

УДК 551.24:552.32(571.5)

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ТЕРМОТЕКТОГЕНЕЗ – РОТАЦИОННО-ПЛЮМОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 2009 г. М. З. Глуховский

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 5.02.2007 г.

Алданский щит – южный сегмент Алдано-Станового сиалического ядра диаметром 1100 км подразделен на две тектоно-метаморфические области: внутреннюю гранулитогнейсовую и внешнюю – амфиболито-гнейсовую. Эта неоднородность возникла в палеопротерозое в результате термотектогенеза – суммы процессов магматизма, метаморфизма и деформаций, наложенных на более древнюю архейскую структуру. Кроме этой метаморфической неоднородности к главным следствиям палеопротерозойского термотектогенеза отнесены: внедрение полихронных мафических даек; центробежная эволюция радиальной тектоно-магматической системы, состоящей из комплементарного комплекса гранитоидов и анортозитов. Процессы термотектогенеза протекали импульсивно со сменой обстановок растяжения и сжатия в пределах субэкваториального эпипалеоархейского суперконтинента. Причина этих следствий и механизмы импульсивности описываются моделью плюм-андерплейтинга в сочетании с ротационным фактором: изменением скорости вращения Земли в режиме колебательной эволюции системы Земля–Луна.

### ВВЕДЕНИЕ

Понятие “термотектогенез” обозначает сумму процессов, магматизма, метаморфизма и деформаций, оторванных во времени от предшествовавших аналогичных событий геологической истории и наложенных на, казалось бы, консолидированную более древнюю структуру [75, 115].

В геологической истории Земли самые ранние и масштабные процессы термотектогенеза, которые охватили архейские структуры земной коры, проявились в палеопротерозое, в том числе в разных формах и на Алданском щите [2, 14, 18–21, 24, 28, 39, 49, 50, 54–56, 58, 67–69, 73, 79, 82, 90–92, 104, 105, 111, 114, 118].

Настоящее исследование направлено на решение одной из фундаментальных проблем раннего докембрия – установление причинно-следственных связей эволюции палеопротерозойского термотектогенеза путем анализа материалов по геологическому строению, магматизму, метаморфизму, геохронологии и тектонике Алданского щита. Кроме этого, использованы теоретические модели режимов тектоники плюмов и ротационного фактора, свойственных ранним этапам необратимого развития Земли.

В основу статьи положены результаты собственных многолетних исследований, включающих средне- и крупномасштабное геологическое картирование, а также научно-исследовательские работы в разных районах Алданского щита, с привлечением опубликованных геолого-геохронологических данных, иногда с интерпретацией,

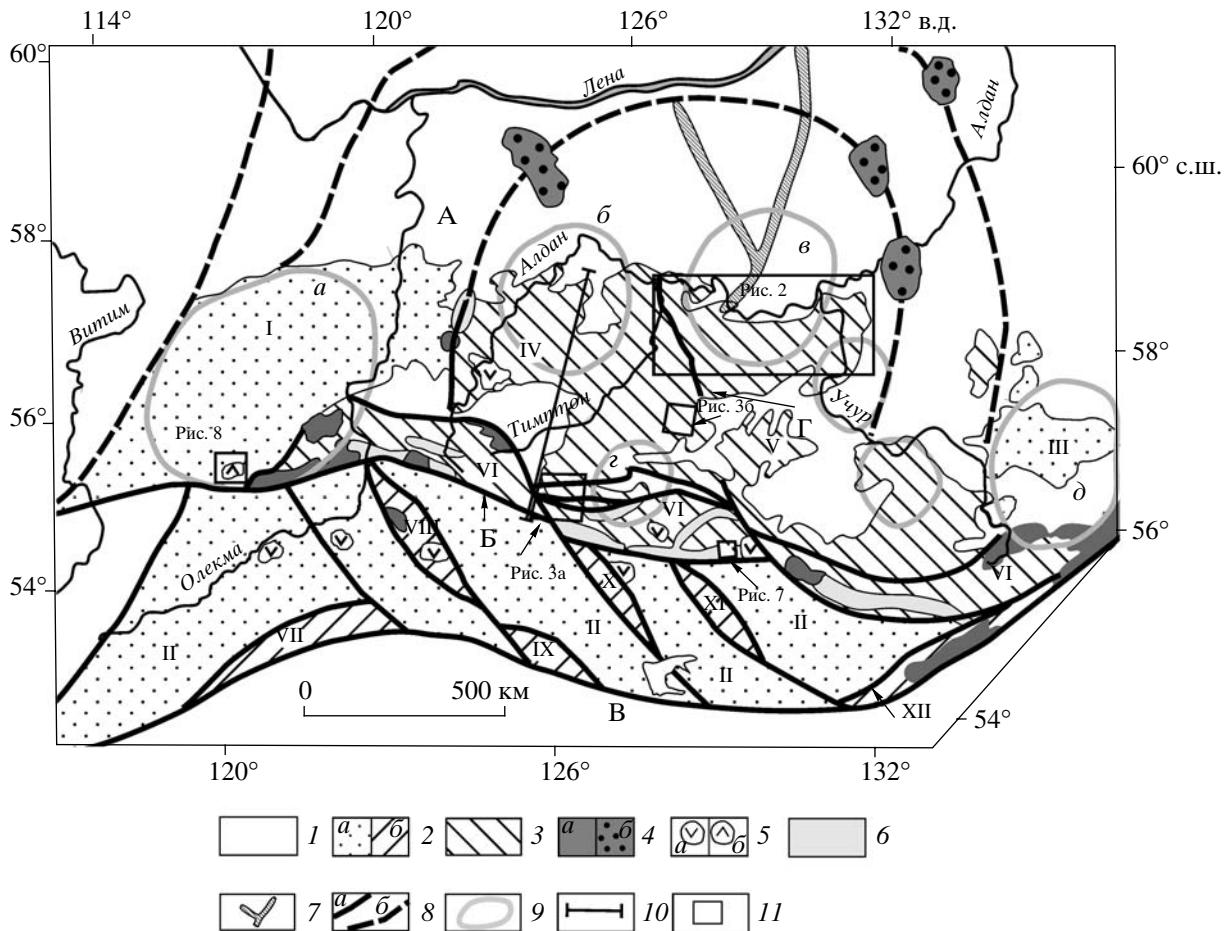
отличающейся от первоисточника, и другие геолого-геофизические материалы.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Алданский щит – это южный сегмент крупного (1100 км в диаметре) Алдано-Станового сиалического ядра – одного из восьми подобных овоидных структур фундамента Сибирской платформы [18]. В его пределах выделены две метаморфические области: внутренняя – гранулитогнейсовая и внешняя – амфиболито-гнейсовая. Внешнюю область, из-за большей сохранности зеленокаменных шовных структур, принято еще называть – “гранит-зеленокаменной” (рис. 1).

Амфиболито-гнейсовая область состоит из трех районов: на западе – Чаро-Олекминского, на юге – Джугджуро-Станового и на востоке – Батомгского. Они отличаются один от другого некоторыми индивидуальными чертами строения, связанными с полной представительственностью докембрийских структурно-вещественных комплексов. Это обусловлено разным уровнем постдокембрийской эрозии – наименьшей в Чаро-Олекминском районе и наибольшей на остальной территории, где относительно глубокий эрозионный срез был связан с фанерозойскими коллизионными процессами: столкновением Сибирской и Амурской литосферных плит на юге и с давлением со стороны Южно-Верхоянского складчатого пояса на востоке.

В наиболее представительном Чаро-Олекминском районе структурно-вещественные комплек-



**Рис. 1.** Схема строения Алданского щита (южный сегмент Алдано-Станового нуклеара)

1 – нерасчлененные образования фанерозоя; 2, 3 – области развития нерасчлененных структурно-вещественных комплексов архея, метаморфизованных в палеопротерозое: 2 – амфиболито-гнейсовая (гранит-зеленокаменная), с площадями распространения пород амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фаций метаморфизма, 3 – гранулитогнейсовая; 4, 5 – палеопротерозойские магматические породы: 4 – анортозиты – вскрытые (а) и погребенные (б), 5 – габбро (а) и габбро-нориты Чинейского комплекса (б); 6, 7 – положительные аномалии: 6 – гравитационные, 7 – магнитные; 8 – разломы установленные (а) и скрытые под платформенным чехлом (б); 9 – гранито-гнейсовые овалы и эндербитовые купола; 10 – линия профиля МОВЗ (см. рис. 9); 11 – контуры рисунков, помещенных в тексте и их номера. Римские цифры. Амфиболито-гнейсовые районы: I – Чаро-Олекминский, II – Джугджуро-Становой, III – Батомгский. Гранулитогнейсовые районы: IV – Центрально-Алданский, V – Тимптоно-Учурский, VI – Пристановой. Гранулитовые блоки: VII – Могочинский, VIII – Ларбинский, IX – Дамбукинский, X – Сивакано-Токинский, XI – Чогарский, XII – Удский. Буквенные обозначения. Разломы: А – Амгинский, Б – Становой, В – Тукурингрский, Г – Тимптонский. Овалы и купола: а – Чарский, б – Центрально-Алданский, в – Суннагинский, г – Гонамский, д – Маймаканский

сы раннего докембрия формируют три структурных этажа: палеоархейский, мезоархейский и палеопротерозойский.

Нижний структурный этаж образован двумя кристаллическими комплексами – инфракрупным и супракрупным. В состав инфракрупного комплекса входят плагиогранито-гнейсы и гнейсовидные граниты (куандинский комплекс) со скиалитами амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев, а также разнообразные мигматиты. Среди этих образований встречаются отдельные поля пород, метаморфизованных в гранулитовой фации (гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы несму-

ринской толщи). Взаимоотношения между ними либо тектонические, либо постепенные за счет регрессивного характера наложенного метаморфизма афиболитовой фации. Супракрупный комплекс представлен биотит-гранатовыми, биотит-силлиманит-гранатовыми гнейсами с подчиненными кварцитами, мраморами и кристаллическими сланцами основного состава (давачанская свита). Он тесно спаян с инфракрупным комплексом наложенными процессами мигматизации и гранитизации. Возраст аксессуарных минералов гранитов куандинского комплекса (U-Pb метод по циркону и Pb-Pb – по ортиту и монациту [18, 28, 89, 91]) свидетельствует об архейском воз-

расте гранитов (3.2 млрд. лет) и о трех этапах их термальной переработки и ремобилизации в палеопротерозое (2.6, 2.3 и 1.9 млрд. лет). Последние этапы этого события доказываются геологически на примере “горячего” контакта между ремобилизованным кристаллическим цоколем и метаморфизованными в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях терригенными отложениями основания палеопротерозойского протоплатформенного чехла (удоканская серия) [18].

К среднему структурному этажу отнесены мезоархейские вулканогенно-терригенные образования энсиалических шовных прогибов (зеленокаменных трогов). Они представлены ортоамфиболитами, роговообманковыми сланцами (метабазалты, метадиабазы), талько-хлоритовыми сланцами (метакомагниты), биотитовыми микрогнейсами, сланцами, метапесчаниками, мономинеральными и магнетитовыми кварцитами, мраморами. Эти, первоначально более широкие, а теперь сжатые узкие и протяженные прогибы имеют тектонические контакты с гранитогнейсами ремобилизованного цоколя, образующими валы и купола. Возраст метавулканитов трогового комплекса, определенный U-Pb-методом по циркону, равен 3.0–2.9 млрд. лет [118].

Верхний структурный этаж образуют палеопротерозойские отложения терригенно-карбонатной меденосной удоканской серии мощностью более 11 км, которые сохранились в Кодаро-Удоканском протоплатформенном прогибе и в ряде других сопредельных грабенообразных структурах [18, 30, 96]. Возраст туфопесчаников удоканской серии  $2180 \pm 50$  млн. лет, определенный по циркону, попадает в вилку между временем начала ремобилизации цоколя протоплатформы (2.2–2.3 млрд. лет) и возрастом прорывающих рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса (1.9 млрд. лет) [28, 56].

Основным структурным элементом Чаро-Олекминского района является крупная (200 × 140 км) Чарская кольцевая структура [18, 24], отчетливо отраженная в аномальном магнитном поле. Это древний гранитогнейсовый овал с концентрическим расположением большинства субмеридионально ориентированных мезоархейских зеленокаменных поясов и протяженных тектонических зон, контролирующих размещение неархейских (2.8–2.7 млрд. лет) очковых метасоматических гранитоидов. В зоне сочленения Чарской кольцевой структуры и субширотного Станового разлома располагается палеопротерозойский (1.93 млрд. лет) Каларский массив автономных анортозитов. К северу от него локализованы массивы рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса, упомянутых выше. Надо отметить, что по поводу возраста Каларского массива до

сих пор нет единства мнений. Так, Sm-Nd – возраст анортозитов определен в  $2334 \pm 73$  млн. лет, а более древние модельные возрасты (3.04 млрд. лет) и отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  отражают различную степень контаминации родоначальной магмы раннеархейским нижнекоровым материалом. Вместе с тем время синметаморфического внедрения анортозитов определяется по минеральным Sm-Nd-изохронам – 1926–1913 млн. лет. Высококалиевые чарнокиты, которые пространственно ассоциируют с анортозитами, имеют Sm-Nd – возраст 1698 млн. лет [88]. Совершенно другие цифры возраста этих чарнокитов получены недавно U-Pb-методом по цирконам – 2.62 млн. лет [57], что позволило с учетом представлений об их парагенезе с анортозитами оценивать и возраст Каларского массива анортозитов как архейский. Между тем менее калиевые чарнокиты, небольшое тело которых расположено вблизи Каларского массива анортозитов и которые не связаны с ним, имеют практически тот же возраст – 2.61 млрд. лет. К проблеме этих несоответствий мы вернемся позже.

Батомгский амфиболито-гнейсовый район по стилю геологического строения близок к Чаро-Олекминскому, хотя и более эродирован. На его восточном фланге, на границе Алдано-Станового нуклеара и Верхоянской складчатой области в Билякчанской зоне разломов и на краю крупной (190 × 135 км) Маймаканской кольцевой структуры, располагается Билякчанский зеленокаменный трог [18, 48]. Он выполнен вулканогенно-осадочными породами, измененными в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма, которые сопоставляются с мезоархейскими зеленокаменными образованиями Чаро-Олекминского района. Они с несогласием перекрываются терригенными отложениями, сходными с палеопротерозойской удоканской серией. Помимо этого, здесь, как и в Чаро-Олекминском районе, широко проявлены процессы ремобилизации цоколя и формирования гранитогнейсовых валов и куполов, деформирующих мезоархейскую вулканогенно-осадочную толщу Билякчанского трогов и палеопротерозойские осадочные отложения [48]. На юге района, в зоне его сочленения со Становым разломом, располагаются палеопротерозойский Улканский рифтогенный прогиб, выполненный вулканогенно-терригенными отложениями топориканской (2.0–1.9 млрд. лет) и элгетейской (1.84 млн. лет) свит. Эти породы прорваны субщелочными рапакивиподобными гранитами Улканского массива (1.72 млн. лет) [33]. Южнее расположены массивы автономных анортозитов Джугджурской группы с возрастом  $1736 \pm 6$  млн. лет [73].

Джугджуро-Становой район протяженностью 1400 км и шириной до 300 км ограничен с севера Становым, а с юга Тукурингским разломами

(см. рис. 1). Здесь докембрийские образования сохранились только в “окнах” между массивами мезозойских гранитоидов и мезо-кайнозойскими впадинами, занимающими около 60–70% площади. Они представлены теми же комплексами пород архея и палеопротерозоя, что и в других амфиболито-гнейсовых районах. Преимущественным развитием здесь пользуются тоналитовые гранитоиды, гнейсовидные граниты (“древнестановые” – аналог “куандинских” гранитоидов Чаро-Олекминского района), с включениями амфиболитов, а также разнообразные мигматиты инфракрустального комплекса. Архейский возраст “древнестановых” гранитоидов установлен U-Pb-методом по циркону и равен 3.2–3.0 млрд. лет [16, 17, 62, 63, 72]. Ранее эти породы относились к палеопротерозою [18]. Супракрустальные образования занимают подчиненное положение. Они представлены гранат-биотитовыми, иногда фибролитовыми гнейсами, переслаивающимися с кварцитами и роговообманковыми кристаллическими сланцами (чильчинская свита в бассейне р. Нюкжа) [30]. Архейские образования слагают купольные структуры, фрагменты которых удается выявить в эрозионных “окнах” среди массивов мезозойских гранитоидов [18].

