

УДК 550.3

ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ ДАННЫХ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТОВ ИЗ КЕРНА ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

© 2009 г. О. М. Розен¹, А. В. Соловьев¹, Д. З. Журавлев²

¹Геологический институт РАН, г. Москва

²Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва

Поступила в редакцию 11.12. 2008 г.

Рассмотрена термальная эволюция земной коры северо-востока Сибирского кратона в связи с интерпретацией датирования апатитов трековым методом. Апатиты отобраны из керна скважин с глубин 2–3 км, вошедших в кристаллическое основание Сибирской платформы, на профиле длиной более 1000 км. Полученные датировки находятся в интервале 185–222 млн. лет. Они указывают на то, что в конце триаса–начале мела кровля кристаллического фундамента платформы остыла ниже температуры ~100°C. Ниже этой температуры в апатите накапливаются и начинают сохраняться треки (следовые дефекты в минерале) спонтанного распада ²³⁸U, а количество дефектов (треков) позволяет определить возраст процесса трековым методом (apatite fission-track method, AFT).

Показано, что изученный апатит, выделенный из архейских пород, большей частью образовался 1.8–1.9 млрд. лет назад при наложенном палеопротерозойском метаморфизме во время коллизии террейнов при аккреции Сибирского кратона. Последнее термальное событие – автохтонный разогрев коллизионной призмы – завершилось остыванием ~1.3 млрд. лет назад. В это время закрылись изотопные Rb–Sr системы и верхняя кора прошла через изограду ~300°C. Как показал расчет скорости остывания, при дальнейшем охлаждении рубеж в ~100°C был вероятно достигнут 1143 млн. лет назад. Такое значение можно было бы получить трековым AFT–датированием, если бы в истории Сибирского кратона это было последнее термальное событие. Полученные трековые датировки указывают на повторный, значительно более поздний, разогрев кристаллической коры вследствие некоторой локальной причины.

В настоящее время температура на исследованной глубине отбора образцов составляет примерно 29°C в соответствии с кривой геотермического градиента, построенной на основании измеренной интенсивности теплового потока на поверхности, 25 мВт/м², и величины теплогенерации земной коры, рассчитанной по радиоактивным элементам в коре. В сравнительно недалеком прошлом максимальная интенсивность теплового потока, определенная по петрологическим равновесиям в мантийных ксенолитах из кимберлитов с возрастом 245–135 млн. лет, достигала 45 мВт/м². Согласно расчету соответствующей геотермы, температура коры в изученной области не превышала 53°C. Очевидно, что увеличение теплового потока при кимберлитовом магматизме не могло служить причиной прогресса коры в мезозое выше ~100°C.

В мезозойской истории Сибирской платформы крупным термальным событием, до сих пор не оцененным в полной мере, было внедрение платобазальтов 250 млн. лет назад. Тогда многочисленные дайки долеритов внедрялись далеко за пределами распространения вулканических фаций плато Путорана, достигая изученного региона. Их источником, по-видимому, служили базальтовые силлы, которые внедрялись вдоль поверхности основания коры в процессе базальтового андерплейтинга. На основании расчетов представлен вывод, что причиной разогрева коры в мезозое (222–185 млн. лет назад) было внедрение крупной пластовой интрузии (или интрузий) в основание коры 250 млн. лет назад. Такой мезозойский разогрев кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы выше температуры ~100°C указывает на соответствующий разогрев основания осадочного чехла и может указывать на время преобразования органического вещества и формирования нефти.

PACS: 91.35.Dc

ВВЕДЕНИЕ

Трековое датирование – это метод, позволяющий реконструировать термальную историю горных пород. Апатит часто применяется для реконструкции времени последнего остывания породы ниже блокирующей температуры, около 100°C (AFT, apatite-fission-track method). В пределах северо-востока Сибирского кратона последнее известное термальное со-

бытие – автохтонный разогрев коллизионной призмы – завершилось остыванием ~1.3 млрд. лет назад. В это время закрылись изотопные Rb–Sr системы и верхняя кора прошла через изограду ~300°C [Розен и др., 2006а]. Другим значительным термальным событием, вероятно, было внедрение траптов 250 млн. лет назад, однако оценочных данных по соответствующим температурным вариациям внутри

коры неизвестно. Поэтому предпринятое трековое АFT-датирование апатитов из пород кристаллической коры дает новый материал для понимания термальной эволюции Сибирской платформы, и может быть использовано при оценках параметров формирования нефтяных залежей.

Датированные с помощью трекового метода апатиты образовались как индивидуальные минеральные фазы при разновозрастных, начиная с архея, процессах формирования метаморфических пород и гранитоидов кристаллической коры. Вместе с тем несомненно, что полученные трековые датировки отражают последнее термальное событие с истории кратона. Это открывает возможность прямого исследования истории термального режима земной коры северо-востока Сибирской платформы.

ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ, ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Район исследований расположен на северо-востоке Сибирской платформы, которая представляет область распространения платформенного мезо- и неопротерозойского (рифейского), а также и фанерозойского чехла, залегающего на кристаллическом основании, представляющем собой Сибирский кратон. Кратон занимает около 4×10^6 км², большей частью (70 %), перекрыт отложениями чехла мощностью 1–8 км, в среднем – около 4 км. С севера и востока кратон обрамлен складчатыми осадочными поясами фанерозойского форланда, а с запада и юга располагаются палеозойский и мезозойский вулканические орогенные пояса. Консолидированная кора кратона представляет собой палеопротерозойскую мозаику разновозрастных архейских гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, которые формировались 3.5, 3.3, 3.0 и 2.5 млрд. лет назад в форме самостоятельных микроконтинентов. Позднее, 1.8–1.9 млрд. лет назад они аккретировались, и оказались спаяны воедино коллизионными зонами (сутурами) [Розен, 2004; Розен и др., 2005; 2007], которые являются реликтами палеоаккреционных событий [Парфенюк, 2004; Parfenuk, Marschal, 1997].

Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов, эндербитов (частично анатектитов), двупироксеновых мафических кристаллосланцев (предположительно островодужных метавулканитов), а также метакarbonатов и ортопироксеновых кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма [Розен, 2003]. Они смяты в узкие (первые километры в размахе крыльев) изоклинальные складки, нередко участвующие в строении крупных анти- и синформ, и прослеживаются под покровом отложений чехла благодаря интенсивным положительным линейным магнитным (ΔT_a) и повышенным гравитационным аномалиям.

Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амебообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса) или базит-гипербазитами, метаморфизованными в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации, и занимающие 10–20% площади. Под чехлом Сибирской платформы эта ассоциация достаточно отчетливо выделяется по слабо отрицательным нелинейным, мозаичным магнитным и пониженным гравитационным аномалиям, в которых выделяются крупные погребенные гранитные плутоны, тогда как линейные, разноориентированные зеленокаменные пояса и/или основные–ультраосновные интрузии отличаются повышенным положительным магнитным полем.

О периодическом глубоком охлаждении коры террейнов свидетельствует появление первых областей размыва, датированных U–Pb методом по обломочным цирконам из кварцитов и кинцитгов (метапелитов) в 3.04; 3.0; 2.91; 2.58; 2.56 млрд. лет (обзор в [Розен, 2004]).

Коллизионные зоны (сутуры) представляют собой разломные зоны или сутурные швы, по которым происходило столкновение и совмещение (аккреция, амальгамация) террейнов, а по своему внутреннему строению – это макромеланж. Он сложен разнообразными бластомилонитами и тектонитами, мигматитами, автохтонными гранитоидами, а также содержит фрагменты метаморфизованных островодужных вулканогенно-осадочных отложений и крупные отторженцы массивов анортозитов и гранулитов из соседних террейнов. При ширине от сотен метров до 30 км, они отчетливо прослеживаются под чехлом на расстоянии более 1000 км, поскольку отличаются интенсивным знакопеременным линейным магнитным полем.

На первом этапе аккреции террейны группировались в крупные геологические тела – супертеррейны или тектонические провинции (рис. 1а). Позднее они стали составными частями единого Сибирского кратона.

