proterozoic crust in Pleistocene juvenile magma and rapid formation of the Ok Tedi porphyry Cu-Au deposit, Papua New Guinea // *Lithos*. 2010. V. 114. P. 282–292.
169. Garipey C., Verner D., Doig R. Dating Archean metamorphic minerals southeast of the Grenville front, Western Quebec, using Pb isotopes // *Geology*. 1990. V. 18. P. 1078–1801.
170. Wallin E.T. Petrogenetic tectonic significance of xenocrystic Precambrian Zircon in Lower Cambrian tonalite, eastern Klamath Mountains, California // *Geology*. 1990. V. 18. P. 1057–1060.
171. Walsh G.J. et al. U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragare de Tata in lier and its Neoproterozoic cover. Western Anti-Atlas, Marocco // *Precamb. Res.* 2002. V. 117. N. 1/2. P. 1–2.
172. Wang Q., Shu L., Charvet J. et al. Understanding and study perspectives on tectonic evolution and crustal structure of the Paleozoic Chines Tianshan // *Episodes*. 2010. V. 33. N 4. P. 242–266.
173. Wareham C.D. Pankhurst R.J., Thomas B.C. et al. Pb, Nd and Sr Isotope Mapping of Grenville Age Crustal Provinces in Rodinia // *J. Geol.* 1998. V. 106. P. 647–659.

174. Wasteneys H.A., Clark A.H., Farrar E. et al. Grenwillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru a Laurentia-Gondwana link // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 132. N 1/4. C. 63–73.
175. Windley B.F., Whitehouse M.J., Ba-Bttat M.A.O. Early Precambrian gneiss terranes and Pan-African island arcs in Yemen: Crustal accretion of the eastern Arabian Shield // *Geology*. 1996. V. 24. P. 131–134.
176. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P et al. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenec Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinent and paleogeography // *Precamb. Res.* 2009. V. 170. P. 256–266.
177. Wright J.E., Wyld S.J. Significance of xenocrystic Precambrian zircon contained within the southern continuation of the Josephine ophiolite: Devis Elbou ophiolite remnant, Klamath Mountains, northern California // *Geology*. 1986. V. 14. P. 671–674.
178. Xianhua L., Tatsumoto M., Prewo W.R. Age and origin of the Tanghu Granite, Southeast China: Results from U-Pb single zircon and Nd isotopes // *Geology*. 1989. V. 5, N 8. P. 395–399.
179. Yamashita K., Yanagi T. U-Pb and Rb-Sr dating of the Oki metamorphic rocks, the Oki Island, Southwest Japan // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 333–339.
180. Yui T.F., Heaman L., Lan C.Y. U-Pb and Sr isotopic studies on granitoids from Taiwan and tectonic implications. // *Tectonophysics*. 1996. V. 263, N 1/4. P. 61–76
181. Zeh A., Millar I.L., Horstwood M.S.A. Polimetamorphism in the NE Shackleton Range, Antarctica: constraints from Petrology and U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, TIMS and in situ U-Pb LA – PIMMS dating // *J. Petrol.* 2004. V.45, N 5. P. 949–973.
182. Zhang S-B., Zheng Y-F., Wo Y-B. et al. Zircon isotope evidence for  $\geq 3.5$  Ga continental crust in the Yangtze craton of China // *Precamb. Res.* 2006. V. 146. P. 16–34.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	5
Глава 1. <b>Состояние проблемы и методология исследований</b> .....	7
1.1. Структура континентальной коры кратонов .....	7
1.1.1. Зеленокаменные пояса раннего докембрия. Структурные отношения с нижней корой .....	15
1.2. Исходный состав ранней сиалической коры .....	17
Глава 2. <b>Распространение ранней сиалической коры докембрия</b> .....	24
Глава 3. <b>Хадей (4440–3900 млн лет). Австралийский кратон</b> .....	38
Глава 4. <b>Эоархей (3900–3600 млн лет). Гренландский щит</b> .....	44
4.1. Гранулит-гнейсовая область Фарингехэвн .....	44
4.1.1. Литолого-петрографический состав комплекса итсак и геохимические особенности пород .....	48
4.1.1.1. <i>Плагиогнейсы известково-щелочной серии</i> .....	50
4.1.1.2. <i>Амфиболиты коматиит-толеитовой серии</i> .....	52
Глава 5. <b>Палеоархей (3600–3200 млн лет). Балтийский щит</b> .....	57
5.1. Водлозёрский блок .....	57
5.1.1. Литолого-петрографический состав водлозёрского комплекса и геохимические особенности пород .....	60
5.1.1.1. <i>Плагиогнейсы известково-щелочной серии</i> .....	67
5.1.1.2. <i>Амфиболиты коматиит-толеитовой серии</i> .....	68
Глава 6. <b>Мезоархей (3200–2800 млн лет). Анабарский щит</b> .....	70
6.1. Далдынский гранулитовый комплекс .....	70

6.1.1. Литолого-петрографический состав далдынского комплекса и геохимические особенности пород .....	73
6.1.1.1. Гиперстеновые плагиогнейсы известково-щелочной серии .....	76
6.1.1.2. Двупироксеновые сланцы коматиит-толеитовой серии .....	79
<b>Глава 7. Неоархей (2800-2500 млн лет). Китайский кратон</b> .....	84
7.1. Байдарикский блок .....	84
7.1.1. Литолого-петрографический состав байдарагинского комплекса и геохимические особенности пород .....	86
7.1.1.1. Плагиогнейсы среднего и кислого состава .....	86
7.1.1.2. Двупироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты .....	92
<b>Глава 8. Палеопротерозой (2500–1600 млн лет). Центрально-Азиатский складчатый пояс</b> .....	100
8.1. Джугджурский блок .....	102
8.1.1. Литолого-петрографический состав джугджурского комплекса и геохимические особенности пород .....	106
8.1.1.1. Гранулиты известково-щелочной серии .....	111
8.1.1.2. Гранулиты коматиит-толеитовой серии .....	112
<b>Глава 9. Происхождение ранней сиалической коры</b> .....	118
<b>Глава 10. Сиалическое корообразование и изотопно-геохимическая гетерогенность мантии</b> .....	131
Заключение .....	140
Литература .....	143
Приложение .....	159

Научное издание

**Михаил Афанасьевич МИШКИН,  
Галина Михайловна ВОВНА**

**РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА ЗЕМЛИ:  
ЕЁ СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
И ВОЗРАСТ**

Подписано к печати 28.10.2017 г.  
Печать офсетная. Формат 60×90/16. Бумага офсетная.  
Усл. п. л. 11,0. Уч.-изд. л. 10,24.  
Тираж 300 экз. Заказ 18

Издательство Московского университета  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15 (ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: [secretary@msupress.com](mailto:secretary@msupress.com)

Отдел реализации.

Тел.: (495) 939-33-23, e-mail: [zakaz@msupress.com](mailto:zakaz@msupress.com)

Сайт Издательства МГУ: <http://msupress.com>

Отпечатано в Информационно-полиграфическом  
хозрасчетном центре ТИГ ДВО РАН  
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7