Мезоархейские образования в Джугджуро-Становом районе, сопоставимые с подобными породами зеленокаменных трогов Чаро-Олекминского района, представлены ортоамфиболитами, магнетитовыми кварцитами, метапесчаниками, кварцево-слюдистыми и кремнистыми сланцами. Они сохранились в узких тектонических клиньях среди гранитоидов в бассейне р. Нюкжа, в верховьях рек Уркан и Уркима [18, 47]. Здесь же обнаружены фрагменты метаморфизованного палеопротерозойского протоплатформенного чехла (аналога удоканской серии), представленного медистыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, кварцево-серицитовыми, кварцево-графит-серицитовыми сланцами с возрастом 1810–1740 млн. лет (K-Ar-метод), отражающим, скорее всего, время последнего термального события.

Отличительной чертой строения Джугджуро-Станового района является присутствие небольших массивов палеопротерозойских габброидов, реже анортозитов, а также блоков или полей, сложенных кристаллическими породами гранулитовой фации метаморфизма, в том числе и высокобарического [42, 43]. Границы гранулитовых блоков с окружающими их метаморфическими комплексами амфиболитовой фации как тектонические, так и постепенные, из-за наложения гранулитового метаморфизма на породы, ранее метаморфизованные в амфиболитовой фации (Ларбинский блок [101]). В этом случае поля развития гранулитов часто не имеют четких границ за счет наложенных процессов повсеместно проявленного повторного высокотемпературного

метаморфизма амфиболитовой фации, как это наблюдается и в Чаро-Олекминском районе. Этот метаморфизм привел к диафторезу древнейших гранулитов, но не оставил заметных следов в породах, ранее метаморфизованных в амфиболитовой фации [101]. Гранулитовый метаморфизм в этих блоках проявлялся неоднократно. В Дамбукинском блоке выделяют три этапа (средние значения в млрд. лет) – 2.83, 2.65, 1.85 [17]; в Ларбинском блоке два – 2.6 и 1.88 [9]; в Могочинском блоке один – 1.95 [6, 16]. Эти даты совпадают или близки времени формирования неорхейских “позднестановых” гранитов и тоналитовых гнейсов (2.75 млрд. лет, р. Гилюй), а также регенерации “древнестановых” гранитоидов – 2.75, 2.6 и 1.9–1.8 млрд. лет [16, 17, 62, 63, 72].

Таким образом, докембрийские структурно-вещественные комплексы Джугджуро-Станового района по времени формирования, составу, стилю тектоники, степени и этапам метаморфизма вполне сопоставимы с подобными комплексами других районов амфиболито-гнейсовой области Алданского щита. Они отражают все этапы корообразования. Это становление и метаморфизм древнейшего (более 3.0 млрд. лет) сиалического цоколя; формирование энсиалических мезоархейских зеленокаменных трогов (3.0–2.9 млрд. лет); ремобилизация кристаллического основания в условиях повторного метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фации, а также гранитообразование в интервале (2.8–2.6 млрд. лет); накопление осадочных отложений палеопротерозойского протоплатформенного чехла (2.3–2.0 млрд. лет) и реже вулканогенно-осадочных отложений во внутриконтинентальных рифтогенных структурах (2.0–1.85 млрд. лет); тектонотермальная переработка кристаллического цоколя в условиях повторного метаморфизма амфиболитовой и, местами, гранулитовой фации; гранитообразование (1.9–1.8 млрд. лет).

В гранулитогнейсовой области Алданского щита выделено три района: на западе – Центральнo-Алданский, на востоке – Тимптоно-Учурский и на юге – Пристановой (см. рис. 1). Метаморфические образования, слагающие эти районы, отнесены к палеоархею, мезоархею и палеопротерозою. Они формируют соответственно нижний, средний и верхний структурные этажи.

Палеоархейские кристаллические породы, развитые во всех районах, подразделены на два комплекса: нижний – инфракрустальный и верхний – супракрустальный.

Инфракрустальный комплекс сложен лейкократовыми мелко- и среднезернистыми, часто гнейсовидными низкокалиевыми эндербитами ( $K_2O$  менее 2%), неравномерно насыщенными включениями метабазитов (эндербит-базитовая ассоциация). Эти меланократовые включения

(желваки, линзы и др.), размером от нескольких сантиметров до первых и более метров, сложены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и рассматриваются как остатки первичной базитовой коры, за счет частичного плавления которой и произошли низкокалиевые эндрбиты [22, 66]. Породы инфракрустальной эндрбит-базитовой ассоциации сохраняются только в теневых реликтах, так как почти полностью замещаются эндрбитами нормальной и повышенной щелочности ( $K_2O$  более 2%). Эти гранитоиды второй генерации внешне походят на низкокалиевые эндрбиты, иногда отличаясь от них более массивной среднезернистой текстурой. Они так же, как и еще более поздние лейкограниты (жилы и небольшие тела), входят в состав неосомы мигматизированной супракрустальной гнейсовой серии. Гранитоиды этих трех генераций по своим петрогеохимическим характеристикам соответствуют породам серии ТТГ, типичной для архейских “серогнейсовых” областей древних кратонов мира [22].

Палеоархейский возраст низкокалиевых эндрбитов, обнаженных на р. Алдан (Грековский порог), был определен классическим U-Pb-методом по циркону [71], а также с помощью ионного микрозонда [118]. В первом случае он оказался равным  $3570 \pm 60$  млн. лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией и  $1860 \pm 50$  млн. лет – по нижнему, а во втором –  $3335 \pm 3$  и  $1929 \pm 9$  млн. лет соответственно. Кроме этой точки с наиболее древними цифрами U-Pb – возраста гранитоидов на Алданском щите имеется еще только два пункта: на р. Нимныр – порфиروبластические граниты –  $3390 \pm 10$  млн. лет [71] (Центрально-Алданский район) и на р. Сутам – чарнокиты или эндрбиты второй генерации –  $3131 \pm 74$  и  $1935 \pm 35$  млн. лет (Пристановой район) [100]. Поскольку последние входят в состав неосомы мигматизированной супракрустальной гнейсовой серии, то их датировка, скорее всего, определяет ее верхнюю возрастную границу.

Возраст этих гранитоидов такой же, как у “куандинских” и “древнестановых” тоналитовых гранитоидов инфракрустального комплекса амфиболито-гнейсовой области (3.2 млрд. лет). Поэтому можно думать, что формирование архейских гранитоидов гранулитогнейсовой области происходило также в условиях амфиболитовой фации, а их дальнейший метаморфизм в режиме гранулитовой фации был связан с палеопротерозойским термотектогенезом, на что указывают соответствующие значения возраста цирконов в нижнем пересечении конкордии и дискордии в перечисленных выше случаях. Однако в других местах гранулитогнейсовой области в подобных же эндрбитах обеих генераций до сих пор не удалось выявить новых точек с архейским возрастом цирконов, определяемым классическим U-Pb – мето-

дом. Этот циркон, по всей видимости, после регенерации показывает время наложенных высокотемпературных событий [20].

Породы супракрустального комплекса представлены преимущественно гранатосодержащими биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-кордиеритовыми гнейсами, гранатовыми гранулитами с подчиненными им кварцитами, карбонатными породами (мраморами, кальцифирами). Среди них залегают силлоподобные, будинированные тела меланократовых пироксен-плагиоклазовых, пироксен-амфибол-плагиоклазовых (иногда с гранатом) кристаллических сланцев. В разных районах этот комплекс подразделен на ряд серий и свит, которые в целом коррелируются между собой. [30].

Инфра- и супракрустальные комплексы пород, слагающие гранулитогнейсовую область, характеризуются неоднородным метаморфизмом, отвечающим условиям умеренных (Центрально-Алданский район) и повышенных (Тимптоно-Учурский район) давлений [46]. В отличие от них Пристановой район всегда выделялся развитием пород гранулитовой фации высоких давлений или сутамской фации глубинности, несмотря на то, что в этом районе на одном уровне сосуществуют породы с разными минеральными парагенезисами, отвечающими давлению от 11 до 4 кбар и температурами – от 1100 до 550°C [25, 29]. Что же послужило основанием для выделения этого района, который широкой полосой простирается в субширотном направлении на 1500 км (см. рис. 1)? Его северная граница условно проводится по системе разломов, контролирующей фанерозойские грабены, поскольку структуры архея Пристанового района закономерно сливаются со структурами районов, расположенных севернее [25]. Южная граница района тектоническая и проведена по южному шву широкой (10–15 км) зоны Станового разлома.

К особенностям строения Пристанового района можно отнести:

1. Неоднородный метаморфизм гранулитовой фации, о чем говорилось выше, а также его многоэтапность. Так, на западном фланге района (курультинский комплекс на р. Имангра) средний возраст высокобарических гранулитов основного состава ( $P = 7$  кбар,  $T = 800^\circ C$ ), определенный по циркону U-Pb-методом, равен 3460 млн. лет в верхнем пересечении дискордии и конкордии и 2200 – в нижнем [7]. Это может свидетельствовать о начальном и конечном этапе гранулитового метаморфизма в этом блоке. Между ними выделяют еще два этапа, датируемых по циркону из метабазитов и чарнокитов (среднее в млрд. лет) 2.85–2.81 и 2.72–2.71 [17]. На восточном фланге района (верховья рек Учур и Маймакан) после архея (3.14 и 2.7 млрд. лет) выделено три этапа гра-

нулитового метаморфизма и магматизма: 2.2–2.1, 1.9–1.8 и 1.76–1.70 млрд. лет (U-Pb-метод по цирконам из гранитов, габбро и метаморфических пород) [39].

2. Пристановой район – место локализации большинства палеопротерозойских массивов автономных анортозитов (Каларский и Имангакитский массивы на западе и Джугджурская группа массивов на востоке). Эти массивы ассоциируют с породами высокобарического метаморфизма, в том числе и с эклогитами [10]. Эклогиты иногда встречаются и отдельно в виде овальных протрузий [66] (см. рис. 7). Анортозит-гранулитовые клинья внедряются в амфиболито-гнейсовые Чаро-Олекминский и Батомгский районы (см. рис. 1). Крупные массивы анортозитов имеют плитообразную форму и погружаются к северу [40]. Кроме этого, здесь располагаются относительно крупные массивы палеопротерозойских габбро (Тарынакский в бассейне р. Сутам, и Немкунский в верховьях р. Авгенкур) [29].

3. В пределах Пристанового района выделены крупные субширотные положительные аномалии поля силы тяжести [86] (см. рис. 1), часть которых пространственно совмещена с анортозитами и эклогитами. Это свидетельствует о нескрытых телах анортозитов и ассоциирующих с ними высокобарических пород (см. ниже).

Гранулитогнейсовая область характеризуется многокупольной тектоникой. Эндербит-базитовая ассоциация пород инфракрустального комплекса, замещаемая эндербитами второй генерации, образует ядра куполов и других антиформ. Мигматизированные породы супракрустальной гнейсовой серий согласно облекают эти ядра и занимают межкупольные пространства. Здесь, как и во всей области, развиты сложные реологические формы складок, а также небольшие купола, протяженные антиформные и спокойные чашеподобные структуры разных порядков (рис. 2, 3). Подобные структуры могли быть созданы только в условиях высокой пластичности пород, характерной для амфиболитовой фации метаморфизма, чего невозможно достичь в “сухих” условиях гранулитовой фации. Следовательно, процесс архейского купольного тектогенеза и сопряженной складчатости осуществлялся в условиях не гранулитовой фации, как это считалось ранее [18, 22, 25], а более водонасыщенного амфиболитового метаморфизма.

К мезоархейским образованиям гранулитогнейсовой области отнесены метаморфические породы федоровской, амедичинской и субганской серий Центрально-Алданского района [30]. Это пироксен-роговообманковые, роговообманковые, диопсидовые сланцы, слюдяные гнейсы, мраморы и кальцифиры. Федоровская серия слагает, как правило, амевовидные поля среди “мо-

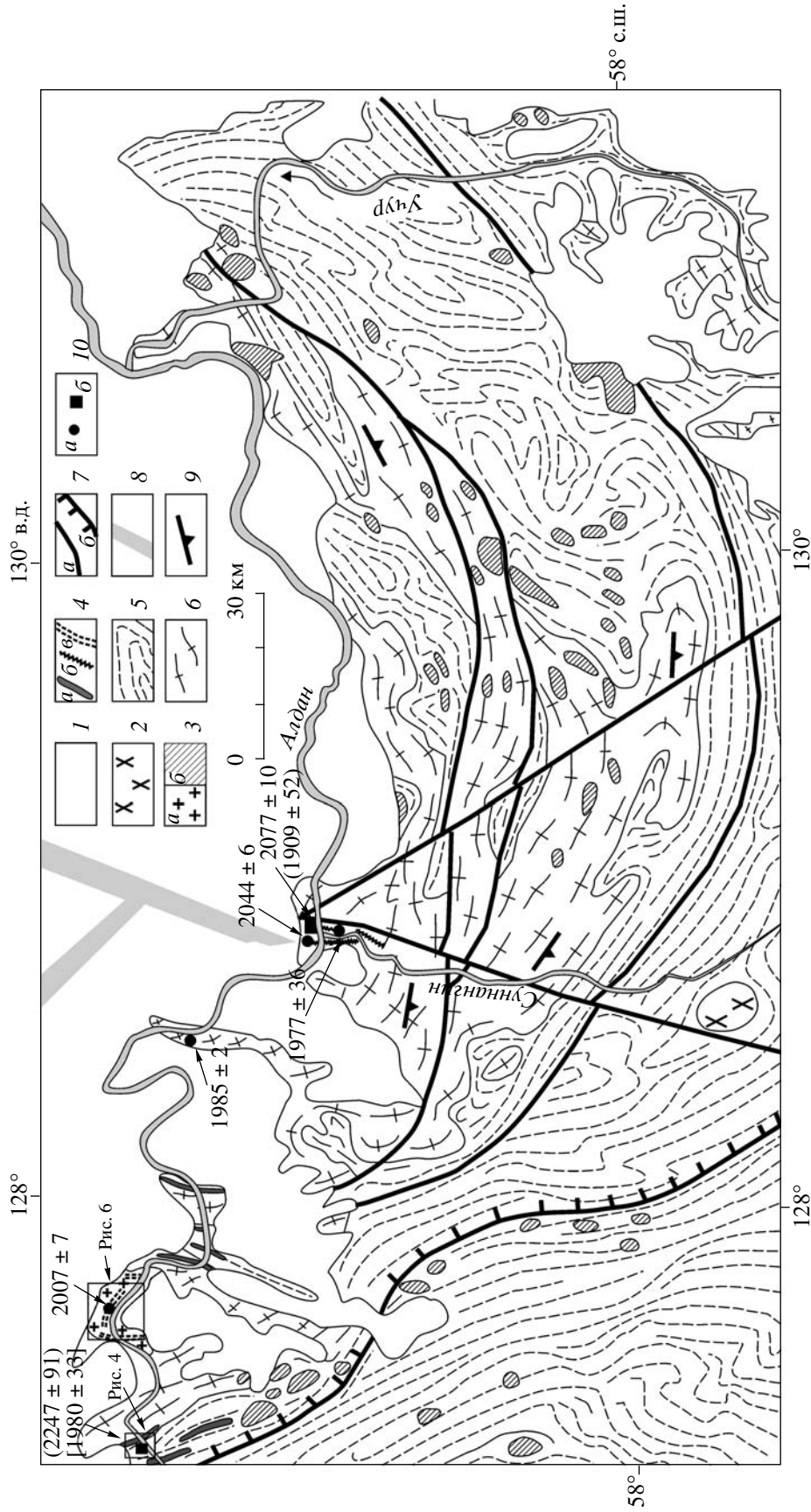
ря” нерасчлененных (архей-палеопротерозойских) гранитоидов восточного и южного окаймления Центрально-Алданского купола. Остальные серии и толщи слагают разобщенные тектонические клинья среди диафторированных гранулитов и гранитоидов. Породы федоровской серии, по крайней мере, дважды подвергались наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям сначала в условиях первоначальной высокоградной гранулитовой фации, а затем переходной от гранулитовой к амфиболитовой фации [14]. Вследствие этого возраст цирконов из основных кристаллических сланцев от 3000 до 2006 млн. лет (семь анализов U-Pb-метод) [14, 63] отвечает времени их формирования и завершающего метаморфизма. Заметим, однако, что значение возраста 2006 млн. лет [14] рассматривают и как показатель возможного времени формирования федоровской серии или ее части в островодужной обстановке.