В истории развития кратона выделяется мезархейский, 3.2–2.8 млрд. лет, этап возникновения сиалических континентальных масс (первичных микроконтинентов), которые по-видимому претерпели коллизию и аккретировались, что проявилось в ареальном гранулитовом метаморфизме и гранитообразовании 2.8–2.6 млрд. лет назад. Предположительно, они вошли в состав суперконтинента Пангея-0, особенности геологического строения которого в данном регионе пока не выявлены. Позднее этот суперконтинент распался, возникли новые микроконтиненты. Последние вновь претерпели коллизию уже в конце палеопротерозоя, 1.9–1.8 млрд. лет назад. Аккретированные в коллизионную призму микроконтиненты были охвачены метаморфизмом гранулитовой фации и гранитообразованием и превратились в текто-

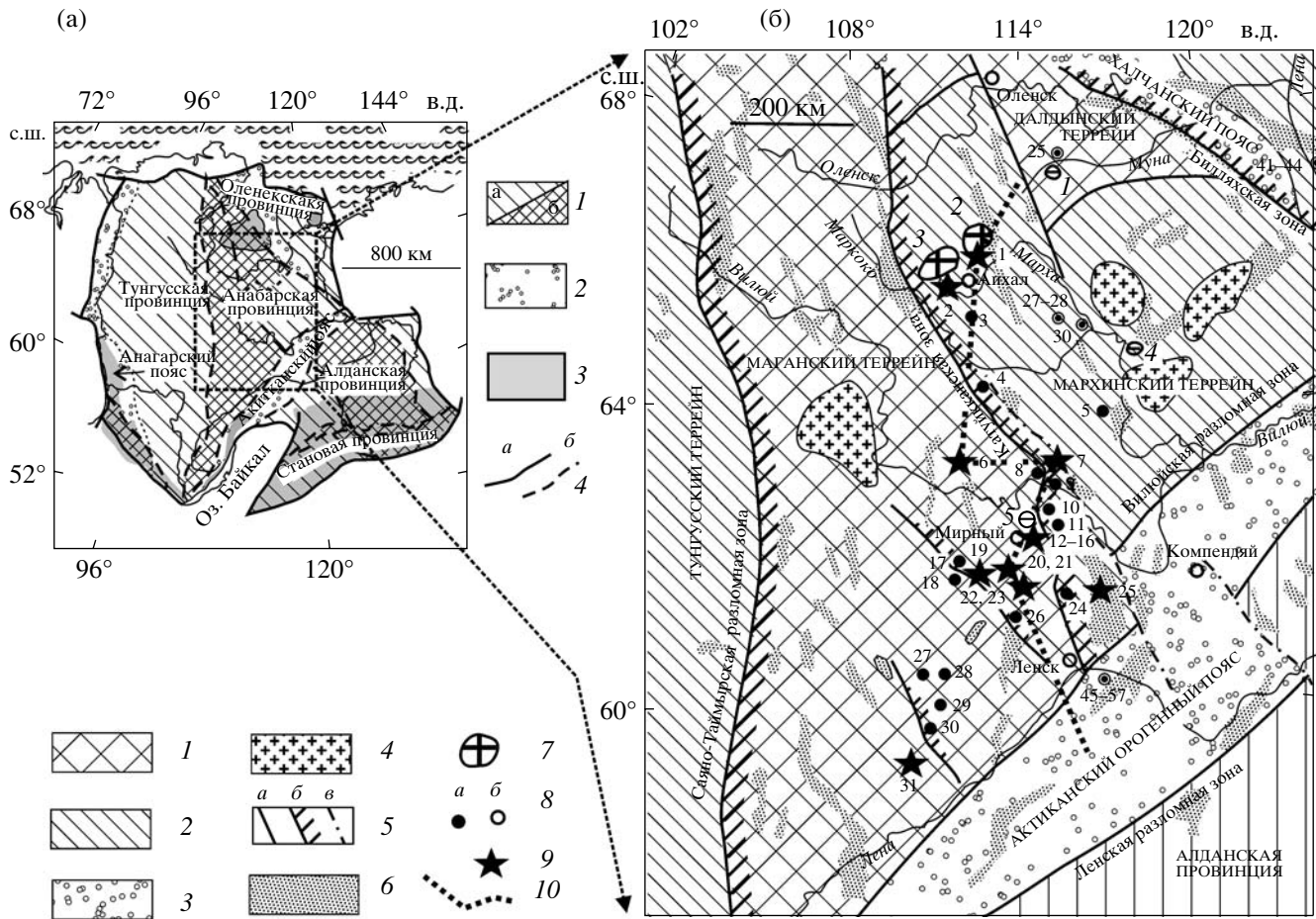


Рис. 1. Геологическое положение и строение исследованного региона ([Розен, 2002] и цитированная в этой работе литература):

(а) – основные тектонические элементы Сибирского кратона:

1 – архейские террейны, 3,5–2,5 млрд. лет, гранит-зеленокаменные – а, гранилит-гнейсовые – б; 2 – протерозойские складчатые пояса, 2,4–2,0 млрд. лет; 3 – обнаженные площади фундамента; 4 – разломные зоны ограничения кратона – а, сутуры в пределах кратона – б;

(б) – схема геологического строения фундамента в центральной части кратона, расположение кимберлитовых полей и изученных скважин: 1 – гранулит-гнейсовые террейны; 2 – гранит-зеленокаменные террейны; 3 – складчатые пояса: метаморфизованные вулканиты, осадки, гранитоиды; 4 – гранитные батолиты [Хорева, 1987]; 5 – раннепротерозойские сутуры – а, то же, надвиги с наклоном на СВ – б; фанерозойские разломы-сдвиги – в; б – положительные аномалии магнитного поля ΔТa, более +5 мЭ [Литвинова и др., 1978], отражающие структуру фундамента; 7 – кимберлитовые поля: 1 – Муна, 2 – Далдын, 3 – Алакит, 4 – Накын, 5 – Мирный; 8 – скважины: а – № 1-31 – в которых вскрыт фундамент и имеется развернутая характеристика вскрытых пород [Розен и др., 2002]; б – номера отдельных образцов из скважин [Смелов и др., 1998]; 9 – исследованные скважины, 10 – профиль, вдоль которого апатиты датированы трековым методом из скважин, профиль показан на рис. 3.

нические блоки (террейны). Возникшее коллизийное сооружение вошло в состав нового суперконтинента (Пангея-1). Частью его был Сибирский кратон в его современной структуре [Розен и др., 2007].

В пределах изученного региона (рис. 1б), на его северо-востоке, располагается Оленекская провинция, в западной части которой, на гранит-зеленокаменном основании Биректинского террейна, располагается Хапчанский метакarbonатно-метаграувакковый седиментогенный пояс. Далее к западу, за Билляхской зоной (сутурой), располагается Ана-

барская провинция, в которой центральное место занимает Далдынский гранулит-гнейсовый террейн. С юга к нему приключен перекрытый платформенным чехлом Мархинский гранит-зеленокаменный террейн, состав и возраст которого установлен по керну скважин и коровым включениям в кимберлитах [Розен и др., 2002; 2006а; Смелов и др., 1998]. Еще далее к западу к ним обоим, через Котуйканскую зону (сутуру), приключен Маганский гранулит-гнейсовый террейн.

Таблица 1. Места отбора и минеральный состав образцов

№ обр.	№ скв.*	Отметка устья, км	Отметка крист. фундамента, км	Глубина отбора пробы, м	Интервал опробования, м	Описание**	Минеральный состав***	Геологическое положение
Ах-703/2590	1	0.47	-2.12	2590	70	BiAm-гнейс	PlAmQBi//Ti-MgtApZr//Ca	Террейн Марха
БТ-10/3008	6	1.34	-1.67	3008	5	СрхAmBi-гнейс	PlQKfsAmBiCpx//ApTi-Mgt//AmSrпCaGy	Террейн Маган
С-1002/2703	7	0.27	-2.43	2703	25	Каткалазит Bi-гранита	PlQKfsBi//MgtAp//ChlMuCa	Сутура Котуйкан
100/2020	20	0.35	-1.67	2020	2	Sil2MicPl-гнейс	QPIMusBiSil-Cord/ApZr//ChlTa	Террейн Маган

* На рис. 1.

** Описание включает характерные минералы в порядке возрастания содержаний, напр. "СрхAmBi-гнейс" – соответствует петрографическому определению "клинопироксен-амфибол-биотитовый гнейс".

*** Минералы перечислены в последовательности убывания содержаний и разделены двойной дробью на: 1 – породообразующие // 2 – аксессуарные // 3 – вторичные минералы (напр. PlQBi//ZrAp//ChlCa).

Петрографические символы (международные обозначения по [Siivola, Schmid, 2007]): Am, Ap Bi, Ca, Chl, Cpx, Cord, Gy, Kfs, Pl, Q, Sil, Srп, Ta, Ti-Mgt, Zr, 2Mic, – соответственно – амфибол (в большинстве случаев – роговая обманка), апатит, биотит, карбонат, хлорит, клинопироксен, кордиерит, гипс, калишпат, мусковит, плагиоклаз, кварц, силлиманит, серпентин, тальк, , титано-магнетит, циркон, двуслюдяной.

Земная кора региона характеризуется увеличенной мощностью, до 58 км [Манакон, 1999], предположительно унаследованной от палеопротерозой-

ской коллизионной системы. Кроме того, здесь проявлен обширный гравитационный максимум [Манакон, 1999], вероятно обусловленный процессами базальтового андерплейтинга. Последний мог быть либо обусловлен интрузиями мафитов в основание нижней коры при коллапсе палеопротерозойского коллизионного горного сооружения, либо внедрением долеритовых силлов в мезозойскую эпоху траппового магматизма.

Таблица 2. Химический состав изученных образцов

№ обр.	Ах-703/2590	БТ-10/3008	С-1002/2703	100/2020
№ скв.*	1	6	7	20
SiO ₂	63.23	64.38	66.39	75.34
TiO ₂	0.58	0.48	0.35	0.14
Al ₂ O ₃	14.78	16.18	16.95	13.87
Fe ₂ O ₃ **	6.89	4.65	3.22	1.27
MnO	0.14	0.12	0.11	0.1
MgO	2.68	1.97	0.95	1
CaO	5.63	3.59	2.17	0.44
Na ₂ O	3.99	4.08	3.94	5.4
K ₂ O	0.89	3.12	4.68	1.49
P ₂ O ₅	0.16	0.25	0.13	0.02
LOI	0.99	1.15	1.08	0.89
Sum	99.98	99.97	99.98	99.98
Th	3.68	12.62	11.45	17.48
U	0.64	0.58	0.46	7.56
Th/U	5.78	21.7	24.71	2.31

* На рис. 1.

** Все железо определено как окисное. Силикатные анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в лаборатории ЯНИГП ЦНИГРИ АК "АПРОСА", элементы-примеси определены ICP-MS методом в ИМГРЭ Минприроды под руководством Д.З. Журавлева.

При проведении данного исследования образцы отбирались из керна скважин №1, 6, 7, 20 (см. рис. 1б) с глубин 2000 – 3000 м. Подробные геолого-петрохимические и минералогические данные по всем показанным на этом рисунке скважинам опубликованы в работе [Розен и др., 2002]. Отобранные для данного исследования образцы характеризуют достаточно представительные интервалы по керну длиной от 2 до 70 м. Породы представлены амфиболовыми и силлиманитовыми гнейсами, а также катаклазитом гранита (табл. 1). Это фельзитические породы: SiO₂ = 63–66 и 75; Al₂O₃ = 14–17, P₂O₅ = 0.25–0.02 мас. % при Na₂O > K₂O, за исключением гранита из скважины 7, в котором Na₂O < K₂O. Отношение Th/U в гнейсах из скважин № 1 и 20 составляет, соответственно, 5.8, что часто встречается в зрелых осадочных породах, и 2.3, что близко к значениям для магматических пород. Однако в других образцах это отношение достигает 21.7–24.7, что предположительно свидетельствует о гранулитовом деплетировании гнейса (скв. 6) и парциальном выплавлении гранита из коры в условиях высокого метаморфизма (скв. 7) (табл. 2). Разнообразие химического состава изученных треквым методом пород позволяет считать полученные значения возраста представительными оценками па-

раметров температура/время для пород Мархинского и Маганского террейнов.

МЕТОДИКА ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Трековое датирование апатита – это метод, позволяющий реконструировать термальную историю горных пород (например [Wagner, Van den Haute, 1992]). В кристаллах апатита в результате радиоактивного распада спонтанного деления ^{238}U (fission decay) формируются и накапливаются линейные следы нарушения структуры (треки) от радиогенных частиц. Треки в апатите устойчивы лишь при относительно низких температурах, а при увеличении температуры они начинают “отжигаться” вплоть до полного исчезновения. Отжиг треков происходит в интервале температур, который называют *зоной отжига*. Нижний температурный предел зоны отжига, до которого устойчивы 100% треков, соответствует приблизительно 70°C , а верхний предел, выше которого треки не устойчивы, соответствует 125°C (при нагреве в течение около 10 млн. лет). Эффективная температура закрытия апатита оценена как $111 \pm 6^\circ\text{C}$ [Laslett et al., 1987]. Поэтому апатит часто применяется для реконструкции времени последнего остывания породы ниже блокирующей температуры (около 100°C). Это остывание может быть связано с различными причинами: охлаждение интрузий после внедрения, вывод пород с глубины (гипсометрически глубже изотермы 100°C) на поверхность в результате тектонических или изостатических движений.

Следует отметить, что трековый метод достаточно широко применяется для решения различных задач региональной геологии [Wagner, Van den Haute, 1992; Соловьев, 2008]. Приведем некоторые примеры применения трекового анализа для изучения древних платформ или щитов.

В Фенноскандии значения трекового возраста апатита отражают топографическое (высотное) распределение событий прогрева и охлаждения коры. Относительно молодыми значениями трекового возраста апатита характеризуются горные области Норвегии и Швеции, и более древними значениями – равнинные депрессии Финляндии [Hendriks et al., 2007]. Так, на кратоне в возвышенной части Швеции, трековый возраст апатита составляет 200–240, до 450 млн. лет, а в Финляндии – 313–848 млн. лет [Murrell, 2004]. В последнем случае фиксируется наиболее ранняя эпоха охлаждения ($T \leq 100^\circ\text{C}$) 830–600 млн. лет и выделяется позднесилурийский, 420 ± 20 млн. лет разогрев в связи с накоплением отложений каледонского форланда. Кайнозойский разогрев датирован в центральной Швеции, а полученные значения соответствуют возрасту метаморфизма углей при $T = 90\text{--}220^\circ\text{C}$ (витриниты) и битумов, наблюдающемуся западнее, вблизи активной восточной границы Атлантики [Larson, 2006]. В гер-

цинидах Германии установлены две эпохи прогрева: 200 млн. лет – в связи с триас-юрским рифтингом в Европе и 100 млн. лет – гидротермальный прогрев на ранних стадиях альпийского орогенеза [Jacobs, Breitzkreuz, 2003].

Для Австралии составлена карта распределения данных трекового датирования апатита [Gleadow et al., 2002]. Западные кратоны, Пилбара и Йилгарн, обнаруживают поля продолжающегося медленного охлаждения. В восточной части континента, включая Тасманию, напротив, проявлены дискретные эпизоды быстрого охлаждения в течение юры и палеогена. Предполагается, что наиболее вероятной причиной регионального разнообразия полученных датировок остывания являются вариации в степени денудации поверхности в течение сотен миллионов лет на всей территории региона.

В Канаде трековым методом датирован апатит из скважины глубиной 3440 м, вскрывающий полный разрез мафического плутона Седбери, внедрившегося 1.85 млн. лет назад [Lorencak et al., 2004]. Получены значения 360 млн. лет в устье скважины и 140 млн. лет на забое. Такой разброс согласуется с представлением, вытекающем из кривой геотермического градиента, что температура на глубине выше, чем на поверхности. Оказалось, что цифровые значения возраста распределены по разрезу скважины неравномерно и образуют синусоиду, не выходя за пределы крайних значений. Эту особенность авторы объясняют неравномерной сохранностью треков в зависимости от содержания хлора в апатитах.

Таким образом, очевидно, что трековый анализ по апатиту, позволяющий датировать момент перехода через изограду $\sim 100^\circ\text{C}$ при охлаждении системы, открывает новые пути изучения геологических объектов, что относится и к данному исследованию. Отметим, что трековые датировки получены пока не на всех континентах, а в России широко применяются пока для расшифровки тектонических событий на конвергентных границах литосферных плит в мезозое-кайнозое [Соловьев, 2008]. Поэтому здесь впервые предполагается рассмотреть главные факторы минералообразования в кристаллической коре Сибирской платформы и показать те термальные события, при которых возникал датированный апатит, а позднее был метаморфизован и/или прогрет, и уж потом претерпел охлаждение с переходом через изограду $\sim 100^\circ\text{C}$.

Полученные результаты приведены в табл. 3 и на рис. 2. В целом, трековые датировки апатитов показывают, что остывание этих пород ниже температуры 100°C произошло в позднем триасе–ранней юре ($222.6 \pm 18.9\text{--}185.9 \pm 12.0$ млн. лет назад). В течение этого, относительно малого возрастного интервала, произошло охлаждение огромной территории, по длине составляющей ~ 1700 км. Очевидно, что мы получили возрастные характери-

Таблица 3. Трековые датировки апатита из керна скважин северо-востока Сибирской платформы

Геологическое положение	Порода, № образца	Минерал	ρs	Ns	ρi	Ni	ρd	n	χ ²	Возраст	-1σ	+1σ	U ± 2se
Террейн Марха, скважина 1	Гнейс, 703/2590	Апатит	4.89	735	2.49	375	2.13	15	86.8	218.4	-16.0	+17.2	46.6 ± 5.0
Террейн Маган, скважина 6	Гнейс, 10/3008	Апатит	1.81	1296	1.08	771	2.11	20	95.4	185.9	-11.3	+12.0	20.4 ± 1.6
Сутура Котуйкан, скважина 7	Гранит, 1002/2703	Апатит	1.57	952	0.77	466	2.07	20	65.8	221.0	-15.1	+16.2	14.7 ± 1.5
Террейн Маган, скважина 20	Гнейс, 100/2002	Апатит	2.02	1159	9.92	569	2.09	20	47.9	222.6	-14.3	+18.9	9.8 ± 1.0

Примечания. ρs – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U (см⁻² × 10⁶), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρi – плотность треков индуцированного деления ²³⁸U (см⁻² × 10⁶), ρd – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановная слюда) (см⁻² × 10⁶), n – количество датированных зерен, χ² – вероятность в процентах. Z-фактор для циркона, вычисленный по 8 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф) равнялся 348.2 ± 11.02 (±1 se) [Hurford, 1998]. Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф) равнялся 106.33 ± 4.38 (±1 se) [Hurford, 1998]. Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 8 × 10¹⁵ нейтрон/см² для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1562.5 X, сухой метод. U – содержание урана в ppm (±2SE). Если χ² > 5%, то приведен объединенный (pooled) возраст, рассчитанный VinomFit v. 1.8 [Brandon, 1996; 2002].

Таблица 4. Возраст изученных образцов, полученный разными методами, млн.лет

Образец	Скважина	Sm–Nd		Rb–Sr		U–Pb, циркон	AFT
		T ^{DM} 2st	MI	MI	IR		
Ах-703/2590	1			628 ± 39	0.7089 ± 4		218.4 ± 17.2
БТ-10/3008	6	3100	1808 ± 54			2822	185.9 ± 12.0
С-1002/2703	7					2795 ± 6*	221.0 ± 16.2
100/2020	20			1783 ± 8.8	0.7226 ± 4	1876.1	222.6 ± 18.9

MI – минеральная изохрона

IR – первичное отношение.

* Дискордия: 132 ± 14 и 2795 ± 6.

Источники данных: Sm–Nd; Rb–Sr – [Розен и др., 2006а]; U–Pb – [Розен и др., 2006б]; AFT – трековое датирование апатита, данная работа.