В Пристановом районе к мезоархейским образованиям отнесены амфиболиты, амфибол-эпидотовые, слюдяные, хлоритовые сланцы и кварциты, сохранившиеся в тектонических клиньях: Калакано-Имангском, Среднекаларском, Чульманском и Талуминском на западном фланге района, Бурпалинском и Холодниканском в его центральной части и Авгенкурском на востоке [29, 30, 53].

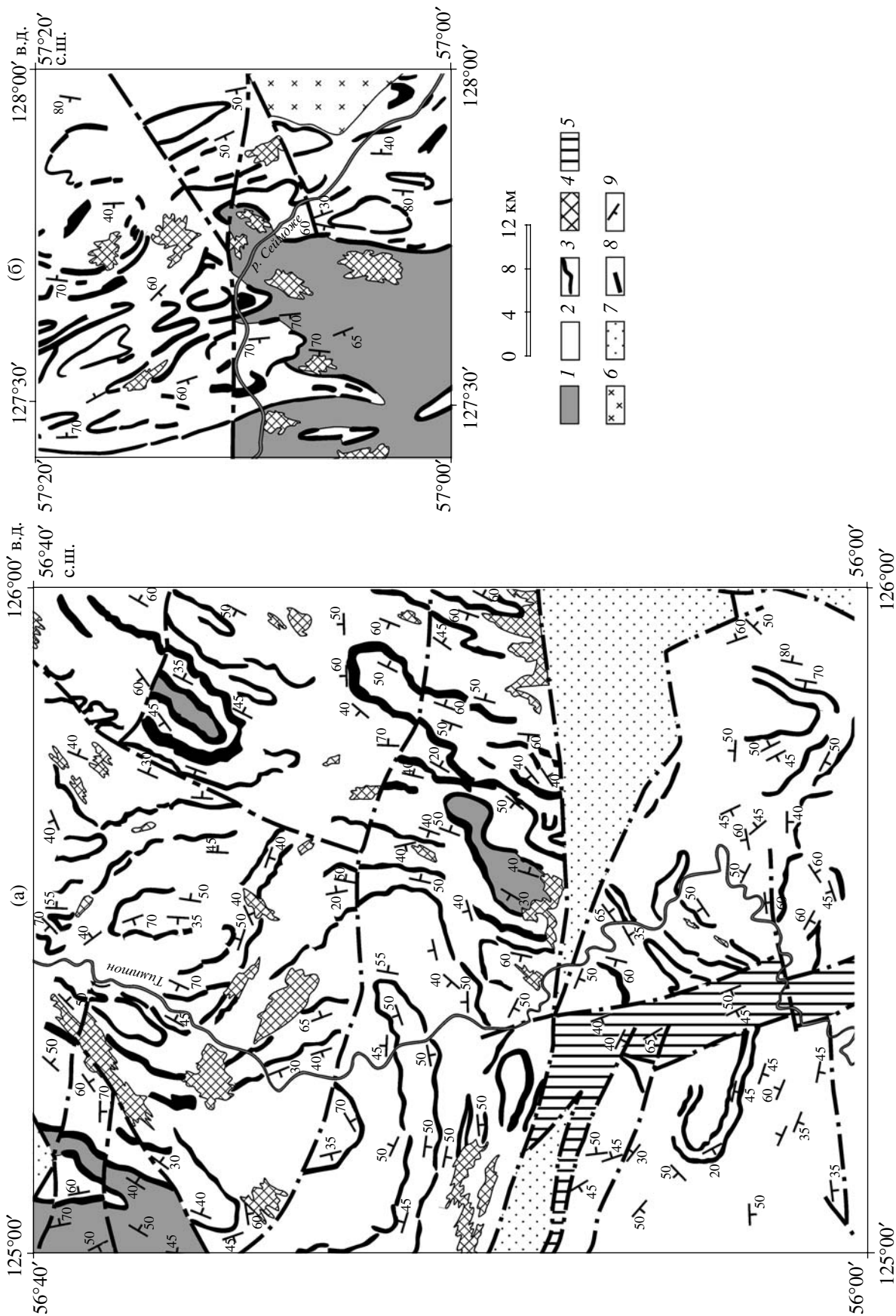
Палеопротерозойские образования в гранулитогнейсовой области представлены двумя комплексами западной части Центрально-Алданского района. Первый это метаморфизованные в амфиболитовой фации вулканогенно-осадочные образования шовных структур в зоне Амгинского разлома (балаганаская толща) с возрастом метабазитов (амфиболитов)  $2055 \pm 18$  млн. лет [2]. Второй – метасидеритовые породы ярогинской толщи мощностью 900 м, сопоставляемые с палеопротерозойской удоканской серией [30]. Эта толща имеет тектонический контакт с мезоархейскими образованиями амедичинской серии.

Граница между гранулитогнейсовой областью и Джугджуро-Становым, а также Чаро-Олекминским амфиболито-гнейсовыми районами проведена по зонам разломов – Становому (на юге) и Амгинскому (на западе). Восточная граница с Батомгским районом скрыта под платформенным чехлом.

Зона Станового разлома проходит вдоль южного края Пристанового района. Если двигаться со стороны гранулитогнейсовой области в направлении к Джугджуро-Становому району, то в полосе шириной от 5 до 10 км можно видеть постепенную смену пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, породами регрессивно метаморфизованными в амфиболитовой фации с ненарушенной структурой, унаследованной от

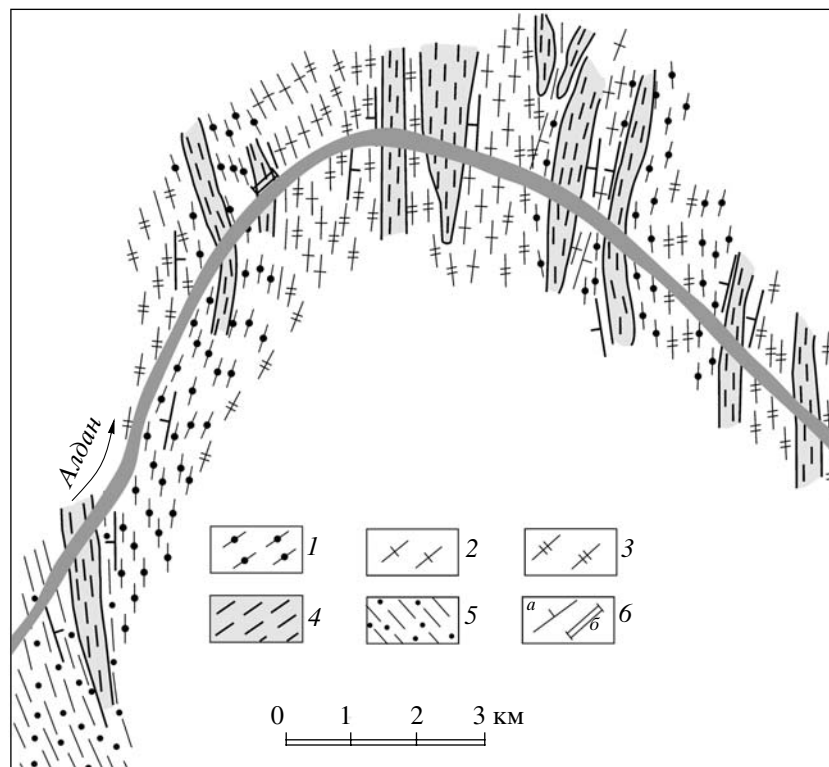


**Рис. 2.** Схема геологического строения Суннагинского эндербитового купола  
 1 – нерасчлененные отложения платформенного чехла; 2 – мезозойские сенингиты; 3 – палеопротерозойские образования; 3 – гранодиориты массива Емеллели (а) и алякитовые граниты (б); 4 – мафические дайки типов А (а), Б (б) и В (б); 5, 6 – архейские образования: 5 – нерасчлененная гнейсовая серия (супракрустальный комплекс), 6 – нерасчлененные эндербит-базитовая ассоциация инфракрустального комплекса и эндербиты нормальной щелочности; 7 – концентрические разломы купола (а) и Тимгонский надвиг (б); 8 – оси положительных магнитных аномалий радиального роа мафических даек типа Б; 9 – ориентировка гнейсовидности в эндербитах; 10 – места отбора проб из эндербитов и гранодиоритов (а), из метабазитов (б) с указанием радиологического возраста: без скобок – U-Pb-метод по циркону, в круглых скобках – Sm-Nd-метод, в квадратных скобках Rb-Sr-метод (см. текст)



**Рис. 3.** Характер складчатых структур архея в бассейнах среднего течения р. Тимптон и ее правого притока – р. Сеймдже (по [44, 65] с уточнениями и изменениями)  
 1, 3 – архейские образования; 1 – эндербиг-базитовая ассоциация пород инфракристаллического комплекса, 2 – нерасчлененная супракристаллическая гнейсовая серия, 3 – маркирующие горизонты кварцитов и высокоглиноземистых пород в составе супракристаллической гнейсовой серии; 4 – палеопротерозойские аляскитовые граниты; 5 – диафториты амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма; 6 – меловые вулканогенные образования; 7 – мезо-кайнозойские образования; 8 – разломы; 9 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород





**Рис. 4.** Схема геологического строения участка развития мафических даек типа А на р. Алдан, ниже устья р. Тимптон (по [52] с изменениями)

1–3 – архейские образования: 1 – глиноземистые гнейсы и сланцы, 2 – низкокальциевые эндербиты, 3 – эндербиты нормальной и повышенной щелочности; 4 – палеопротерозойские мафические дайки и силлы (пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы); 5 – бластомилониты зоны Тыркандинского разлома; 6 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости (а) и место отбора пробы на радиологический возраст (б)

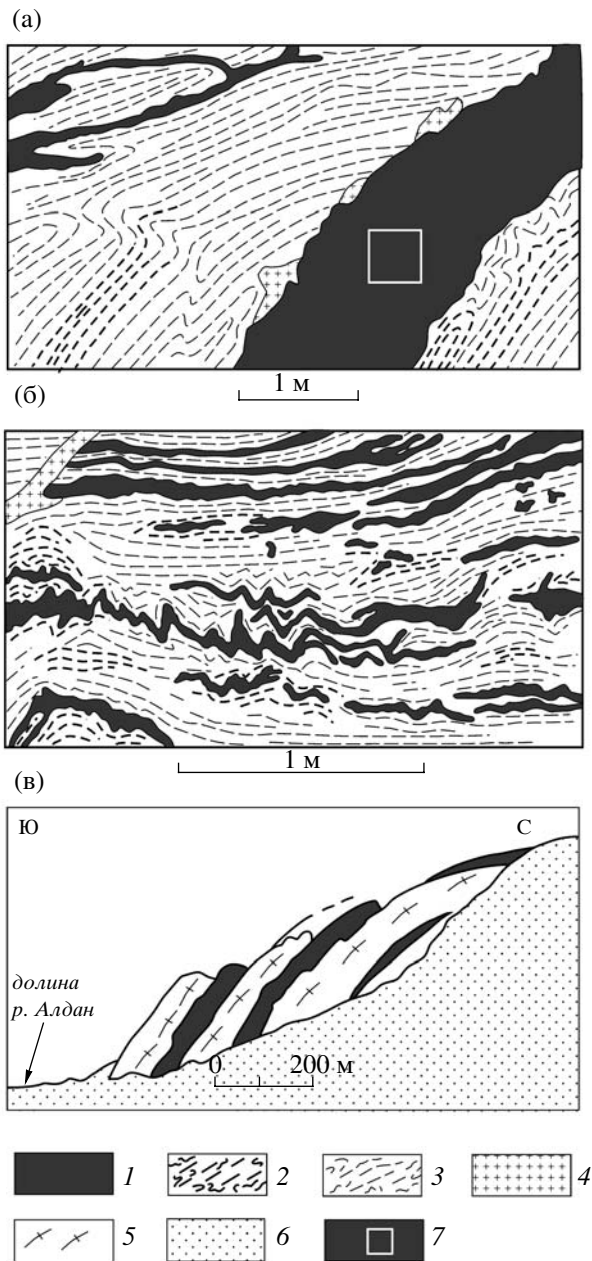
гнейсов и кристаллических сланцев гранулитового субстрата (статический тип перекристаллизации). Далее в этой полосе появляются отдельные протяженные линзы пород с нарушенной структурой – бластомилониты амфиболитовой фации, количество которых увеличивается к югу до полного их преобладания в граничной части зоны (динамический тип перекристаллизации) [29]. К югу эти бластомилониты постепенно сменяются гнейсами и мигматитами Джугджуро-Станового района, напоминающими породы со статическим типом метаморфизма.

В широкой зоне Амгинского разлома расположена система субпараллельных мезоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных шовных структур – Борсалинский и Субганский трюги на южном фланге и Олекмо-Амгинская группа с Балаганхским трюгом – на северном. К западу от этой зоны, в сторону Чаро-Олекминского района, развиты высокотемпературные бластомилониты амфиболитовой фации, а к востоку – гранитоиды и приразломные метасоматиты с возрастом (по циркону) 1.93–1.97 млрд. лет [82]. Зона Амгинского разлома сопровождается положи-

тельными аномалиями магнитного и местами гравитационного полей [30, 86], которые соответственно связаны с магнетитовыми кварцитами и ортоамфиболитами зеленокаменных структур, а также с погребенными породами анортозит-эклогитовой ассоциации (см. ниже).

Как видно из вышеизложенного, в гранулитогнейсовой области Алданского щита развиты структурно-вещественные подразделения раннего докембрия, типичные и для амфиболито-гнейсовой области. Главное отличие заключается в присутствии палеопротерозойских шовных структур, упомянутых выше, а также более высокой степени метаморфизма пород, образующих нижний и средний структурные этажи. При этом есть все основания полагать, что в палеопротерозое ареальный гранулитовый метаморфизм был наложен на породы, первоначально метаморфизованные и дислоцированные в условиях амфиболитовой фации, – типичное явление для ранних этапов эволюции континентальной коры [120].

Таким образом, обе метаморфические области Алданского щита, составляя единую геологическую провинцию, образуют внешнюю и внут-



**Рис. 5.** Формы даек метабазитов типа Б (а, б) и типа В (в). Зарисовки обнажений: а) – левый борт долины р. Алдан, против устья р. Суннагин; б) – днище долины р. Суннагин в 0.5 км выше устья; в) – синтезированный рисунок по обнажениям в левом борту долины р. Алдан в 0.5 км ниже устья р. Емеллели  
 1 – метабазиты; 2, 3 – полосчатые эндербиты нормальной щелочности: 2 – лейкократовые, 3 – мезократовые; 4 – мелкозернистые лейкограниты; 5 – массивно-полосчатые гранодиориты массива Емеллели; 6 – делювиально-аллювиальные отложения, 7 – место отбора пробы на радиологический возраст

реннюю часть Алдано-Станового сиалического ядра. В пределах этих областей присутствует, в той или иной степени сохранности, весь страти-

графический ряд структурно-вещественных комплексов раннего докембрия. Это последовательно сменяющие друг друга и спаянные между собой наложенными процессами метаморфизма инфракрустальный и супракрустальный комплексы раннего архея (3.2 млрд. лет); вулканогенно-осадочные образования зеленокаменных трогов мезоархея (3.0–2.9 млрд. лет), реже палеопротерозоя (2.06 млрд. лет), а также протоплатформенные осадочные отложения палеопротерозоя (верхняя граница 2.00 млрд. лет). Во всех районах этих областей встречаются палеопротерозойские мафические дайки. Необходимо также подчеркнуть одну особенность взаимоотношений между подстилающими и перекрывающими стратифицированными структурно-вещественными комплексами разного возраста. Во всех случаях это всегда метаморфические контакты без видимых следов крупных вертикальных перемещений. Иными словами [94], видно, что сильно и слабо метаморфизованные комплексы близкого возраста и одного уровня, равно как и более высоких стратиграфических уровней, преобразовывались скорее одновременно и латерально, чем одновременно и вертикально. При этом более высокотемпературные палеопротерозойские процессы гранулитового метаморфизма были сосредоточены в центральной части сиалического ядра, в то время как в его внешней части преобладали условия амфиболитовой ступени метаморфизма.