стики весьма значительного геологического события.

Датирование изученных образцов другими методами показывает, что они являются типичными образованиями древнего Сибирского кратона, причем величина их геологического возраста в 3.0 млрд. лет – характеризуют отделение вещества от деплетированной мантии, ~ 2.8 – гранулитовый метаморфизм, 1.78–1.86 – коллизионное метаморфогенное породообразование, а также – остывание коллизионной призмы вплоть до 0.63 млрд. лет (табл. 4). Очевидно, что полученные трековые датировки апатита не связаны с древней эволюцией кратона напрямую, а, по-видимому, отражают более позднее термальное событие (процесс).

Положение изученных образцов в разрезе земной коры показано на рис. 3. Зависимости величин трековых возрастов от гипсометрического положе-

ния образцов не обнаружено (рис. 4). Это позволяет заключить, что значения возраста и их вариации не связаны с рельефом, а имеют свои, эндогенные причины. Также и содержания радиоактивных элементов в изученных породах не связаны с трековыми значениями возраста (рис. 5), а это прямо указывает на то, что измеренные значения определяются не геохимическими особенностями пород, а обусловлены накоплением треков в апатитах с течением геологического времени. По петрохимическим параметрам изученные породы наиболее близки к составу средней коры (рис. 6), что соответствует наблюдаемому положению образцов на разрезах и прямо указывает на глубокую эрозию кратона, в результате которой верхняя, преимущественно гранитная кора была размыта еще до накопления рифейско-фанерозойского чехла [Розен, Федоровский, 2001] и удалена в окружающие водоемы стока.

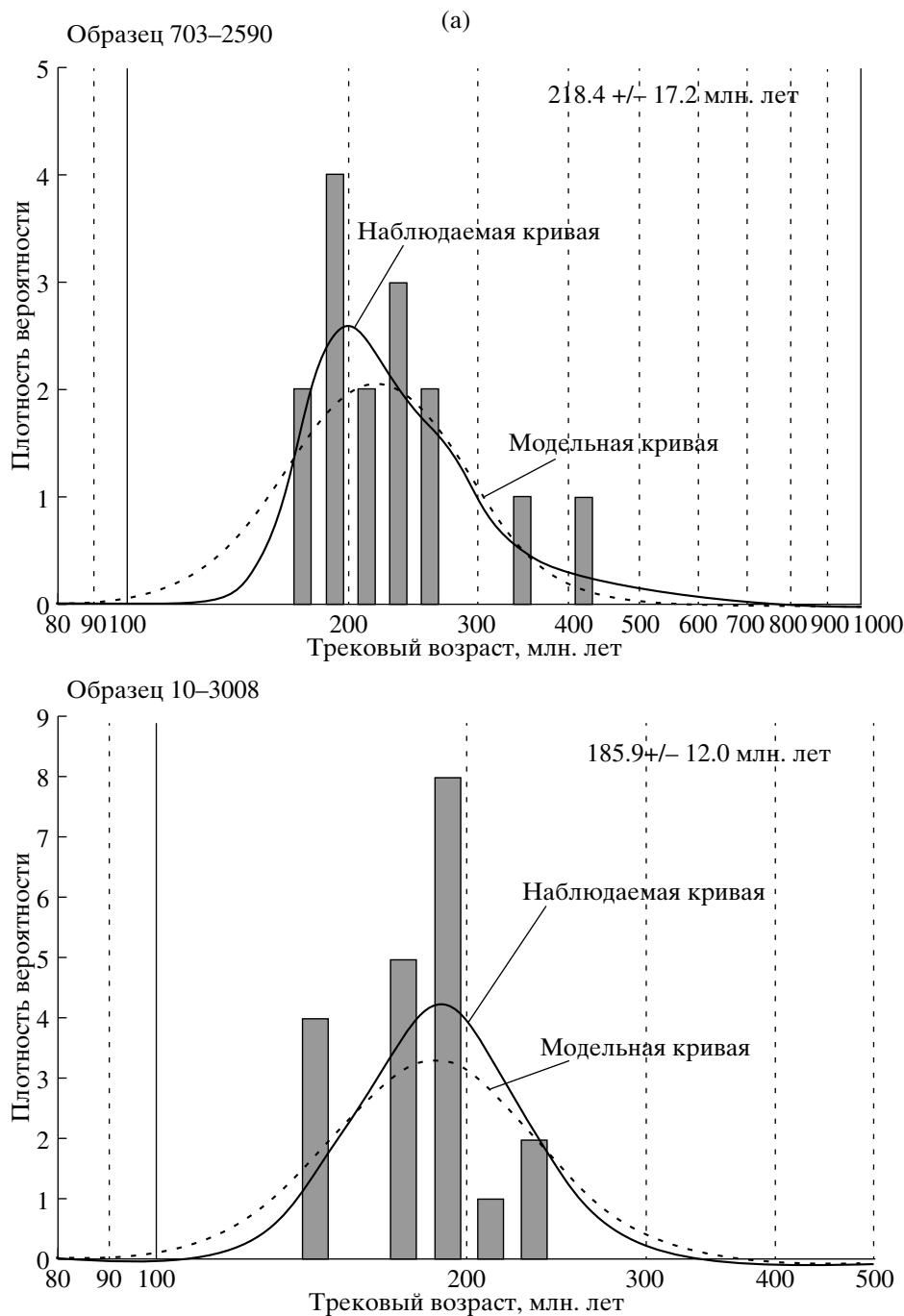


Рис. 2. (а) – распределение значений трекового возраста апатита в образцах из скважины 1 (обр. № 703–2590) и из скважины 6 (обр. № 10.3008); (б) – распределение значений трекового возраста апатита в образцах из скважины 7 (обр. № 1002–2703) и из скважины 20 (обр. № 1100–2002).

ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Исследованные трековым методом апатиты образовались как индивидуальные минеральные фазы при разновозрастных, начиная с архея, процессах формирования магматических и метаморфических пород, а также анатектических гранитоидов.

При этом апатит сохраняет и накапливает треки, пока не подвергнется отжигу при нагреве выше $\sim 100^{\circ}\text{C}$. Поэтому для правильной оценки возможных приводящих факторов при датировании изучаемых образцов целесообразно рассмотреть главные термальные события в истории северо-востока Сибирского кратона (табл. 5).

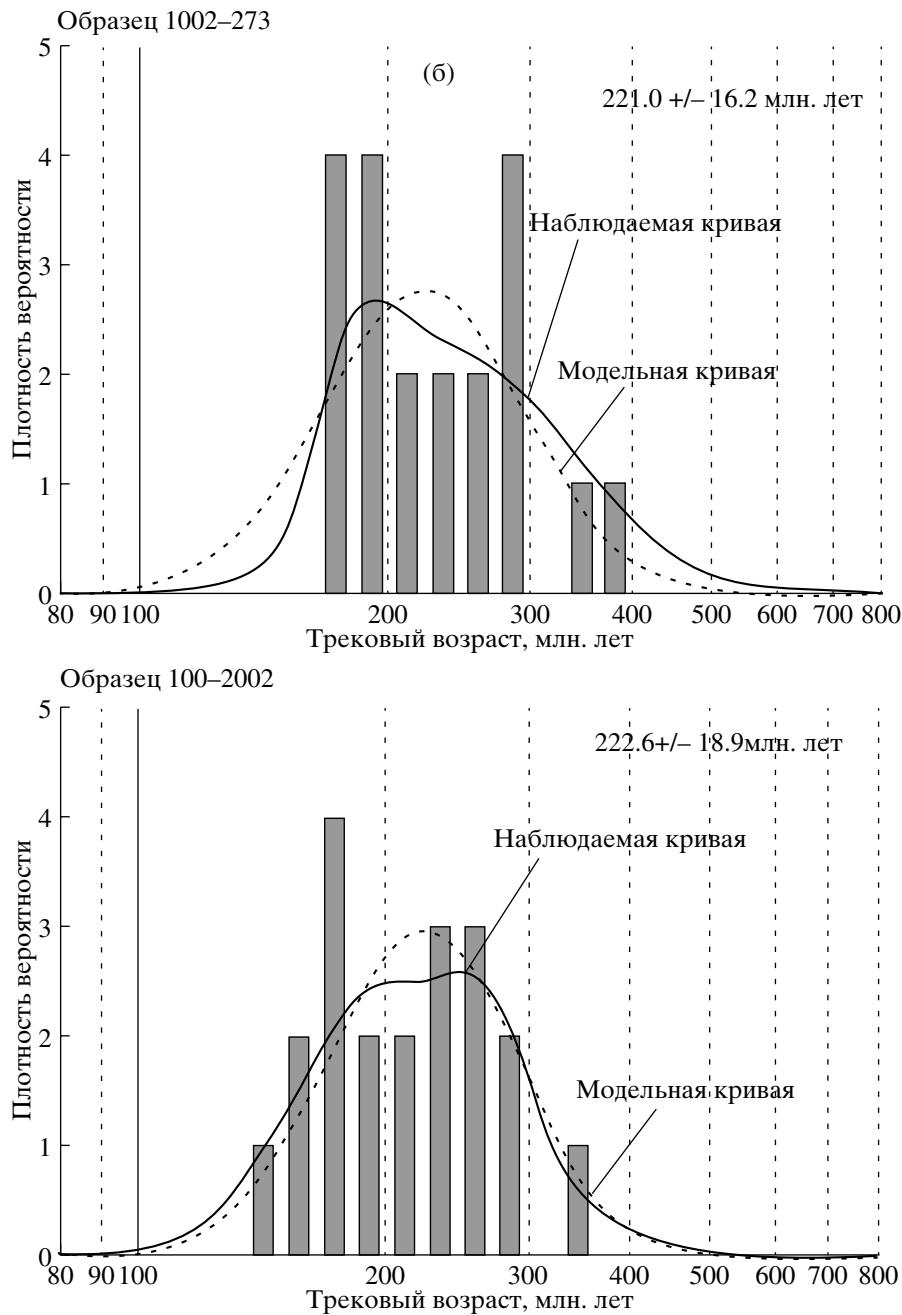


Рис. 2. Продолжение

Наиболее ранним событием в обозримой геологической истории земной коры является формирование TTG-(тоналит–трондьемит–гранодиорит) ассоциации, так называемых “серых гнейсов”. TTG-ассоциации проявлены как на Сибирском, так и на других кратонах, или в пределах их ядер, возникавших преимущественно 3.2–3.6 млрд. лет назад, в палеоархейскую эратему (обзор в работе [Розен, Щипанский, 2007]). Предположительно, тоналит выплавляется из субдуцируемой мафической коры в условиях пологой (горячей) субдукции и поступает

наверх, фракционируется на трондьемит и гранодиорит, образуя первичную сиалическую кору [Martin, Moyen, 2002]. Попадая в условия гранулитового метаморфизма, этот комплекс испытывает анатексис с выплавлением автохтонных эндебитов и гранитоидов. По-видимому, так возникло первоначальное вещество первых микроконтинентов, вошедших позднее в состав Сибирского кратона [Rosen, Turkina, 2007]. С некоторым отставанием, но достаточно широко, проявился и островодужный процесс. Предположительно из этих двух источников возник-

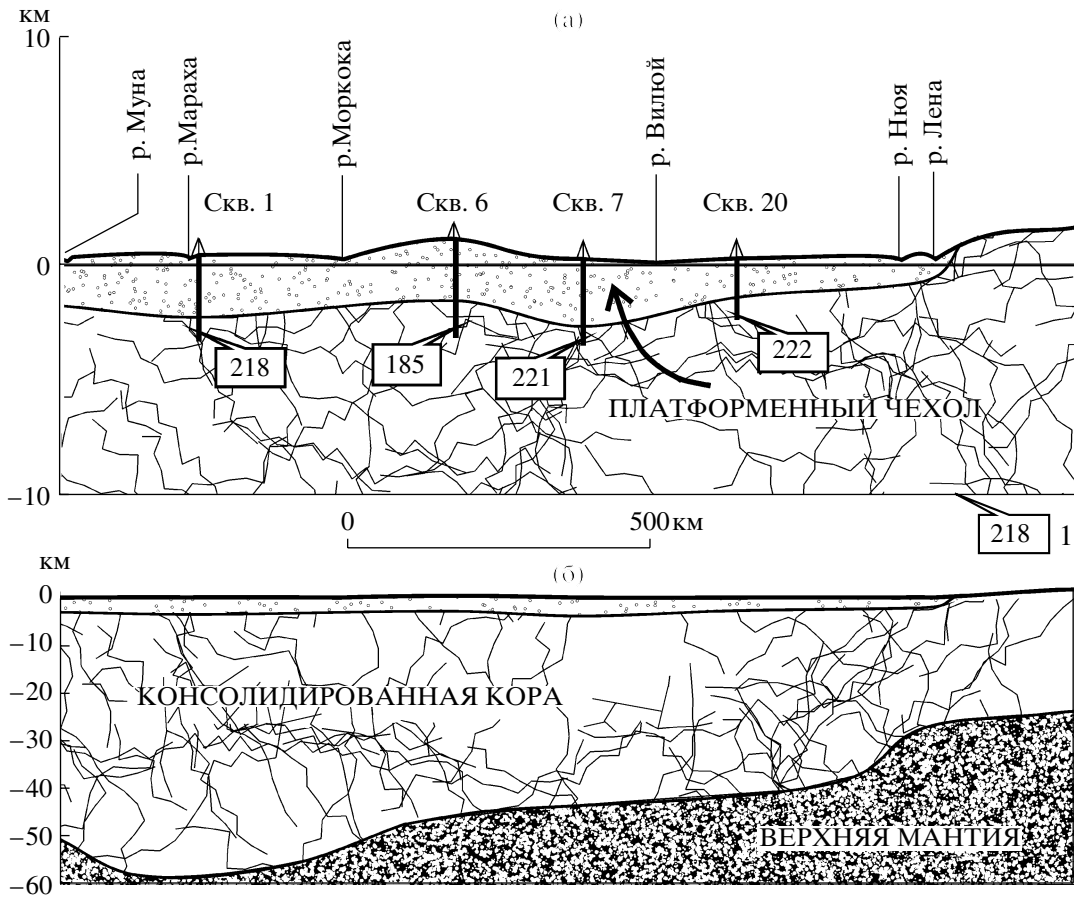


Рис. 3. Положение датированных образцов на профиле р. Муна–р. Лена: (а) – профиль верхней коры, до глубины 10 км; (б) – полный профиль земной коры (по данным [Розен и др., 2005]); 1 – значения возраста, полученные трековым методом по апатиту. Положение профиля показано на рис. 1.

ла большая часть вещества сиалической коры первых микроконтинентов, впоследствии превращенных в гранулит-гнейсовые террейны. Островодужный процесс поставлял материал также и в

зеленокаменные пояса, начиная с 2.9 млрд. лет назад. Образование этих поясов завершилось интенсивным ареальным гранитообразованием 2.3 млрд. лет назад, когда, по-видимому, завершилось формирование



Рис. 4. График зависимости трекового возраста апатита от глубины отбора пробы по отношению к уровню моря. $R^2 = 0.2508$ – степень достоверности, соответствует коэффициенту корреляции $R = 0.5007$, связь не значима.

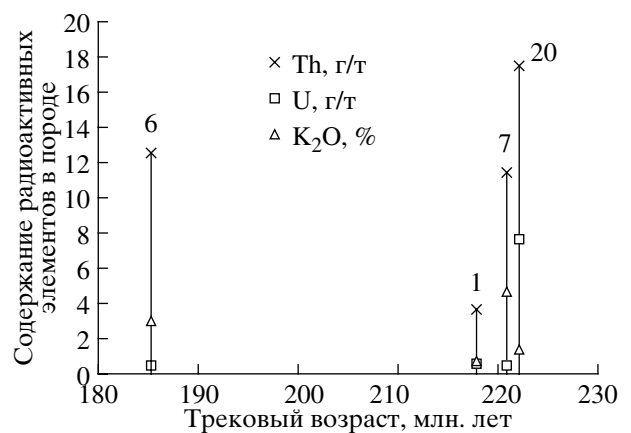


Рис. 5. График трековый возраст апатита – содержание радиоактивных элементов в изученных образцах.

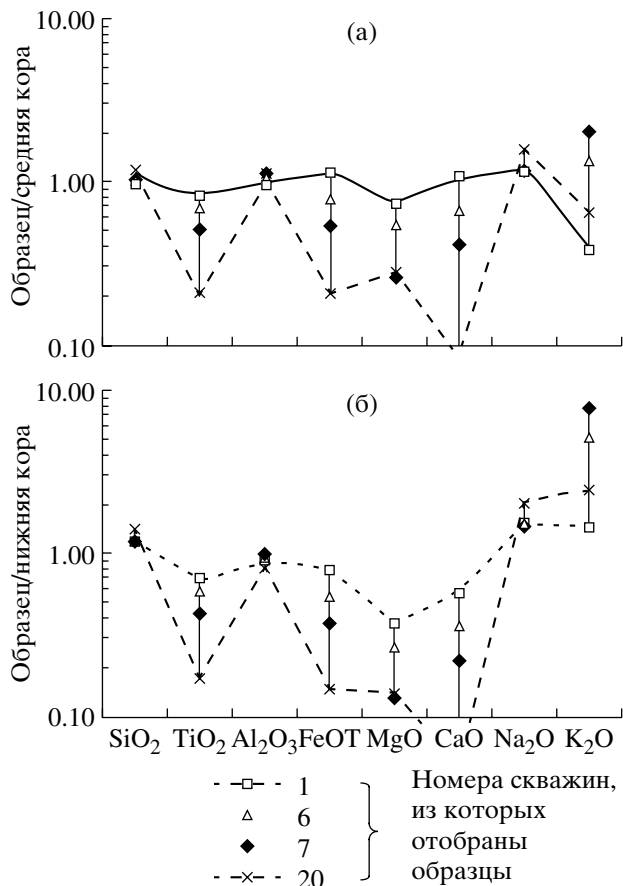


Рис. 6. Диаграмма сопоставления составов изученных образцов и средних данных для земной коры [Rudnick, Gao, 2003]: (а) – сопоставление с составом средней коры; (б) – то же, нижней коры.

первичных гранит-зеленокаменных микроконтинентов (впоследствии террейнов).