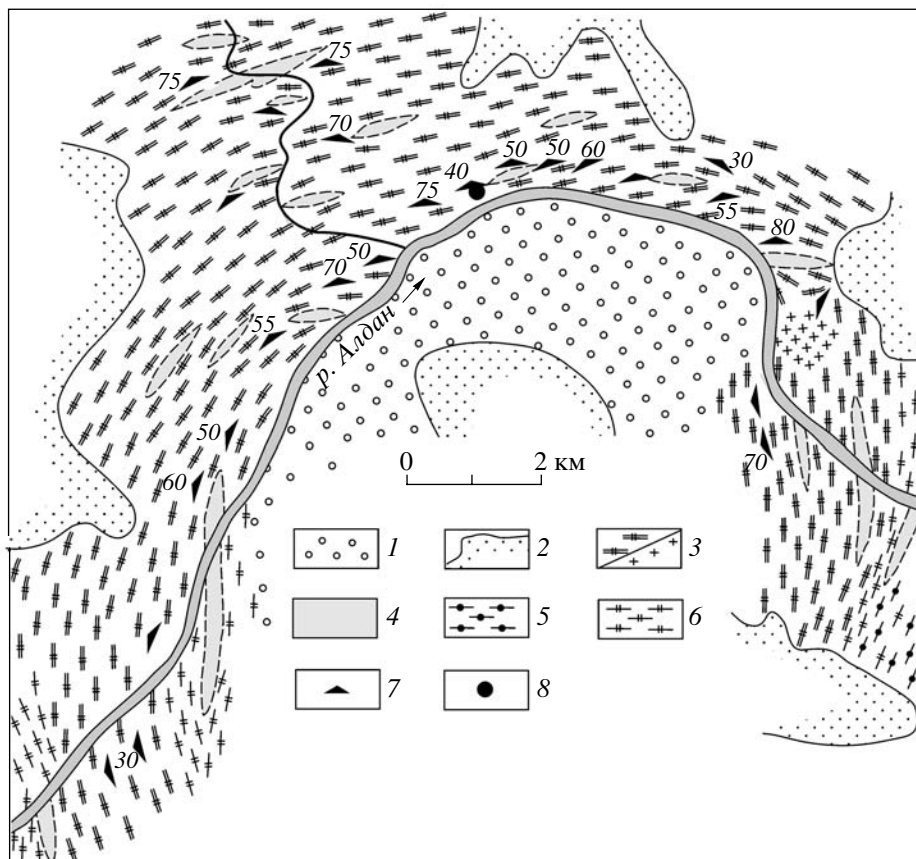
#### МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ – ПОКАЗАТЕЛИ ПРОЦЕССОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТЕРМОТЕКТОГЕНЕЗА

К этим комплексам отнесены дайки основного, реже ультраосновного состава, габбро, а также автономные анортозиты и связанные с ними гранитоиды.

Мафические и ультрамафические дайки развиты во всех областях Алданского щита [4, 16, 22, 26, 36, 38, 50, 79, 83, 101, 118]. В гранулитогнейсовой области они представлены массивными и грубополосчатыми пироксенитами, пироксен-плагиоклазовыми, пироксен-амфибол-плагиоклазовыми (иногда с гранатом) кристаллическими сланцами. В амфиболито-гнейсовой области – это амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы.

Внедрение палеопротерозойских мафических даек и отдельных массивов габбро (Унгринский и Угдусский массивы) охватывает большой интервал времени от 2.25 до 1.83 млрд. лет [4, 8, 16, 21, 36, 50, 79, 83, 118].

В качестве эталонного участка развития мафических даек рассмотрим район Суннагинского



**Рис. 6.** Схема строения обнаженной части массива Емеллели (по [51] с дополнениями)

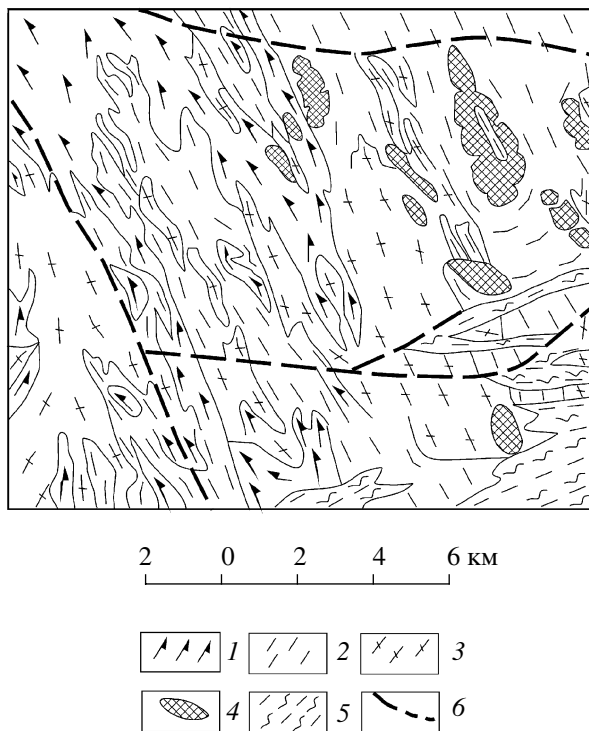
1 – четвертичные образования; 2 – отложения платформенного чехла; 3, 4 – палеопротерозойские образования: 3 – гиперстеновые гранодиориты гнейсовидно-полосчатые (а) и массивные (б), 4 – мафические дайки типа В; 5, 6 – архейские образования: 5 – глиноземистые гнейсы, 6 – нерасчлененные эндербиты (низкокальциевые и повышенной щелочности); 7 – элементы ориентировки полосчатости и гнейсовидности в гранодиоритах; 8 – место обора пробы на радиологический возраст

эндербитового купола на севере гранулитогнейсовой области (см. рис. 2). Здесь выделено три разновозрастных морфогенетических типа даек: А, Б и В [21].

Метабазиты типа А – это мощные (до 400 м) силлоподобные тела с резкими контактами среди пород супракрупальной гнейсовой серии архея (рис. 4). Их изохронный Sm-Nd-возраст по 6 образцам равен  $2247 \pm 91$  млн. лет (СКВО = 1.06), при  $t = 1.8$  и  $T_{DM} = 2.35$  млрд. лет, что свидетельствует об их короткой коровой предыстории. Изохронный Rb-Sr-возраст метабазитов типа А по тем же образцам равен  $1980 \pm 53$  млн. лет (СКВО = 0.78), при  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$  [67]. Этот возрастной интервал, по существу, определяет время внедрения даек типа А и последнего термального события ( $500\text{--}400^\circ\text{C}$ ), при котором произошло закрытие Rb-Sr изотопной системы. Ультрамафические дайки (метапикриты) с близкими изотопно-геохронологическими характеристиками ( $2202 \pm 41$  млн. лет, Sm-Nd-метод,  $\epsilon_{Nd}(T) = 1.6$ ,

$T_{DM} = 2.45$  млрд. лет) выявлены и в Чаро-Олекминском районе [79].

Метабазиты типа Б слагают деформированные дайки наподобие даек Амералик и Мелене Юго-Западной Гренландии [107] Они образуют радиальный рой в совмещенном центре Суннагинского купола и Алдано-Станового нуклеара. Этот рой состоит из трех лучей. Два луча даек скрыты под платформенным чехлом. Они отражены в магнитном поле положительными линейными аномалиями, которые протягиваются более чем на 350 км в субмеридиональном (один луч) – и на 250 км (другой луч) в северо-западном направлениях (см. рис. 1, 2). Дайки третьего – южного луча, протяженностью первые сотни метров, вскрываются на р. Алдан, против устья р. Суннагин в русле этого притока (рис. 5а, 5б). Мощность деформированных даек, прорывающих ремобилизованные эндербиты архея, от первых метров до нескольких сантиметров, протяженность с перерывами до нескольких десятков



**Рис. 7.** Схема строения района выходов эклогитов на правобережье р. Чакатай

1–3 – архейские образования: 1 – инфракрустальная эндербит-базитовая ассоциация пород, 2 – супра-крустальная гнейсовая серия, 3 – нерасчлненные эндербиты низкокальциевые и повышенной щелочности; 4 – эклогиты; 5 – зоны расщепления и высокотемпературного диафореза в зоне Станового разлома; 6 – разлом

метров. Изохронный U-Pb-возраст циркона из этих метабазитов, отвечающий времени магмогенерации, равен  $2077 \pm 10$  млн. лет (СКВО = 0.073). Изохронный Sm-Nd-возраст (по пироксену, амфиболу, плагиоклазу и породе в целом) указывает на время метаморфизма –  $1909 \pm 52$  млн. лет (СКВО = 0.20), при  $\epsilon_{ND} = -3.12$  и  $T_{DM} = 2996$  млн. лет. Это совпадает (с учетом ошибок) с U-Pb-возрастом регенерированного циркона ( $1977 \pm 36$  млн. лет) вмещающих эндербитов [20] и последнего метаморфизма даек типа А ( $1980 \pm 33$  млн. лет) (см. рис. 2). Вместе с тем отметим, что возраст этих даек, с учетом ошибок определения, согласуется с возрастом амфиболитов балаганахской толщи ( $2055 \pm 18$  млн. лет) на западе гранулитогнейсовой области [2].

Дайки типа В выделены внутри куполообразного (диаметр 17 км) массива Емеллели, расположенного в пределах Суннагинского купола (рис. 2, б). Он сложен высокотемпературными ( $710\text{--}840^\circ\text{C}$ ) гиперстенсодержащими гранодиоритами с возрастом  $2007 \pm 7$  млн. лет (U-Pb – по циркону) [19]. Мощность даек – 20–50 м. Они выпол-

няют синкинематические трещины (см. рис. 5в) и относятся к классу синплутонических даек, с возрастом, близким возрасту вмещающих их гранитоидов. Внедрение этих гранитов и связанных с ними даек типа В отвечает времени, близкому к последнему термальному событию, зафиксированному в дайках типов А и Б и в метабазитах федоровской серии (см. выше [14]).

Генезис этих трех типов мафических даек был связан с действием мантийного плюма, на что указывают их определенные морфологические и петрогеохимические индикаторные признаки [21, 31, 102, 110, 113]. Это большая мощность даек типа А и радиальная форма Суннагинского роя даек типа Б. Все дайки обогащены  $K_2O$  (0.90–1.25%), щелочноземельными элементами (в г/т): Rb (21–43), Sr (249–396), Ba (129–380). В них отмечается обогащение легкими РЗЭ: La/Yb (4.6–10.3), La/Sm (1.86–2.09) и Ce/Yb (3.71–8.42) при высокой магнезиальности пород – MgO от 10.4 до 12.8% и железистости. Кроме того, отношения Ba/La (12.28–16.60), Rb/La (1.30–2.00) и Rb/Sr (0.06–0.11) оказались выше в сравнении с примитивной мантией, где эти параметры равны 9.27, 1.00 и 0.003. Однако высокое содержание  $TiO_2$ , типичное для плюмовых базальтов (более 2%) [31], имеют только метабазиты типа Б (2.02%) с отрицательным  $\epsilon_{ND}$  (обогащенная мантия) и неоархейским возрастом протолита. По сравнению с ними дайки типа А и В содержат меньше  $TiO_2$  (0.70 и 0.80%) и характеризуются положительным значением  $\epsilon_{ND}$  (истощенная мантия) и палеопротерозойским возрастом протолита [21]. Эти отличия могут быть связаны с разной глубиной магмогенерации и степенью частичного плавления архейской субконтинентальной мантии, которая подверглась метасоматической переработке мантийными флюидами в процессе палеопротерозойского термотектогенеза [104]. Отрицательная европиевая аномалия, типичная для всех типов даек ( $Eu/Eu^* = 0.60\text{--}0.89$ ), свидетельствует о том, что их выплавление сопровождалось фракционированием плагиоклаза. Надо отметить, что палеопротерозойские (2.0–1.9 млрд. лет) мафические и ультрамафические дайки из других районов Алданского щита также не отличаются высоким содержанием  $TiO_2$  (менее 2%) [36, 38, 83]. Это можно отнести к провинциальной особенности метасоматически переработанного мантийного источника, обогащенного легкими РЗЭ, а также крупноионными литофильными и высокозарядными элементами [21, 83]. Вместе с тем, встречаются ультрамафические дайки, природа которых связана с двумя геохимическими источниками с разным содержанием РЗЭ – более ранним – деплетированным легкими РЗЭ и вторым – метасоматически обогащенным ЛРЗЭ [38].

Палеопротерозойские гранитоиды как индикаторы процесса термотектогенеза развиты

только в гранулитогнейсовой области. Они представлены гранодиоритами, красными и белыми аляскистыми гранитами и приразломными кварц-полевошпатовыми метасоматитами. В центре этой области расположен упомянутый выше массив Емеллели (см. рис. 2, 6) [19, 21]. К югу, юго-западу и юго-востоку от этого массива следует широкий ареал развития небольших массивов, малых тел красных аляскитовых гранитов и их мигматитов, изофациальных гранулитовой ступени метаморфизма (см. рис. 2, 3). Возраст этих гранитов от центра с массивом Емеллели в направлении к Пристановому району постепенно убывает от 2007 до 1920 и 1901 млн. лет [19, 24, 28]. В Пристановом районе, в бассейне р. Сутам, красные граниты перемешаны с белыми разновидностями с голубым кварцем (за счет примеси рутила). В этом латеральном ряду гиперстеновые гранодиориты – красные граниты – белые граниты соответственно увеличивается количество (средние содержания из 4 проб каждой разновидности, округленно, мас. %)  $\text{SiO}_2$  – 58.70, 73.00 и 75.00; уменьшается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 17.80 до 14.00; суммы Fe – 6.60, 2.50 и 1.00; MgO – 1.70, 0.70 и 0.20; CaO – 4.50, 1.20, и 0.90, при примерно равном содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  3.00–3.50 и  $\text{K}_2\text{O}$  5.00–6.00. В этом же направлении изменяется сумма РЗЭ (в ppm) от 1063 до 382, степень обогащенности ЛРЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 178$ , против – 20) и величина европиевого минимума ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.15$ , против 0.45). Механизм обеднения гранитов европием, скорее всего, связан с парциальным плавлением источника, при котором полевой шпат является остаточной фазой. Плагноклаз неустойчив при давлениях свыше 10 кбар, и, следовательно, отрицательная европиевая аномалия отражает процессы магмогенерации с масштабным фракционированием плагноклаза, проходящие на глубинах менее 40 км [84]. В палеопротерозойских гранитах распределение РЗЭ комплексно автономным аномортозитам Алданского щита [19, 24, 28, 68, 69]. Это позволяет рассматривать их как один из продуктов, возникших в результате фильтр-прессинга материнской кварцево-диоритовой магмы, рожденной в результате частичного плавления материала верхней мантии и нижней коры [32]. При этом высокотемпературном и высокобарическом процессе аномортозиты рассматриваются как остаточная фаза (реститы), которая формировалась в течение длительного интервала времени, что, видимо, отразилось на полихронности показателей их радиологического возраста (см. выше). О наличии аномортозитового рестита в нижней коре гранулитогнейсовой области Алданского щита свидетельствуют находки ксенолитов аномортозитов в мезозойских субщелочных массивах Центрально-Алданского района [93].

Как уже отмечалось, палеопротерозойские массивы автономных аномортозитов Алданского

щита трассируют зону Станового разлома, имеют плитообразную форму с наклоном к северу в сторону центра Алданского-Станового нуклеара. Они располагаются на стыке гранулитогнейсовой и амфиболито-гнейсовой областей и часто ассоциируют с эклогитами и другими высокобарическими гранулитами [10]. Поэтому аномортозиты, так же как и отдельные тела эклогитов, совмещены с полями гравитационных максимумов (см. рис. 1, 7). Это подтверждается прямыми находками ранее не известных аномортозитов в северной части зоны Амгинского разлома [5]. Поэтому же геофизическому признаку недавно выделено четыре массива аномортозитов, погребенных под платформенным чехлом в зоне дуговых разломов Алданского-Станового нуклеара, к северу от Алданского щита [86] (см. рис. 1).