Следующий, наиболее отчетливо выраженный этап, проявился в процессе аккреции микроконтинентов и превращения их при коллизии в террейны, образующие современную структуру Сибирского кратона. Измеренные возрастные соотношения этих процессов показаны на рис. 7. Поэтапный разогрев одновременно охватывал как террейны с возрастом 2.9–3.3, так и 2.3–2.9 млрд. лет, находившиеся в составе единой коллизионной призмы. Он проявлялся в наложении гранулитового метаморфизма на первичные породы и в парциальном плавлении, с отделением анатектических гранитоидов, и завершился 1630 млн. лет назад. Полученные Sm–Nd минеральные изохроны построены по минералам гранулитовой фации с участием граната, которые включали также и апатит, как единственную фосфатную фазу. Таким образом, эти изохроны отражают повсеместное образование апатита, который в частности подвергся исследованию трековым методом в данной работе. Затем происходило остывание коллизионной призмы до 300°C, когда Rb–Sr система, включающая магнезиальные слюды, пришла в равновесие (рис. 8а). Обнаружилось, что полученные Rb–Sr датировки демонстрируют систематическое возрастное запаздывание (рис. 8б). Это запаздывание оценивается с помощью минерально-изохронных датировок из одного и того же образца, и подчиняется уравнению $(Rb-Sr) = 0.8 (Sm-Nd)$ при достоверности аппроксимации $R^2 = 0.86$ (рис. 8в), что соответствует коэффициенту корреляции 0.93. Такая зависимость позволяет принять результаты

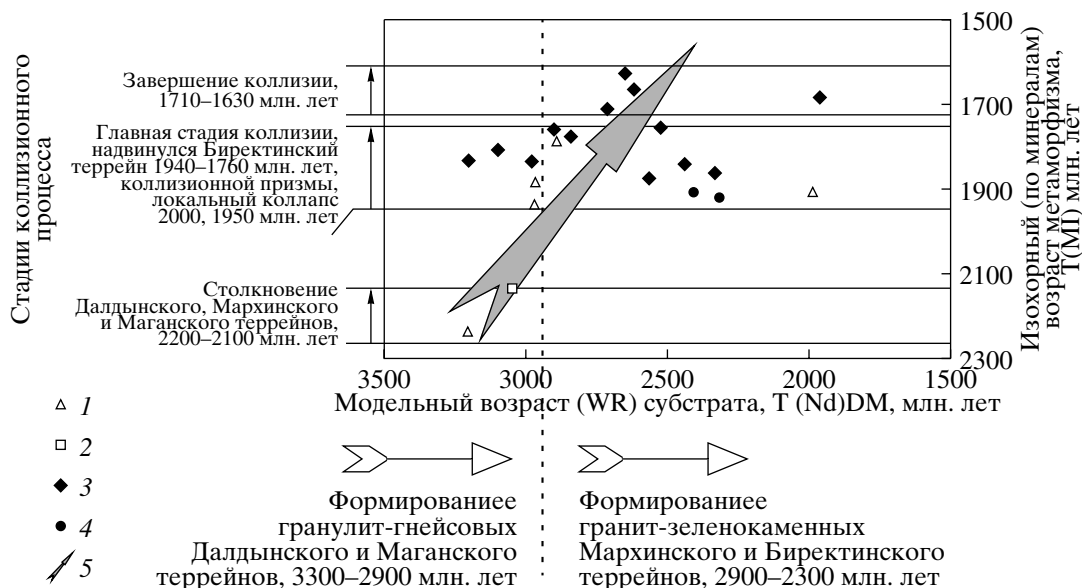


Рис. 7. Соотношение модельных Sm–Nd значений возраста (по валовым пробам) и значений, полученных по минеральным изохронам [Розен, 2006а], частично подтвержденных U–Pb-методом по цирконам [Розен, 2006б]. 1–4 террейны в пределах которых отобрана проба: 1 – Далдынский, 2 – Маганский, 3 – Мархинский; 4 – Биректинский; 5 – возрастной тренд коллизионного метаморфизма.

Таблица 5. Термальные события в истории северо-востока Сибирского кратона

Возраст	$T, ^\circ\text{C}$	Процесс	Источник
Возраст, млрд. лет			
3.2–3.4	1000–1050 *	Формирование первичной коры, выплавление TTG-формации “серых гнейсов” из базальтов океанической коры	[Rosen, Turkina, 2007]
2.9–3.1	950–1000 *	Формирование исходного островодужного субстрата гранулит-гнейсовых террейнов	[Вишневский, 1988; Розен и др., 2006б]
2.9–2.4	800–950 *	Выплавление гранитоидов в гранит-зеленокаменных террейнах	»
1.7–2.2	850–1050 *	Коллизия микроконтинентов (террейнов) и аккреция Сибирского кратона	»
1.8–1.3	300–850 *	Охлаждение коллизионной призмы	[Розен и др., 2006б]
1.2	1000–1100 **	Кимберлитовое поле Ингаши, юго-запад Сибирского кратона	[Розен и др., 2008]
Возраст, млн. лет			
344–360	1000–1100 ** 35 мВт/м ² ****	Кимберлитовые поля на востоке кратона – Мирный, Алаakit, Далдын и др.	[Розен и др., 2008]
250	900–1320 **	Плато-базальты – запад и центр кратона, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатами – северо-восток кратона	»
245–135	1000–1100 ** 40–45 мВт/м ² ****	Кимберлитовые поля на северо-востоке кратона: Харамай, Верхняя Куонамка, Куранах, Куойка и др.	»
0	29–285 * 25 мВт/м ² ****	Стационарное состояние Анабарского щита	[Розен, 1992]

* Оценка ареальных температур в коре.

** Температура магматического тела при внедрении.

*** Интенсивность теплового потока, рассчитанная по минеральным термобарометрам в мантийных ксенолитах из кимберлитов [Griffin et al., 1996; 1999; Ashchepkov et al., 2007].

**** Прямые измерения [Дучков и др., 1982].

Rb–Sr метода как значимые геохронологические данные. Это значит, что коллизионное термальное событие в регионе завершилось 1300 млн. лет назад (или частично позднее) при температуре 300°C. Таким образом, полная перекристаллизация пород в гранулитовой и амфиболитовой фациях при коллизионном метаморфизме и образование апатита завершились к началу мезопротерозоя (1.6 млрд. лет).

Может быть, это был последний прогрев, после которого апатиты постепенно охлаждались до ~100°C вплоть до мезозоя? Это нетрудно проверить. Завершение коллизионного метаморфизма датировано в 1600 млн. лет назад по Sm–Nd минеральной изохроне, включающей гранат, и, следовательно, при температуре ~700°C (см. рис. 8а). Охлаждение системы до 300°C произошло к 1300 млн. лет по Rb–Sr минеральной изохроне с участием магнетиальной слюды. Тогда скорость остывания можно рассчитать как $(700-300)^\circ\text{C}/(1600-1300)$ млн. лет = 1.3°C/млн. лет. Тогда время, затраченное на охлаждение от 300°C до 100°C, составит 153 млн. лет, а само охлаждение длилось начиная с 1300 до $(1300-153) = 1143$ млн. лет назад. Это значит, что коллизионная система, вероятно, перешла изограду ~100°C в позднем мезопротерозое, то есть почти за 1 млрд.

лет до события, датированного трековым методом в данной работе. Очевидно, что в течение этого гигантского отрезка времени произошел повторный нагрев, а затем – новое остывание. Это двойное событие и отразилось в полученных нами результатах трекового датирования апатита.

Вопрос о том, когда и почему произошел повторный нагрев, предстоит рассмотреть. На величины измеренного трекового возраста апатита, возможно, повлияли эндогенные явления, связанные с внедрением кимберлитов и ареальными интрузиями платобазальтов. Размер всей совокупности кимберлитовых диатрем совершенно незначителен по отношению к объему коры региона. Их внедрение не могло привести к общему разогреву внутри земной коры и отжигу треков в апатитах. Однако во время кимберлитового магматизма повышался тепловой поток, что могло привести к заметному разогреву коры в эпохи интенсивного внедрения кимберлитов в палеозое, 344–360 млн. лет и в мезозое 245–135 млн. лет (рис. 9).

Несомненно значительный, но пока недостаточно изученный тепловой эффект имело внедрение платобазальтов трапповой формации 250 млн. лет назад, и в особенности – проявление широкого аре-