Возвращаясь к ранее поднятой проблеме возраста Каларского массива аномортозитов, отметим, что чарнокиты с неоархейским возрастом циркона (2.62 млрд. лет [57]) входят в состав гранулит-эклогит-чарнокитовой ассоциации, которая располагается в висячем боку (на “спине”) плитообразного тела аномортозитов и никакого отношения к аномортозитам не имеет, что доказано детальными исследованиями [13]. Эти породы вмещающей рамы были выдвинуты одновременно с аномортозитами в верхние горизонты коры по тектонической зоне, наклоненной к северу. Активный контакт чарнокитов и аномортозитов был связан с последующими наложенными процессами калиевого метасоматоза и ремобилизации. Доказательством этому служит их изохронный Sm-Nd – возраст 1698 млн. лет [88]. Напомним также, что возраст чарнокитов нормальной щелочности, развитых вблизи Каларского массива и не связанных с ним, такой же, как и возраст чарнокитов, пространственно ассоциирующих с аномортозитами (2.61 млрд. лет) [57]. Палеопротерозойский возраст Каларского массива аномортозитов доказывается и геологически. Так, южнее массив по согласному тектоническому контакту (сдвиг-надвиг) граничит с мезоархейским Среднекаларским зеленокаменным трогом. Кроме этого, Каларский массив аномортозитов и ассоциирующие с ним высокорбарические образования и рапакивиоподобные граниты Кодарского комплекса образуют своеобразный тектонический клин, внедряющийся в пределы Кодаро-Удоканского прогиба Чаро-Олекминского района. Среднекаларский сдвиг-надвиг является, таким образом, южной границей этого клина, в результате давления которого протоплатформенные образования палеопротерозойской удоканской серии были метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и смяты в систему дуговых сжатых складок, осложненных сингенетичными внутрiformационными надвигами [30]. Эти образования, в свою очередь, прорваны Чинейским расслоенным габбро-норитовым массивом с возрастом 1850 млн. лет (Sm-Nd-

метод по валовым пробам, устное сообщение М.К. Суханова). Это и определяет время завершения процессов палеопротерозойского термотектогенеза в юго-западной части Алданского щита в режиме стагнации (рис. 8).

Таким образом, формируется общая картина центробежного развития тектонически разобщенного комплементарного магматического комплекса – показателя процессов палеопротерозойского термотектогенеза [19, 68, 69]. В состав этого комплекса включены: мафические дайки радиального роя (2077 млн. лет), гиперстеновые гранодиориты с синплутоническими мафическими дайками (2007–2000 млн. лет), аляскитовые и рапакивиподобные граниты (1920–1901 млн. лет) и, наконец, анортозиты (1900 млн. лет на западном фланге и 1740 млн. лет – на восточном). Как видно (см. рис. 1) анортозиты с небольшими промежутками трассируют весь периметр гранулитогнейсовой области Алдано-Станового нуклеара.

К индикатору палеопротерозойского термотектогенеза относится и региональный зональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации, сопровождающий этот полихронный и дискретный магматический процесс.

### ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

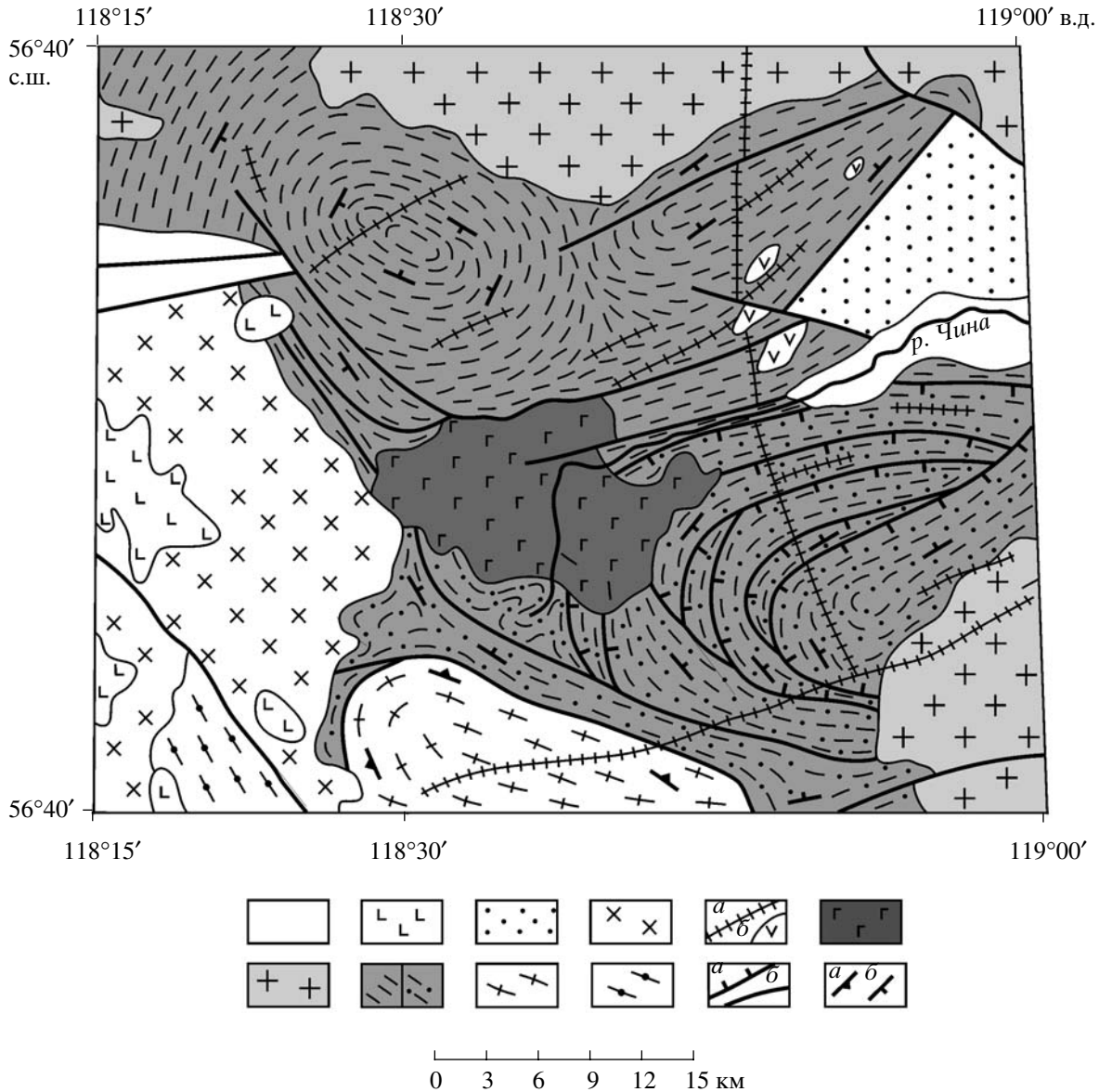
Результаты сейсмологических исследований МОВЗ по субмеридиональному профилю Томот-Золотинка [11], пересекающему Центрально-Алданский и Пристановой гранулитогнейсовые районы, показаны на соответствующих разрезах (рис. 9а). Профиль МОВЗ рассекает структуру Алдано-Станового нуклеара близко к его радиусу, от центра к югу (см. рис. 1). На разрезе МОВЗ (рис. 9а) видна возрастающая снизу вверх частота горизонтальных сейсмических границ в верхней мантии и в консолидированной коре, мощностью 44–47 км. Из двух границ М верхняя граница интенсивных обменов часто прерывается “площадками по волнам типа обрыва сейсмической записи”. На южном фланге профиля выделена круто наклоненная к северу глубинная тектоническая зона, относящаяся к системе Станового шва. Разрез МОВЗ дополнен результатами анализа обменонасыщенности (см. рис. 9б). “Изолинии обменонасыщенности представляют собой результат осреднения статистического поля числа актов обмена волн Р от удаленных землетрясений в плоскости разреза”. При этом “большая плотность изолиний этого параметра в вертикальном разрезе отвечает областям, характеризующимся повышенной способностью реальной среды продуцировать обменные волны PS при падении на сейсмическую границу продольных волн от удаленных землетрясений. Конфигурация изолиний обменонасыщенности дает каче-

ственное представление о тенденциях латеральной изменчивости этого параметра в плоскости разреза” [11, с. 51–52]. Анализ результатов послойного плотностного моделирования по этому же профилю [11, 78] показывает совпадение с выделенными аномалиями обменонасыщенности (см. рис. 9б) глубинных блоков с высокой и повышенной плотностью. В южной части профиля видна наклоненная к северу и приближенная к поверхности овальная аномалия плотности, совпадающая с зоной Станового шва и с положительными гравитационными аномалиями, речь о которых шла выше. Неоднородное строение глубинных горизонтов Алданского щита очевидно.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты палеомагнитных исследований показывают, что в течение всего докембрия от архея до протерозоя Алданский щит и Сибирский кратон в целом, так же, как и другие кратоны северного ряда, располагались в субэкваториальной зоне [27, 34, 35, 61, 64, 74, 80, 119]. Это позволяет с еще большей уверенностью утверждать о существовании пределах так называемых критических широт  $\pm 35^\circ$  [86, 99] субэкваториального “горячего пояса” ранней Земли и эpiarхейского суперконтинента [27].

Считают, что в архее и в начале палеопротерозоя Луна была значительно ближе к Земле (5–20 земных радиусов, против 60 в настоящее время). Поэтому в архее, когда формировался эpiarхейский суперконтинент, скорость осевого вращения Земли была менее 10 часов [1, 12, 37, 85, 95, 99, 116]. Алдано-Становое сиалическое ядро как часть этого суперконтинента зарождалось в архее в условиях быстрого осевого вращения Земли в режиме мантийного апвеллинга и неизбежного при этих условиях расширения коры [85, 99]. Это подтверждается синхронным развитием глобальной системы энциалических рифтогенных архейских зеленокаменных поясов с высокотемпературными продуктами частичного плавления мантии (базальты, коматититы). Этот суперконтинент существовал и в палеопротерозое до того времени, пока не началось его растрескивание и последующая трансформация в ходе масштабных процессов термотектогенеза. Эти процессы по времени совпали с резким удалением Луны (рис. 10), перемещением барицентра в системе двойной планеты Земля–Луна и соответствующим уменьшением скорости осевого вращения Земли. Это неизбежно сопровождалось изменением полей напряжений в зоне экватора и усилением эндогенной активности планеты за счет коллапса устойчивого плотностного расслоения ядра [1, 37, 85, 99, 116]. Именно в это время в результате про-



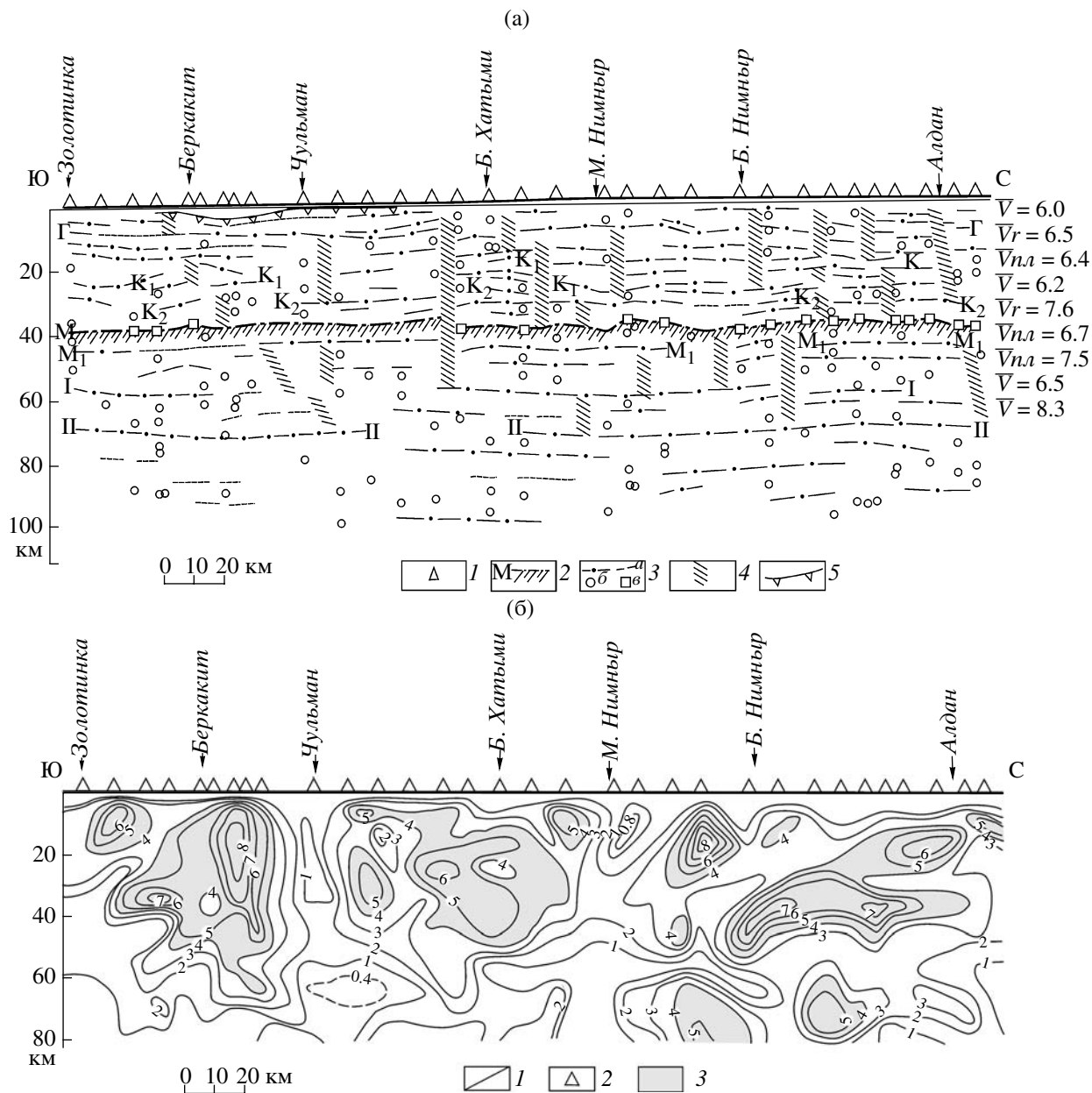
**Рис. 8.** Геолого-структурная схема верховьев р. Чина (по [30] с упрощением)

1 – современные рыхлые отложения; 2 – покровы кайнозойских базальтов; 3 – осадочные отложения нижнего кембрия; 4 – палеозойские грано-сиениты; 5 – неопротерозойские дайки долеритов (а) и покровы базальтоидов; 6 – протерозойский Чинейский массив габбро-норитов; 7 – палеопротерозойские рапаквивоподобные граниты Кодарского комплекса; 8 – отложения удоканской серии нижнего протерозоя: слабо метаморфизованные (а) и метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации (б); 9 – гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы ремобилизованного фундамента; 10 – нерасчлененные метаморфические (гранулитовая фация) образования архея; 11 – внутриформационные надвиги (а) и прочие разломы (б); 12 – элементы залегания кристаллизационной сланцеватости в гранито-гнейсах (а) и слоистости в осадочных породах удоканской серии

должительной и сложной цепи событий, несущей в себе причинно-следственные связи, и возникла неодородная структура Алданского щита с такими главными следствиями палеопротерозойского термотектогенеза, как: а) широкое развитие мафических, реже ультрамафических даек с геохимическими показателями плюмового магматизма, а также шовных структур, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями; б) центростремное

развитие комплементарной магматической системы, состоящей из мафических даек, гранитоидов и анортозитов; в) одновременный латеральный и неоднородный метаморфизм разновозрастных структурно-вещественных комплексов в условиях сжатия, которые возникали в промежутках между эпизодами расширения.

Таким образом, все тектоно-магматические и метаморфические события в палеопротерозое



**Рис. 9.** Разрезы МОБЗ - границы обмена (а) и обменонасыщенности (б) вдоль Амуро-Якутской автомагистрали (по [11] с упрощением)

а. 1 – стоянки сейсмических станций; 2, 3 – сейсмические границы: 2 – Мохо, 3 – интенсивных обменов (а), площадки прочих обменов (б), площадки по волнам типа “обрыва сейсмической записи” (в); 4 – глубинные тектонические зоны; 5 – Чульманская впадина. Справа значения скоростей сейсмических волн средняя (V), граничная (V<sub>2</sub>) и пластовая (V<sub>nl</sub>). Буквенные и цифровые обозначения на разрезе: границы Мохо – М и М<sub>1</sub>, Г – горизонт в гранитно-метаморфическом слое, К, К<sub>1</sub> и К<sub>2</sub> – горизонты в нижней коре, I и II – горизонты в верхней мантии.

б. 1 – изолинии обменонасыщенности; 2 – стоянки сейсмических станций; 3 – аномалии плотности, проведенные по изолинии 4

протекали импульсивно с семикратной (см. ниже) сменой обстановок растяжения (мафические дайки, массивы габбро, шовные прогибы) и сжатия (неоднородный метаморфизм, гранитообразование и деформации коры, анортозиты и сопутствующие высокобарические породы – эклогиты).

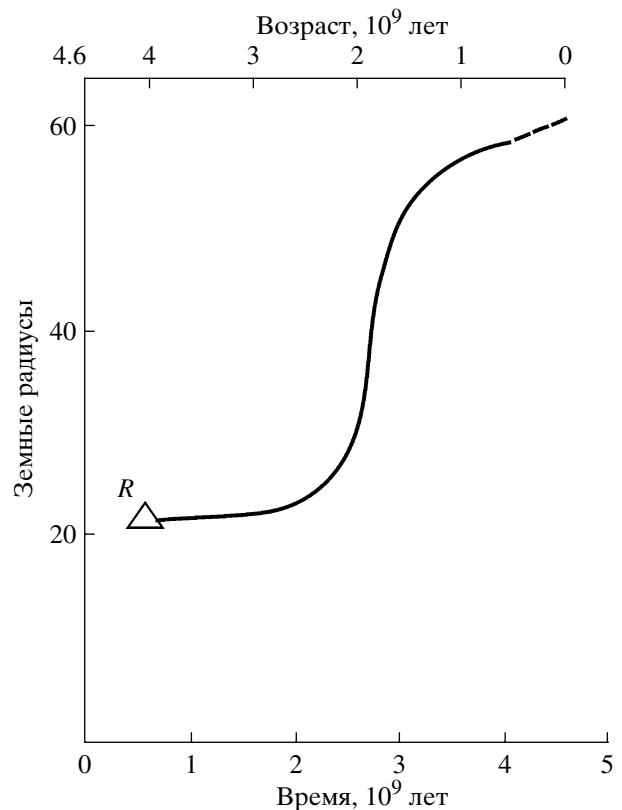
Все эндогенные процессы могли быть вызваны действием крупного мантийного плюма (названного Алданским) диаметром 1100 км. Продолжительность действия Алданского плюма определяется, с одной стороны, временем внедрения мафических даек с возрастом 2.25 млрд. лет,



а с другой - внедрением массивов анортозитов Карларской и Джугджурской групп, а также по периферии гранулитового ядра в интервале 1.90–1.74 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что в течение более чем 500 млн. лет, после формирования архейской протоконтинентальной коры (3.0–2.7 млрд. лет), Алдано-Становой нуклеар находился в ареале действия одного плюма. По датам внедрения мафических даек и массивов габбро можно выделить пять импульсов плюмового магматизма (округленно): 2.250, 2.077, 2.040, 2.007, 1.900 млрд. лет. Однако первый крупный амагматический интервал в 173 млн. лет совпадает с двумя средними (из четырех) трансгрессивно-регрессивными циклами формирования палеопротерозойского протоплатформенного Удоканского прогиба [96]. Таким образом, можно говорить о семи или шести эпизодах растяжения коры, соответствующего магматизма и отчасти трансгрессивного этапа осадконакопления, разделенных этапами сжатия и метаморфизма и регрессии в Удоканском прогибе. На этапе локальной стагнации произошло формирование расслоенного габбро-норитового Чинейского плутона на западе (1850 млн. лет) и завершение анортозитового магматизма на востоке (1740 млн. лет). Все эти импульсы совпадают со статистически установленными максимумами глобального плюмового магматизма. Это – 2.5–1.8 млрд. лет (импульсы 2.45 и 1.9 млрд. лет и пик 2.0 млрд. лет) [3]; 2.75–1.65 (импульсы 2.25 и 1.7 млрд. лет) [102] и 2.2–1.8 млрд. лет [110]. Помимо этого, эти импульсы с небольшими отклонениями коррелируются с одновозрастными режимами трансгрессии и трансенсии в линейных подвижных поясах палеопротерозоя на Балтийском, Канадском и других щитах [59, 70].

К числу индикационных признаков плюмов, которые сохраняются в течение всей последующей геологической истории, относят: сейсмическую анизотропию или частую расслоенность нижней коры и верхней мантии; нечеткую (размытую) границу М; плотностные неоднородности, связанные с остатками плюмового материала, – “плюмовой подушки” [31]. Все эти признаки видны на разрезах МОВЗ, характеризующих южную половину Алдано-Станового нуклеара (см. рис. 9). Это позволяет говорить о связи глубинных неоднородностей Алданского щита с процессами наращивания континентальной коры или плюм-андерплейтинга.

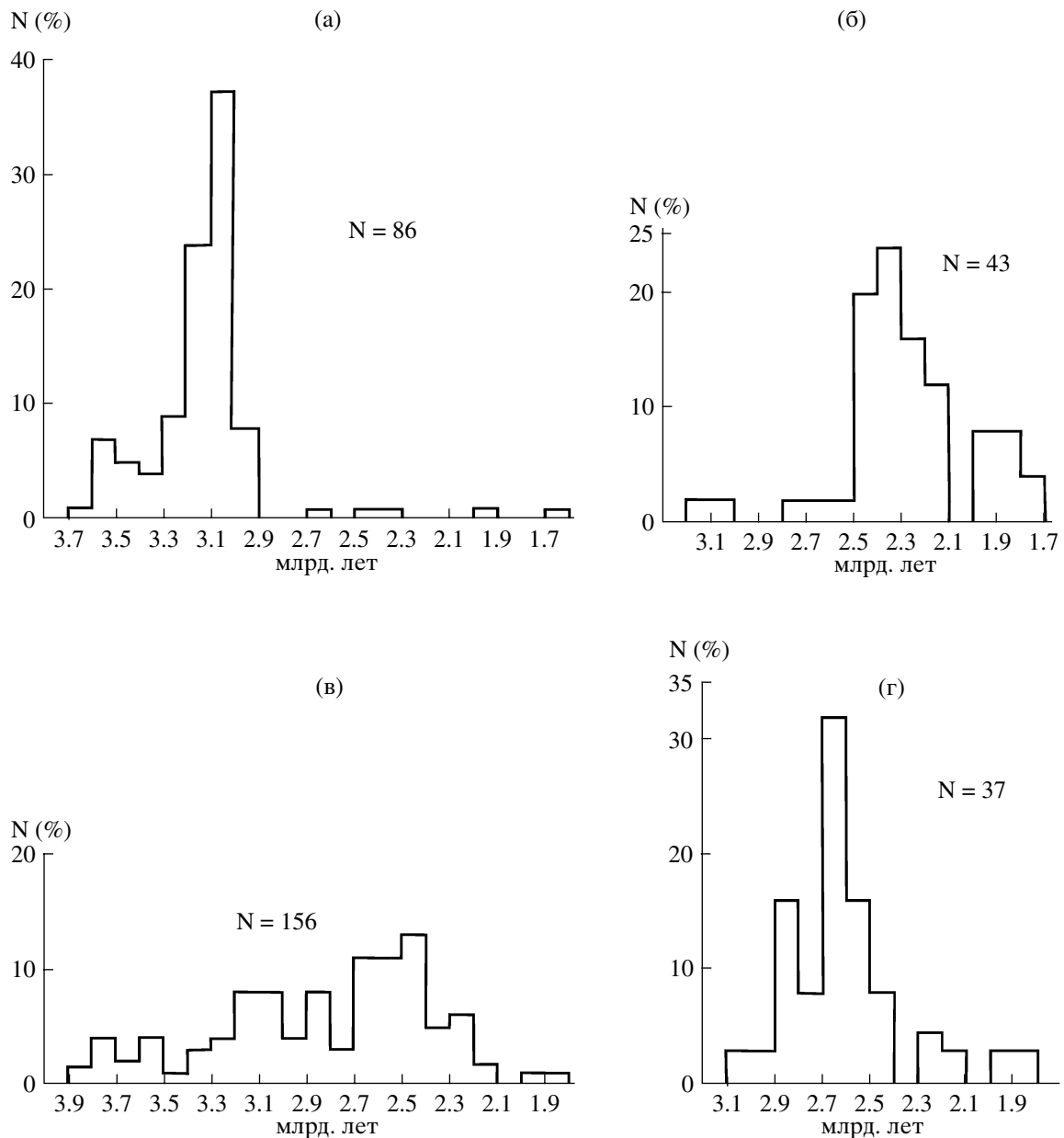
Латеральный и неоднородный ареальный метаморфизм, свойственный Алданскому щиту, также можно отнести к одному из индикационных признаков мантийного плюма - его гетерогенности с высокотемпературной головной частью, где реализуются условия больших давлений (от 8 до 10–13.5 кбар [31, 45]) и периферической зоной более низких температур и давлений. На



**Рис. 10.** Расстояние Земля–Луна – в земных радиусах как функция времени и различных данных. По ископаемым: караллам и двустворчатым моллюскам (пунктир); по стратоталитам (сплошная линия). R – реперная точка для периода вращения Земли 8–9 часов в эпоху 0.6 млн. лет (по [37] с упрощениями)

Алданском щите этим частям плюма соответствуют внутренняя гранулито-гнейсовая область и ее внешнее амфиболито-гнейсовое окружение.

Естественно, что при таких масштабных и длительных процессах термотектогенеза в режиме плюм-андерплейтинга сильно деплетированный состав архейской субконтинентальной литосферы должен был измениться за счет метасоматоза и неизбежного смешения древнего субстрата и нового материала [103, 117] с сохранением так называемых “запоров” первородной архейской субконтинентальной литосферной мантии [112]. Поэтому показатель Nd-модельного возраста метаморфических пород, прошедших стадию неоднократно наложенного метаморфизма с привнесом неосомы (что не всегда учитывается при изотопных исследованиях), может отражать не возраст протолита, а средний возраст смешанного источника. Для определения этого источника предлагают использовать Nd-временные метки, попадающие в область точек около 3.5, между 2.7 и 2.5 или 1.9–1.8 млрд. лет, которые определяют возраст главных корообразующих событий [103]. И действительно, как показывают материалы



**Рис. 11.** Гистограммы распределения значений Nd-модельного возраста в кристаллических породах разных районов Алданского щита: а) Чаро-Олекминский, б) Джугджуро-Становой, в) Центральнo-Алданский, г) Тимптоно-Учурский – Суннагинский купол (а, б, в – по литературным источникам, г – собственные данные, N – количество анализов)

статистической обработки данных Nd-модельного возраста метаморфических комплексов Алданского щита, там, где их архейский возраст установлен по циркону (U-Pb-метод), выделяются соответствующие пики архейского Nd-модельного возраста протолита (Чаро-Олекминский и западная часть Центральнo-Алданского района) при дисперсии от 3.7–3.9 до 1.8–1.6 млрд. лет (рис. 11). В Джугджуро-Становом амфиболито-гнейсовом и Тимптоно-Джелтулинском гранули-то-гнейсовом районах, наиболее глубоко перера-

ботанных процессами палеопротерозойского термотектогенеза, отмечается широкая дисперсия показателей Nd-модельного возраста от 3.0–3.1 до 1.8–1.7 млрд. лет (см. рис. 11). Примерно такие же гистограммы распределения Nd-модельного возраста были опубликованы еще раньше при сравнении Чаро-Олекминского и Центральнo-Алданского районов (дисперсия от 4.0 до 2.1 млрд. лет [111]), и недавно для всего Алданского щита [49]. Сложная изотопная история литосферной мантии Алданского щита, прошедшей

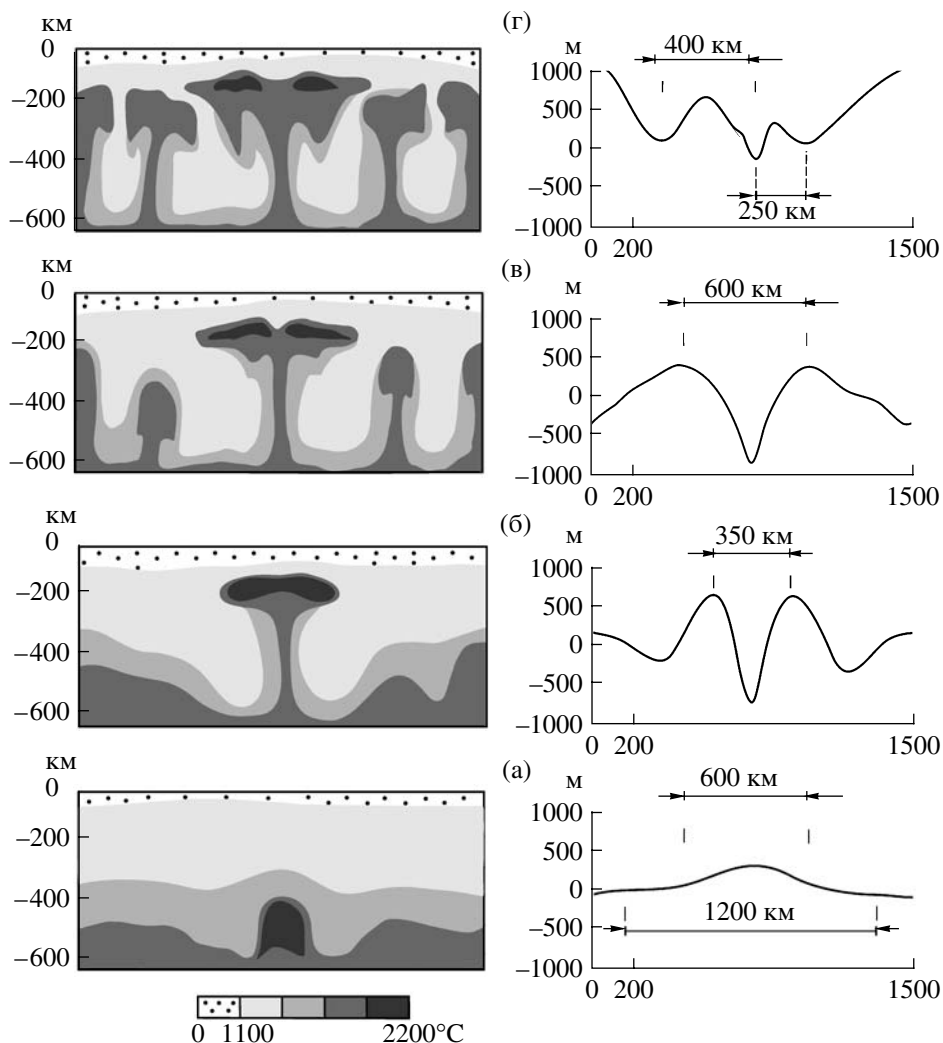
стадии обеднения и обогащения литофильными элементами, отражена в геохимическом составе палеопротерозойских мафических и ультрамафических даек [21, 38] и гранитоидов. Так, например, считают, что выплавление палеопротерозойских аляскитовых гранитов р. Сутам (Пристановой район) произошло из смешанного источника с  $T_{DM} = 2.5$  млрд. лет [51], так же, как мезозойских и палеозойских сиенитов Центрально-Алданского и Чаро-Олекминского районов [77] и мезозойских гранитов Джугджуро-Станового района [87]. Формирование щелочных интрузивов в двух первых случаях происходило из обогащенного мантийного источника с Nd-модельным возрастом 2.2–2.8 и 1.4–1.7 млрд. лет соответственно. В последнем случае мезозойские гранитоиды характеризуются смешанным источником родоначальных магм, изменяющимся в интервале от 1.1 до 3.1 млрд. лет (21 определение, среднее значение – 2.23 млрд. лет). Близкие результаты получены и по мантийным ксенолитам платобазальтов кайнозоя Витимского плоскогорья (Чаро-Олекминский район). Их модельный Rb-Sr и Sm-Nd-возраст указывает на два этапа дифференциации верхней мантии и корообразования – 2.5–3.5 и 1.7–2.2 млрд. лет [41]. На этих примерах видно, что со времени  $2.0 \pm 0.3$  млрд. лет наращивание нового материала сиалической коры закончилось, так же, как и для других докембрийских провинций Мира [15].

Из всего изложенного выше следует, что изотопная гетерогенность континентальной коры Алданского щита может быть связана с масштабными палеопротерозойскими процессами магматизма, метаморфизма, метасоматоза и ремобилизации верхней коры с привнесом нового вещества, что привело, за небольшим исключением, к перестройке всех изотопных систем в метаморфических породах. Поэтому требуется осторожный подход к использованию модельного Nd-возраста, ибо неправильная интерпретация этих данных может привести к ложным заключениям об истории развития коры [15, 103, 117]. Вместе с этим отметим, что наиболее стабильным показателем геохимического типа континентальной коры оказалась бариевая геохимическая метка, которая сохраняется в магматических породах всех возрастов, независимо от наложенных процессов метаморфизма. По этому показателю все области Алданского щита отнесены к высокобариевому (более 800 ppm) типу континентальной коры и, следовательно, на ранних этапах корообразования были связаны с единым мантийным источником [23].