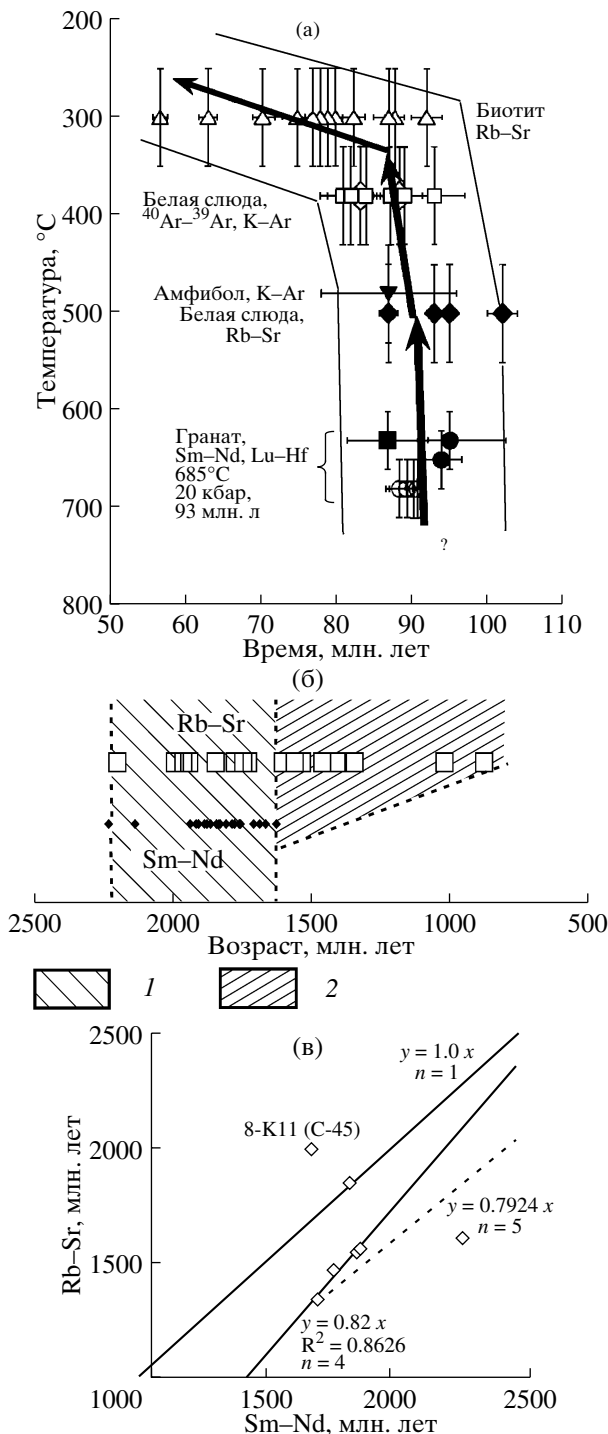


Рис. 8. Соотношение Rb-Sr и Sm-Nd с минерально-изохромных датировок и их термальная интерпретация: (а) – соотношение температура–время для уравновешивания изотопных систем в минералах коллизионной призмы [Thöni, 2003]; (б) – сводная диаграмма Rb-Sr и Sm-Nd данных: 1 – область совпадений, 2 – область уменьшенных значений, полученных Rb-Sr методом; (в) – сопоставление Rb-Sr и Sm-Nd данных, полученных для одних и тех же проб. Размер значков превышает значения аналитической ошибки.

ала даек и пластовых интрузий, занимающих обширную площадь вокруг поля вулканических извержений. В эту область рассеянных интрузий, в междуречье р. Виллой и р. Оленек, попадают изученные скважины (рис. 10). Возможно, что полученный трековый возраст апатитов каким-то образом связан с траповым событием, произошедшим на границе перми и триаса.

ТЕПЛОВЫЙ РЕЖИМ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

В пределах северного обрамления Анабарского щита, на земной поверхности, измерена величина интенсивности теплового потока $Q_0 = 25$ мВт/м² [Дучков и др., 1982], что близко к среднему (~27 мВт/м²), для востока Сибирской платформы (Якутская кимберлитовая провинция) [Дучков, Соколова, 1997]. Это весьма низкие значения по сравнению с современными величинами (46–54 мВт/м²), наблюдаемыми на других древних алмазоносных платформах. В эпохи кимберлитового магматизма тепловой поток в литосфере всех кимберлитовых провинций (включая Якутию) был умеренным и практически одинаковым в интервале 35–47 мВт/м² (оценки по термобарометрии мантийных ксенолитов) [Дучков, Соколова, 2005]. В дальнейшем, для облегчения построений, рассматриваются близкие к реальным, но упрощенные параметры: мощность коры ~40 км, глубина отбора образцов ~3 км, трековый возраст апатита ~220 млн. лет.

Оценка интенсивности теплогенерации коры щита (средневзвешенная на всю мощность, $Z = \sim 40$ км) составляет $A = 0.36$ мкВт/м³ при вариациях от 0.76 в верхнем горизонте коры до 0.076 – в нижнем, и до 1.22 в локальных мигматит-тектонитах коллизионных зон [Розен, 1992]. Столь низкая величина общей теплогенерации очевидно связана с дефицитом радиоактивных элементов. Предполагается, что главный носитель этих элементов – существенно гранитная верхняя кора – была эродирована при размыве протерозойского коллизионного горного сооружения [Розен, Федоровский, 2001].

Коровая составляющая теплового потока в регионе определяется как $Q_c = A$ мкВт/м³ · Z км = 14.2 мВт/м². В этом случае мантийная составляющая теплового потока оказывается равной: $Q_m = Q_0 - Q_c = 10.8$ мВт/м², или 43% поверхностного теплового потока. Это соотношение является аномально низкой долей, поскольку обычно на кратонах соотношении обратное: 0.4 к 0.6 [Pollack, Chappin, 1977], хотя последние оценки в регионах с архейской корой обнаруживают повышенные доли коровой составляющей, до 52–85 % от общего значения [Rudnick, Fountain, 1995].

Температура на глубине 40 км (примерно на подошве коры), T_z , вычисленная по формуле, использованной в работе [Розен, Милановский, 1988]

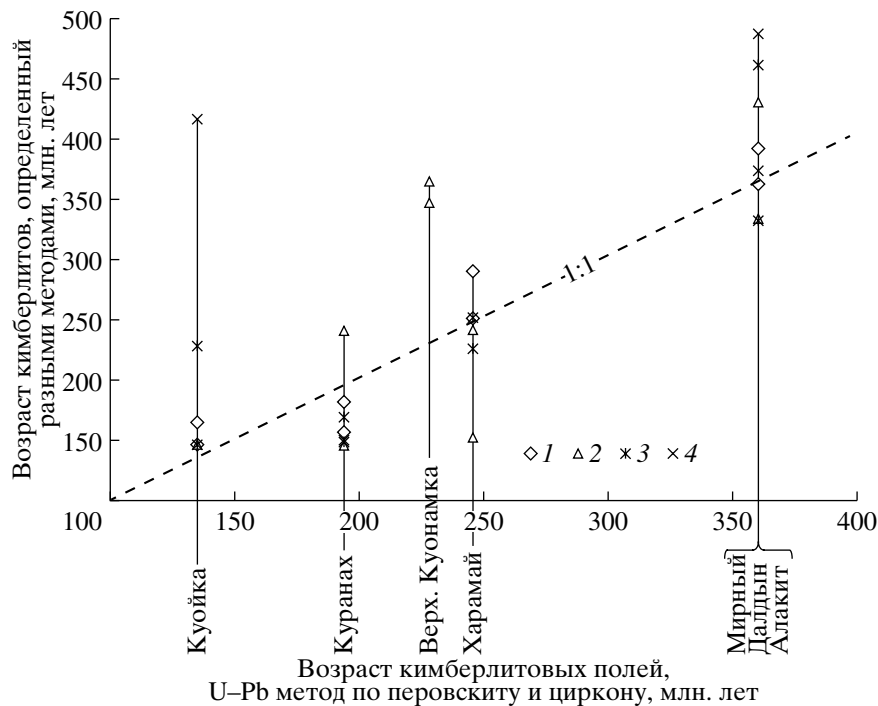


Рис. 9. Диаграмма возраста кимберлитовых полей, определенного на основании датирования кимберлитовых трубок различными методами, в том числе U–Pb-методом по перовскиту [Кинни и др., 1997] и циркону [Дэвис и др., 1980]: 1–4 – временные интервалы внедрения кимберлитов, определенные методами: 1 – трековым по цирконам (ZFT), 2 – Rb–Sr; 3 – K–Ar; 4 – ³⁹Ar–⁴⁰Ar (данные приведены в работе [Розен, 2000]).

$$T_z = T_0 + Q_0 * Z/\lambda - A * Z^2/2\lambda$$

с использованием величин температуры земной поверхности $T_0 = 0^\circ\text{C}$, и теплопроводности $\lambda = 2.5 \text{ Вт м К}^{-1}$, составляет 285°C [Розен, 1992]. Полученные величины палеотемпературы и мантийного теплового потока близки к результатам [Дучков, Соколова, 1985; 1997], рассчитанным из прямых наблюдений поверхностного теплового потока, а именно – интенсивности мантийного теплового потока $10\text{--}12 \text{ мВт/м}^2$ и температуры на подошве коры $200\text{--}300^\circ\text{C}$. Такая температура заметно ниже средних величин, составляющих $350\text{--}400^\circ\text{C}$ для древних щитов (рис. 11), $500\text{--}600^\circ\text{C}$ для мезо- и кайнозойских орогенов и $650\text{--}750^\circ\text{C}$ для кайнозойских рифтовых систем [Condie, 1989]. В геодинамических построениях для подошвы зрелой континентальной коры нередко принимаются значения $\sim 560^\circ\text{C}$, например, 556°C [Jamieson et al., 1998] или 567°C [England, Thompson, 1984].

Во время внедрения кимберлитов интенсивность теплового потока в регионе была существенно выше современной и составляла $35\text{--}45 \text{ мВт/м}^2$, как следует из расчетов по гранатовым [Griffin et al., 1996; 1999] и пироксеновым [Ashcherkov et al., 2007] термобарометрам для мантийных ксенолитов по кондуктивной модели. В пределах одного кимберлитового поля обычно выделяется два типа ксенолитов. Это крупнозернистые ксенолиты с температурой

образования $900\text{--}1000^\circ\text{C}$, по которым фиксируется геотерма $35\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$, что предположительно характеризует субконтинентальную литосферу. В то же время, встречающиеся нередко катаклазированные мелкозернистые высокотемпературные ксенолиты ($T \sim 1100\text{--}1200^\circ\text{C}$) соответствуют геотерме $40\text{--}45 \text{ мВт/м}^2$, что предположительно объясняется локальным кратковременным разогревом вследствие внедрения интрузий и нарушения кондуктивной геотермы в основании литосферы на границе с астеносферой [Griffin et al., 1996; 1999].