Все перечисленные выше причинно-следственные связи, возникшие в результате палеопротерозойских процессов термотектогенеза, можно описать экспериментальной “тектонически реалистичной моделью” взаимодействия мантийного

плюма с тонкой трехслойной латерально гомогенной континентальной литосферой [106] (рис. 12). Эта модель полум-андерплейтинга по своим параметрам (диаметр 1200 км) соизмерима с Алданским плюмом (1100 км). Отличие заключается в меньшей продолжительности расчетного действия мантийного плюма с начальным термотектоническим возрастом 150 млн. лет и этапами эволюции в 0.6; 2.4; 5.5 и 10.0 млн. лет. Несмотря на это, результаты моделирования можно перенести и на ранний докембрий, так как реологические свойства континентальной коры и ее мощность, степень расслоенности и компетентность, а также физические свойства перидотитовой мантии рассматриваются как близкие к условиям эксперимента. Выбранный вариант эксперимента (см. рис. 12) показывает, что по мере приближения к поверхности голова плюма с двугорбым рельефом растекается и одновременно сопровождается менее крупными периферийными мантийными струями. На конечном этапе голова плюма с температурой верхней кромки  $2200^\circ\text{C}$  достигает наивысшего положения до уровня не выше 100 км, тогда как верхние кромки ее спутников с температурой  $1900^\circ\text{C}$  располагаются гипсометрически ниже. Выше уровня 100 км располагается зона температур в верхней мантии от  $1600^\circ\text{C}$  до  $1000^\circ\text{C}$  и до  $0^\circ\text{C}$  на поверхности. Эта гетерогенность плюма с неровной поверхностью головы и спутниками способствует созданию в верхней коре неоднородного термодинамического поля и соответствующего метаморфизма: более высокотемпературного и неравномерно барического в центре плюма по сравнению с его периферической зоной. Удар головы плюма может создать условия для радиального течения продуктов частичного плавления мантии и нижней коры из области высокого давления в область с более низким давлением, т.е. от центра плюма к его периферии. Способность архейских пород к пластическим деформациям и куполообразованию на этапе амфиболитового метаморфизма и к хрупким деформациям на этапе гранулитового метаморфизма интерферируется с мантийными деформациями. В итоге над плюмом формируется рельеф с амплитудой до 500 м с областями разрушения и сноса и с бассейнами седиментации как во внутренней, так и в периферийной части плюмового ареала (например, удоканская серия и ее аналоги во всех выделенных областях). После завершения деятельности плюма в нижней коре и верхней мантии остается “плюмовая подушка”, которая по конфигурации удивительным образом совпадает с формой плотностных аномалий в нижней коре и верхней мантии Алданского щита (рис. 13, см. рис. 9б).

Таким образом, на основании изложенного выше материала можно предположить, что преобразование первичной архейской структуры Ал-

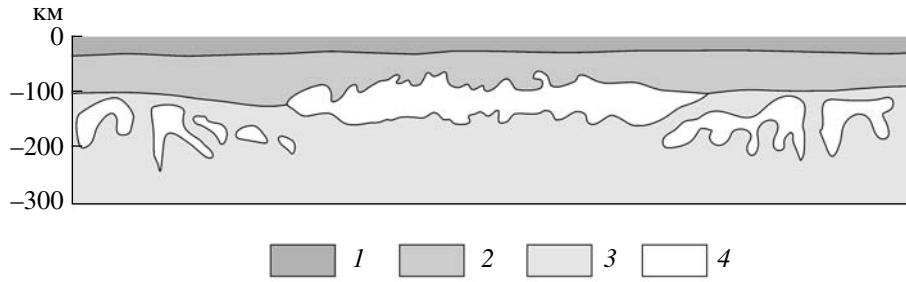


**Рис. 12.** Результаты экспериментального моделирования мантийного плюма с тонкой трехслойной латерально однородной континентальной литосферой (по [106] с упрощениями)

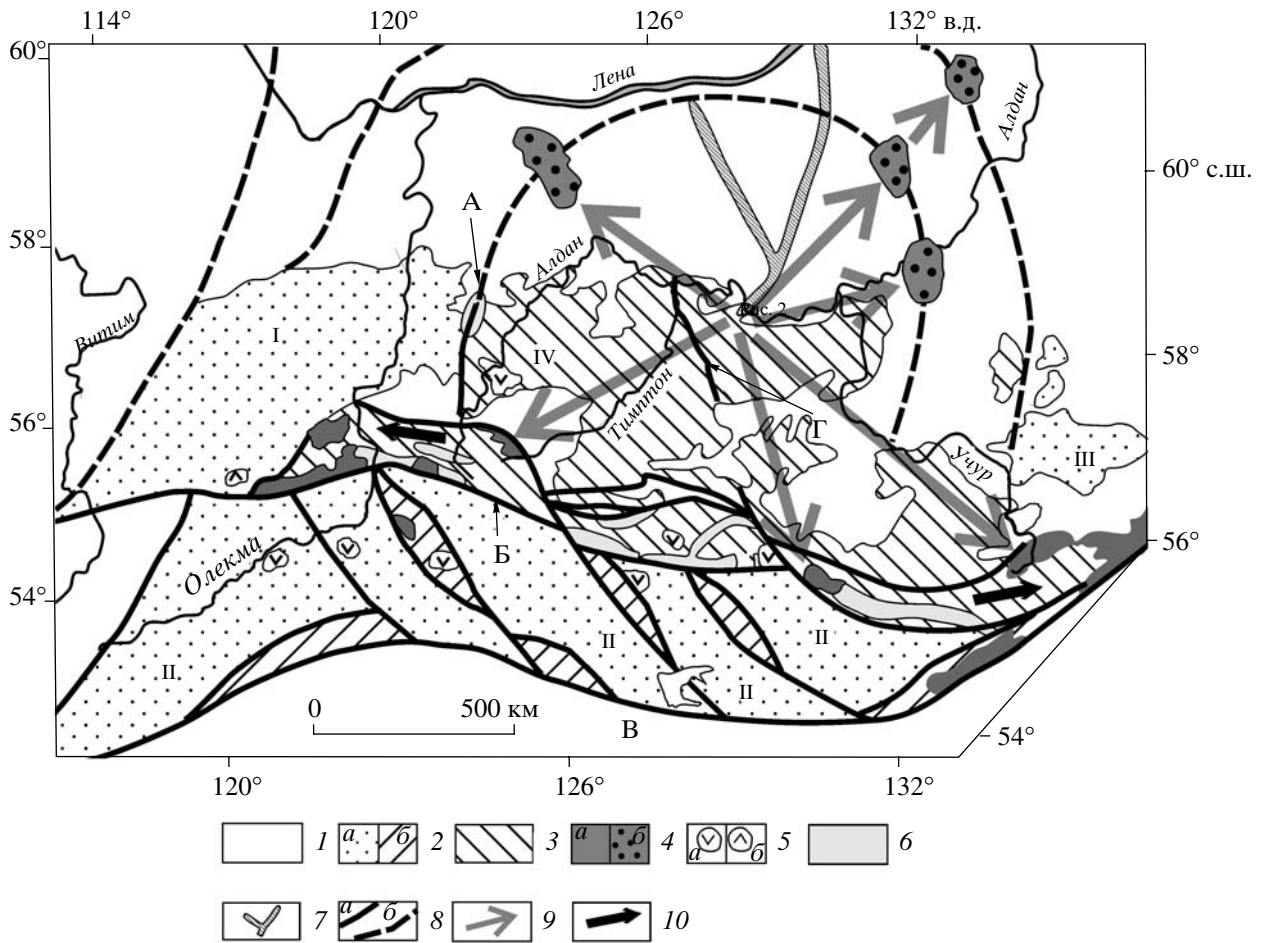
Слева – эволюция мантийного плюма: (а, б, в, г – стадии эволюции – в оригинале 0.6; 2.4; 5.5; 10 млн. лет при начальном термотектоническом возрасте 150 млн. лет). Справа – эволюция топографической поверхности. Внизу – шкала температуры

данского щита в палеопротерозое осуществлялось по модели плюм-андерплейтинга в неоднородном поле температур и напряжений, связанных с гетерогенной морфологией плюма. Так, ареал термального влияния головы плюма и его периферии определяется соответственно границами гранулитогнейсовой и амфиболито-гнейсовой области, которые, в свою очередь, характеризуются неоднородным по давлению региональным метаморфизмом. Центр плюма определяется по радиальному ряду мафических даек Суннагинского купола и гранодиоритам массива Емеллели. Природа этих индикаторов плюмового магматизма и их положение в центре головы плюма связаны с воздействием высоких температур и процессов частичного плавления материала верхней мантии и нижней коры.

В самом начале в верхней мантии формировались очаги материнских магм мафических даек наиболее раннего этапа внедрения. Вслед за этим в пограничной зоне с нижней корой и в нижней коре образовывались очаги расплавов кварцево-диоритового состава. В этих очагах в условиях высоких давлений, по механизму фильтр-прессинга [32], осуществлялось отделение гранитоидной магмы (гранодиориты Емеллели) от реститовой “анортозитовой каши”. Дальнейшая эволюция центрорежной тектоно-магматической системы была связана с горизонтальным движением глубинного тектонического потока, радиально расходящегося от центра головы плюма во все стороны к кольцевой фронтальной зоне компрессии и разгрузки [69] (рис. 14). По мере движения это-



**Рис. 13.** Состояние литосферы (фазовое поле) на конечной стадии эволюции плюма (по [106] с упрощениями)  
 1 – континентальная кора (40 км мощности); 2 – верхняя “оливиновая” мантия, 3 – нижняя “оливин-перидотитовая” мантия, 4 – плюмовый материал



**Рис. 14.** Кинематическая схема радиального направления движения нижнекоровых тектонических потоков из центра Алданского мантийного плюма  
 1–8, а также цифровые и буквенные индексы – см. рис. 1; 9 – направление движения радиальных нижнекоровых тектонических потоков; 10 – направление движения анортозит-гранулитовых тектонических клиньев

го потока процессы фильтр-прессинга продолжались, за счет чего осуществлялось последовательное внедрение в верхнюю кору высокотемпературных аляскитовых гранитов, которые, так же, как и гранодиориты Емеллели, комплементарны

анортозитам по РЗЭ. В итоге все завершилось выжиманием под большим давлением в верхние горизонты коры “анортозитовой каши” с сопутствующими высокобарическими породами нижней коры (эклогитов, чарнокитов и др.) по коль-

цевой зоне глубинных надвигов (см. рис. 1, 14). Этот процесс в разных направлениях протекал дискретно и с неодинаковой средней скоростью. Если начало действия этой тектоно-магматической системы исчислять по гранитоидам Емелли и синплутоническим мафическим дайкам (2007–2000 млн. лет), а завершение этого процесса – по анортозитам (1900 и 1740 млн. лет), то средняя скорость движения глубинного тектонического потока по юго-западному (Каларский массив) и юго-восточному (Джугджурская группа) направлениям протяженностью около 500 км будет различной: 5 и 2 см/год соответственно. Этим можно объяснить ассинхронность внедрения анортозитов Каларской и Джугджурской групп. Нижнекоровые “языки” проникали и дальше в амфиболито-гнейсовую область, где разновозрастные процессы термотектогенеза в периферийной части плюма протекали в режиме амфиболитовой, реже гранулитовой фаций и сопровождалась мафическими дайками (1.9 млрд. лет), иногда анортозитами, а также коровыми гранитами (например, Чубачинский массив в Джугджуро-Становом районе, 1790 млн. лет [92]).

Итак, длительная эволюция палеопротерозойского термотектогенеза осуществлялась в условиях плюм-андерплейтинга дискретно в переменных обстановках растяжения и сжатия и завершилась ассинхронно в режиме стагнации на западном фланге (Чинейский массив, 1.85 млрд. лет) и в условиях растяжения на восточном фланге (Улканский рифтогенный прогиб, анортозиты и граниты рапакиви Улканского комплекса – 1.84–1.72 млрд. лет).

Как известно, палеопротерозойским термотектогенезом были охвачены все докембрийские провинции Мира. Это был чрезвычайно сложный и продолжительный период тектонической эволюции Земли время действия суперплюмов и активного роста коры, при которой скорость ее экстракции из мантии превышала скорость рециклирования в мантию и, одновременно, время дробления эпиархейской Пангеи [97, 102, 108, 109]. Все это предопределило сосуществование разнородных мегаструктур. Одни из них относят к подвижным системам с набором признаков плито-тектонических процессов, другие к высокобарическим метаморфическим поясам [94] или полиметаморфическим ареалам, типа Алданского. Все эти мегаструктуры формировались синхронно в переменных обстановках растяжения (рифтогенез, рои мафических даек) и господствующего сжатия и, отчасти, стагнации на заключительном этапе тектонической эволюции (складчатые пояса – орогены, региональный и зональный метаморфизм, соответствующие магматические комплексы гранитов, анортозиты и др.). Это хо-

рошо видно на примерах Алданского и других древних щитов [59, 70].

Как уже было отмечено в начале этого раздела статьи, такая синхронная цикличность кинематических инверсий в ходе тектонической эволюции палеопротерозойского магматизма, метаморфизма и деформаций совпадает с изменением ротационного режима Земли в связи с относительно резким увеличением расстояния до Луны (см. рис. 10). Это явление связывают с силами приливного взаимодействия Земля–Луна [1, 37, 70, 81, 85, 98, 99]. При этом существуют представления, что Луна, объединенная с Землей единым барицентром, отодвигается от нее в колебательном режиме, то удаляясь, то приближаясь к ней. Это создает режим смены скорости осевого вращения и соответственно полей напряжений в пределах критических широт  $\pm 35^\circ$  [85, 99].

Модель колебательной эволюции системы Земля – Луна была разработана для фанерозойской истории Земли [1]. Природа такой эволюции обосновывается взаимодействием двух сил, одна из которых соответствует прямому приливному воздействию, а вторая косвенно влияет на изменение силы тяжести из-за смещения внутреннего ядра. С этой моделью в некоторой степени согласуются представления о связи резкого изменения эндогенного режима Земли в интервале 2.7–2.5 млрд. лет с катастрофическим коллапсом устойчивого плотностного расслоения ядра, который был вызван радикальным изменением (уменьшением) скорости осевого вращения Земли за счет солнечно-лунного приливного резонанса. При этом не исключают и определенную роль крупных импактных событий, особенно масштабных в это время, которые также могли повлиять на изменение ротационного режима Земли [103, 116].

В свете этих моделей можно рассматривать не только семикратную смену геодинамических режимов палеопротерозойского термотектогенеза на Алданском и других щитах, но, как было отмечено выше, и глобальный переход от архейской тектоники плюмов к гетерогенной тектонике палеопротерозоя. По всей видимости, основной причиной, приведшей к расшатыванию и расколу эпиархейского суперконтинента в палеопротерозое, явилось не только накопление под ним как термостатирующим экраном тепловой энергии, но и резкое уменьшение скорости осевого вращения Земли по причинам, указанным выше. Это произошло по разным расчетам в интервалах 3.0–2.5 [116] и 2.5–2.0 млрд. лет [1, 37] (см. рис. 10). Иными словами, уже в палеопротерозое периоды удаления и сближения в системе Земля–Луна, вызывавшие смену осевого вращения Земли, изменение угла наклона ее оси, миграцию широт и

адекватных геологических процессов, могли происходить неоднократно и периодически [1, 70, 99, 116]. Поэтому в пределах субэкваториального эпиархейского суперконтинента (частью которого был Алдано-Становой нуклеар), наиболее чувствительного к смене ротационного режима, в периоды сближения Земли и Луны скорость вращения и степень полярного сжатия Земли – возрастали и в зоне экватора преобладал режим растяжения [85, 99]. В этот период происходило внедрение мафических даек, габбро, раскрытие широких линейных подвижных поясов и т.д. В периоды удаления Луны, уменьшения скорости вращения Земли и оттока подкоровых масс в субэкваториальном поясе преобладал режим сжатия, сопровождавшийся деформацией подвижных поясов и их превращением в орогены, ареальным метаморфизмом, выжиманием в верхние горизонты литосферы “нижнекорových языков” с анортозитами в сообществе с гранулит-эклогит-чарнокитовой ассоциацией пород. Все это хорошо видно на примерах Алданского и других древних щитов [59, 70].

Пример арельного неоднородного метаморфизма докембрийских комплексов Алданского щита показывает, что в эти периоды, несмотря на отток подкоровых масс в ходе необратимой эволюции действующего плюма происходила интеграция его тепловой энергии, геодинамических сил давления его головы и встречного ротационного сжатия. К этому надо добавить эффект увеличения силы тяжести до максимальных значений в зоне экватора, за счет уменьшения центробежного ускорения [1, 99]. Не здесь ли лежит разгадка так называемого “гранулитового парадокса” или ответ на вопрос о природе высокого давления при формировании на относительно небольших глубинах (адекватных литостатическому – 30–40 км) широких ареалов пород, метаморфизованных в гранулитовой фации? По этой же причине метаморфические комплексы не только близкого возраста, но и стратиграфически более высоких уровней преобразовывались в едином гетерогенном термодинамическом поле одновременно и латерально скорее, чем одновременно и вертикально, о чем неоднократно говорилось выше.

Таким образом, установленное на примере Алданского щита семикратное чередование смены геодинамических условий растяжения и сжатия не исключают того, что в палеопротерозое в течение 500 млн. лет в режиме плюм-андерплейтинга осуществлялся такой же процесс колебательной эволюции в системе Земля-Луна, который моделируется и для фанерозоя. Такой режим можно назвать ротационно-плюмовым как разновидность ротационной тектоники [ 98].

В заключение отметим, что рассмотренная на примере Алданского щита ротационно-плюмовая модель эволюции палеопротерозойского термотектогенеза демонстрирует нетрадиционный подход к поиску многофакторных причин неоднородного строения этого региона. Она альтернативна весьма популярной униформистской модели тектоники плит или террейнов как основного механизма, формирующего докембрийскую структуру щита [2, 14, 49, 55, 57, 82, 83, 111, 114 и др.], и подтверждает концепцию о многообразии и дискретности хода необратимого развития Земли [18, 60, 75, 76].

*Благодарности.* Автор благодарит академика В.Е. Хаина и члена – корреспондента РАН Ю.Н. Авсюка, которые ознакомились с рукописью и сделали ряд конструктивных замечаний. Автор также признателен К.Г. Чешихиной, Л.Ф. Сергачевой и Г.В. Гуниной за техническую помощь в ходе работы над статьей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 3. С. 355–360.
3. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского породообразования // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78–81.
4. Березкин В.И. Метаморфизованный субщелочной дайковый комплекс в докембрии центральной части Алданского щита // Отечеств. геология. 1999. № 4. С. 51–54.
5. Березкин В.И., Смелов А.П. Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихокеанская геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 101–112.
6. Бибикова Е.В., Гаврикова С.Н., Федчук В.Я. и др. Раннепротерозойский возраст гранулитовых пород юга Становика (по данным U-Pb-метода по циркону) // Геохимия. 1993. № 10. С. 1428–1437.
7. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Другова Г.М. и др. U-Pb-возраст гранулитов курультинского комплекса (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 949–952.
8. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л. и др. Изотопный возраст Унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 206–209.
9. Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 6. С. 1471–1474.

10. *Бирюков Д.М., Бирюков Е.В., Косыгин Ю.Н.* Высокобарический метаморфизм в габбро-анортозитовых комплексах (на примере Каларского массива) // ДАН СССР. 1991. Т. 332. № 2. С. 326–367
11. *Борукаев Ч.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П. и др.* Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеанская геология. 1990. № 1. С. 36–55.
12. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли М.: Мир, 1974. 373 с.
13. *Быховер В.Н., Лаврович Н.Н.* Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1980. № 2. С. 17–26.
14. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.
15. *Виноградов В.И.* Значение модельного Sm-Nd-возраста в расшифровке геологической истории планет // Геотектоника. 2004. № 1. С. 87–94.
16. *Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др.* Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
17. *Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др.* Раннедокембрийские гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамические обстановки формирования // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 190–195.
18. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.
19. *Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.* Новые данные об изотопном U-Pb-возрасте гиперстеновых гранодиоритов Алданского щита и проблема зональности процессов палеопротерозойского термотектогенеза // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 4. С. 524–528.
20. *Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М., Левкович Н.В.* Новые данные об изотопном U-Pb-возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 6. С. 782–786.
21. *Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Rb-Sr и Sm-Nd-возраст мафических даек гранулитогнейсовой области Алданского щита – к проблеме продолжительности процессов палеопротерозойского термотектогенеза // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 6. С. 788–793.
22. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
23. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектоническое значение бариевой геохимической метки древней континентальной коры // Геотектоника. 1997. № 5. С. 3–17.
24. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Эволюция тектонических условий анортозитового магматизма Алданского щита // Геотектоника. 1999. № 6. С. 3–15.
25. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Гонамский эндербитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции // Геотектоника. 2001. № 5. С. 10–25.
26. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.
27. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
28. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
29. *Глуховский М.З., Синцерова Е.А.* Тектоника и магматизм района сочленения Станового и Тыркандинского глубинных разломов // Геотектоника. 1974. № 1. С. 44–58.
30. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О – (50), 51 (Алдан). Объяснительная записка / Отв. редактор Е.П. Миронюк / Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
31. *Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
32. *Грин Т.Х.* Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.
33. *Гурьянов В.А., Горошко М.В.* Протерозойская геодинамика Улканского палеорифта (Алдано-Становой щит) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Матер. междунар. конф. Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УРО РАН, 2007. С. 78–81.
34. *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П.* Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Матер. XXXVIII тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 205–209.
35. *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В.* Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизии раннепротерозойского термотектогенеза // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 4. С. 524–528.



- розойских гранитов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
36. Другова Г.М., Верхало-Узкий В.Н., Бережная Н.Г., Морозов Н.Е. Мафические дайки “гранулитового” типа в докембрии Алданского щита и их петрогенетическое значение // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 2. С. 455–459.
37. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1983. 416 с.
38. Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Петрология и геохимия метаультрабазитов из даек в Зверевской серии архея (Южная Якутия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 6. С. 39–52.
39. Зелепугин В.Н., Гурьянов В.А., Бережная Н.Г. и др. Новые данные о возрасте и метаморфических событиях докембрийских образований юго-восточной части Алдано-Становой области // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 261–265.
40. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В. и др. Глубинное строение Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 130–133.
41. Ионов Д.А., Ягуц Э. Изотопия стронция и неодима в минералах гранатовых и шпинелевых перидотитовых ксенолитов Витимского плоскогорья: первые данные для мантийных включений СССР // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1195–1199.
42. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. На примере чогарского комплекса Становой складчатой системы Восточной Сибири. М.: Наука, 1978. 151 с.
43. Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П., Ельянов А.А. Геологическое строение и металлогенетические особенности докембрийских образований Нюкжинско-Тындинского участка БАМ // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 55–71.
44. Кац А.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. О-51-XXXVI / Ред. В.В. Архангельская / Изд-во ВАГТ Мингео СССР, 1972.
45. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. и др. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 891–907.
46. Кицул В.И. Метаморфическая эволюция гранулитов восточной части Алданского щита // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 73–83.
47. Коген В.С. Медная минерализация в нижнепротерозойских песчаниках и сланцах Джелтулинского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ. Новая Серия. 1978. Т. 302. С. 42–45.
48. Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л. Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 113–123.
49. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Sm-Nd-изотопные провинции Алданского щита. // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 1. С. 91–94.
50. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др. Раннепротерозойские граниты северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 15–21.
51. Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 809–812.
52. Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.П. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л.: Наука, 1972. 181 с.
53. Лаврик С.Н., Мишенькин М.А., Моисеенко В.Г., Журавлев Д.З. Первые данные о Sm-Nd-изотопной систематике метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса // Докл. АН. 2002. № 1. С. 97–100.
54. Ларин А.М., Глебовицкий В.А., Крымский Р.Ш. и др. Nd- и Sr-изотопные ограничения на генезис Геранского массива автономных анортозитов (восточная часть Алдано-Станового щита) // Геохимия. 2002. Т. 382. № 1. С. 101–105.
55. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395–399.
56. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингрского комплексов Восточной Сибири // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–274.
57. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 4–24.
58. Ларин А.М., Немчин А.А., Крымский Р.Ш., Ковач В.П. Sm-Nd-изотопные ограничения на генезис гранитов рапакиви Кодарского комплекса (западная часть Алдано-Станового щита) // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 2. С. 251–253.
59. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.
60. Марков М.С., Федоровский В.С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной

- планетологии и раннего докембрия. // Геотектоника. 1986. № 6. С. 21–39.
61. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоносов И.В. Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 3. С. 389–394.
  62. Миронюк Е.П., Пушкарев Ю.Д., Тимашиков А.Н., Костоянов А.И. Изотопный возраст древнестановых плагиогранитов (Алданский щит) // Докл. АН. 1996. Т. 349. № 6. С. 800–803.
  63. Миронюк Е.П., Тимашиков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хронологические исследования фундамента Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 98–110.
  64. Михайлов Н.П., Кравченко С.Н., Панских Е.Н. О палеомагнитной характеристике анортозитовых массивов Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1986. № 5. С. 50–56.
  65. Мокроусов В.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. О-52-XXXVI / Ред. Г.Ю. Лагздина / М.: Госгеолтехиздат, 1961.
  66. Моралев В.М., Глуховский М.З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 427–431.
  67. Моралев В.М., Глуховский М.З., Банковская Э.В., Петрова З.И. Изотопное датирование метабазитов архея Алданского щита Rb-Sr-методом и проблема раннепротерозойского термотектогенеза // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 53–58.
  68. Моралев В.М., Глуховский М.З. Комплементарные магматические комплексы-индикаторы глубинных тектонических процессов (на примере Алданского щита) // Изв. вузов. Геология и разведка. № 4. 1994. С. 3–11.
  69. Моралев В.М., Глуховский М.З., Суханов М.И. Тектонически разобщенные комплементарные комплексы (на примере раннего протерозоя Алданского щита) // Докл. АН. 1992. Т. 327. № 1. С. 104–109.
  70. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. № 1. С. 21–50.
  71. Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолова Е.С. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района // Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7–22.
  72. Неймарк Л.А., Искандерова А.З., Чухонин А.П. и др. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта // Геохимия. 1981. № 9. С. 1386–1395.
  73. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 3. С. 514–518.
  74. Павлов В.Э. Место рождения Сибирской платформы // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли // Матер. XXXIX Тектонического совещания. Т. 2. Москва: ГЕОС, 2006. С. 89–91.
  75. Павловский Е.В., Глуховский М.З. Проблема термотектогенеза // Геотектоника. 1982. № 6. С. 38–52.
  76. Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) // Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 9–53. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 93).
  77. Первов В.А., Кононова В.А., Саддеби П. и др. Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 467–484.
  78. Подгорный В.Я., Мальшев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 3. С. 3–21.
  79. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: Nd-изотопная систематика и петрогенезис // Геохимия. 1992. № 8. С. 1111–1123.
  80. Саврасов Д.И. Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 94–104.
  81. Салон Л.И. Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрия // Сов. геология. 1987. № 1. С. 94–104.
  82. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Казанский В.И. и др. Раннепротерозойский возраст Тыркандинской зоны разрывных нарушений Алданского щита: результаты U-Pb-датирования фрагментов единичных зерен циркона // Докл. АН. 2006. Т. 408. С. 503–507.
  83. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153–165.
  84. Соболев Р.Н. О происхождении гранитов // Вестник МГУ. Сер. Геология. 1992. № 1. С. 3–22.
  85. Стовас М.В. Некоторые вопросы тектоногенеза // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 225–285.
  86. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК “Сахаполиграфиздат”, 2005. 174 с.
  87. Стриха В.Е. Мезозойские граниты Верхнего Приамурья: новые данные по изотопии Sr, Nd и O // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 4. С. 539–542.
  88. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопный возраст Каларского чарнокит-анортозитового комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2002. № 8. С. 898–902.
  89. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. / М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

90. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Ляликов А.В. Проблема возраста иенгской серии Алданского щита // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 1. С. 169–172.
91. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Мельникова Г.Л. и др. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса // Геохимия. 1967. № 3. С. 198–215.
92. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Проблема возраста древнейших образований Станового хребта // Геология и геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 122–126.
93. Узрюмов А.Н. О составе глубинных зон земной коры Алданского щита // Тектоника Сибири. Т. III. М.: Наука, 1970. С. 164–167.
94. Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции континентов и океанов // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 115–122.
95. Уитл Ф.Л. Семья Солнца. М.: Мир, 1984. 316 с.
96. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
97. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
98. Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние, перспективы развития // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 17–38.
99. Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 149–221.
100. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
101. Шульдинер В.И., Шульдинер И.С., Панченко И.В. О расчленении древних метаморфических комплексов на западе Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 34–54.
102. Abbot D.M., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // Journal of Geodynamics. 2002. Vol. 34. P. 265–307.
103. Abbot D.M., Isley A.E. Extraterrestrial influences on mantle plume activity // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 2005. P. 53–62.
104. Arndt N.T., Goldstein S.L. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. Vol. 15. P. 893–895.
105. Avchenko O.V., Frost K.D., Frost B.R., Chamberlain K. Two age stages of formation and protolite of granulite gneisses in Aldan granulite-gneiss area // Геодинам. эволюция Земли. Материалы к науч. конф. РФФИ. Новосибирск, 1996. С. 99.
106. Burov E., Guillon-Frottier L. The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for in lithosphere // Geophys. Journ. Int. 2005. № 161. P. 469–490.
107. Chadwick B. Field relations, petrography and geochemistry of Archaean amphibolite dykes and Malene supracrustal amphibolites, Northwest Bunsfjorden, southern West Greenland // Precambrian Research. Vol. 14. № 3–4. 1981. P. 221–259.
108. Condie K.C. Continental growth during a 1.9 Ga superplume event // Journ. of Geodinam. 2002. Vol. 34. P. 249–264.
109. Condie K.C., Des Marais David I., Abbot Dallas M. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates // Precambrian Research. 2001. Vol. 106. № 2–4. P. 239–266.
110. Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // Journ. of Geodyn. 2002. Vol. 34. P. 309–342.
111. Forst B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K., Forst C.D. Evidence for extensive proterozoic remobilization of the Aldan shield and implication for proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precambrian Research. 1998. Vol. 89. № 1–2. P. 1–23.
112. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N. et al. The origin and evolution of Archean lithosphere mantle // Precambrian Research. 2003. Vol. 127. № 1–2. P. 19–41.
113. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 5. P. 219–229.
114. Jahn B.-M., Gruan G., Capdevila R. et al. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambrian Research. 1988. Vol. 91. № 3–4. P. 333–363.
115. Kennedy W.Q. The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode // Res. Inst. Afric. Geol. Univers. Leeds. 8th Ann. Rept. 1964. P. 48–49.
116. Kumazawa M., Yoshida S., Ito T., Yoshioka H. Archaean-Proterozoic boundary interpreted as a catastrophic collapse of the stable density stratification in the core // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. 50–59.
117. Moorbath S., Whitehouse M.L., Kamber B.S. Extrem Nd-isotope heterogeneity in the early Archaean – fact or fiction? Case histories from northern Canada and west Greenland // Chemical Geol. 1997. Vol. 135. P. 213–231.
118. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precambrian Research. 1992. Vol. 54. № 2–4. P. 195–210.
119. Pesonen L.J., Elminy S-A, Mertanen S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 289–324.
120. Tarling D.H. Lithosphere evolution and changing tectonic regimes // Journal Geol. Soc. 1980. Vol. 63137. № 4. P. 459–467.

## Paleoproterozoic Thermotectogenesis: a Rotation–Plume Model of the Formation of the Aldan Shield

**M. Z. Glukhovsky**

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: marat@ilran.ru*

Received February 5, 2007

**Abstract**—The Aldan Shield—the southern segment of the Aldan–Stanovoi sialic nuclear, 1100 km in diameter—is subdivided into an inner granulite–gneiss and an outer amphibolite–gneiss domain. This heterogeneity arose in the Paleoproterozoic as a result of thermotectogenesis, i.e., the sum of magmatism, metamorphism, and deformation superimposed on the older Archean crust. In addition to metamorphic heterogeneity, the main consequences of the Paleoproterozoic thermotectogenesis comprised the emplacement of mafic dikes of various ages and the centrifugal evolution of a radial tectonomagmatic system consisting of complementary granitoids and anorthosites. Thermotectogenesis proceeded in a pulsatory manner with alternation of extension and compression settings in the near-equatorial epi-Archean supercontinent. These consequences and the mechanism of pulsatory evolution are described by a model of plume-related underplating in combination with the change of the Earth's rotation in the regime of oscillatory evolution of the Earth–Moon system.