В позднепалеозойских кимберлитовых полях (Мир, Алакит, Далдын – 360, Муна – 344 млн. лет, возрастные данные суммированы в работе [Розен, 2000]) ксенолиты, не претерпевшие воздействия термальной аномалии в астеносфере, характеризуются геотермой 35 мВт/м^2 при температуре перекристаллизации ксенолитов $T = \sim 900\text{--}1100^\circ\text{C}$ [Griffin et al., 1996; 1999]. Расчет соответствующей температуры в основании коры, на глубине 40 км, дает значение 445°C . Мезозойские кимберлитовые поля (Куойка, Куранах, Лучакан и др., 245–135 млн. лет [Розен, 2000]) выносят ксенолиты, метаморфизованные в условиях геотермы 40 мВт/м^2 при температуре до 1000°C [Griffin et al., 1999], что соответствует температуре коры на глубине 40 км равной 525°C . Дополнительный расчет температуры коры для максимально возможных значений геотермы

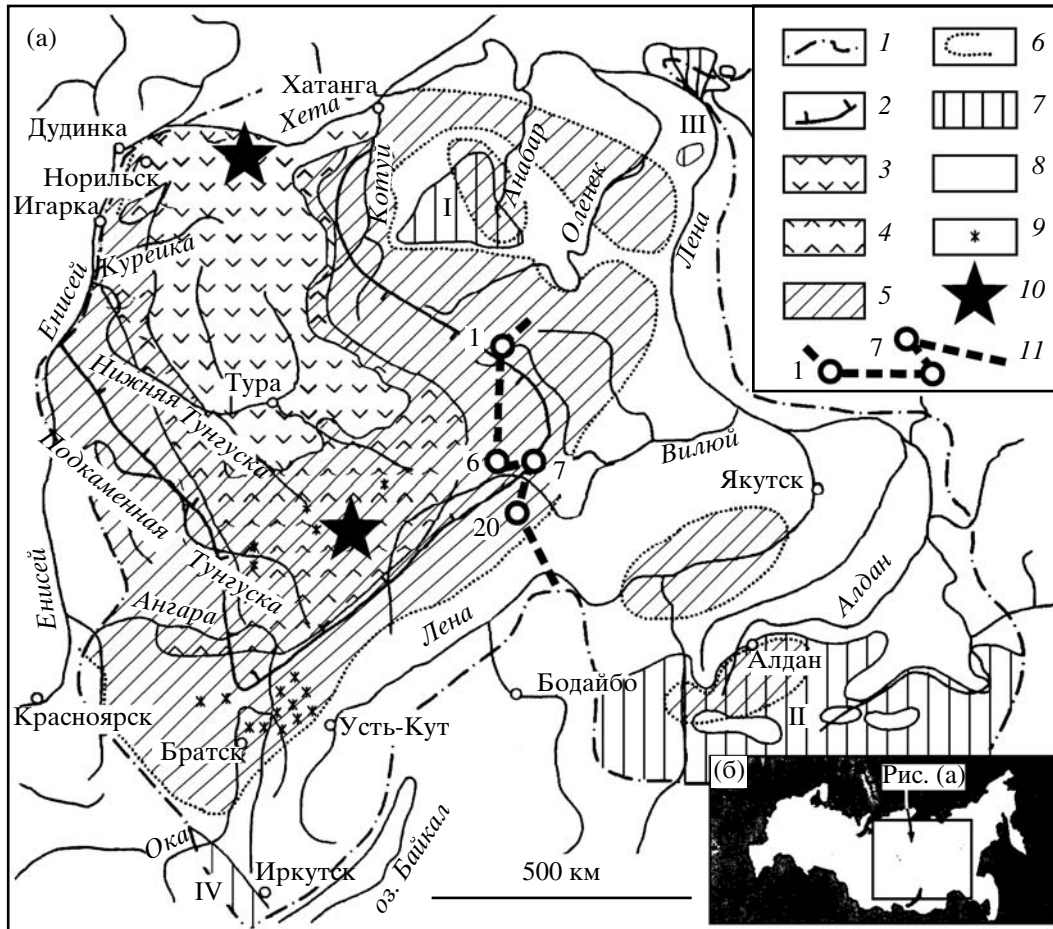


Рис. 10. Схема Сибирской трапповой провинции (по [Fedorenko et al., 1996] с дополнениями) – (а) и картограмма – (б): Границы: 1 – Сибирской платформы, 2 – Тунгусской синеклизы; плато Путорана: 3 – лавы, 4 – туфы; силлы и дайки: 5 – ареал, 6 – граница распространения; 7 – обнажения фундамента: I – Анабарский щит, II – Алданский щит; III – Оленекское поднятие; IV – Шарыжалгайское поднятие; 8 – платформенный чехол; 9 – базальтовые трубки; 10 – вероятные центры “вторичных” мантийных плюмов [Добрецов, 1997; Добрецов и др., 2006]; 11 – линия профиля и номера скважин, из которых апатиты датированы треквым методом, данная работа.

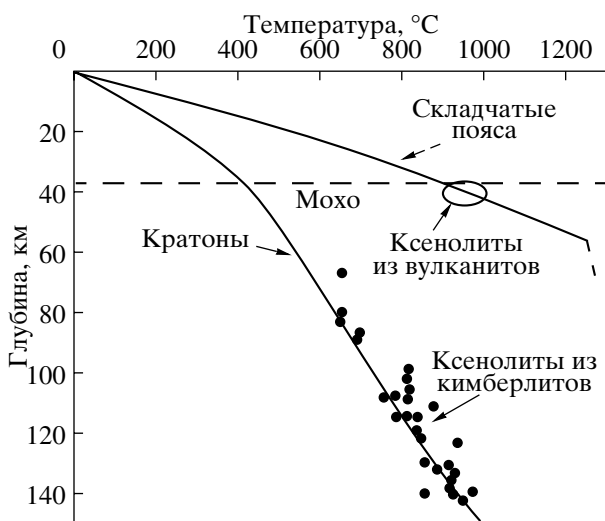


Рис. 11. Диаграмма соотношение температура–глубина для складчатых поясов и прилегающих кратонов [Hyndman et al., 2005].

45 мВт/м² позволяет оценить максимальную палеотемпературу коры на глубине 40 км в 605°C.

Таким образом, исходя из величин тепловых потоков, рассчитанных по петрологии мантийных ксенолитов в кимберлитах, температуры вблизи основания коры в позднем палеозое составляли 445°C, а в мезозое 525°C при максимально возможном значении 605°C. Эти палеотемпературы не выходят значительно за пределы величин, обычно рассматриваемых в качестве характерных для зрелой коры континентов. В кайнозое тепловой поток существенно понизился, и температура в основании коры составила 285°C. Столь низкая величина является уникальной природной аномалией. Предполагается, что низкий тепловой поток в кайнозое является возможной причиной распространения вечной мерзлоты на чрезвычайно больших глубинах коры Сибирской платформы [Дучков, Соколова, 2005]. Расчет геотермических градиентов показывает, что на интересующей нас глубине около 3 км температура со-

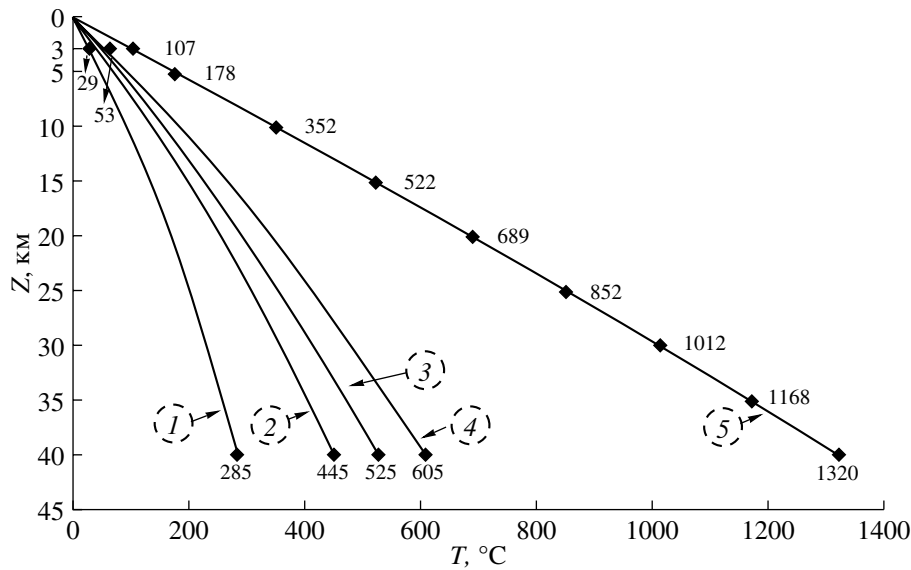


Рис. 12. Диаграмма температура (T , °C)—глубина (Z , км), характеризующая тепловой режим земной коры Сибирской платформы в фанерозое.

Геотермы: 1 – в настоящее время ($Q_0 = 25 \text{ мВт/м}^2$); 2–4 – в эпохи внедрения кимберлитов: 2 – 360–344 млн. лет ($Q_0 = 35 \text{ мВт/м}^2$); 3 – 245–135 млн. лет назад, $Q_0 = 40 \text{ мВт/м}^2$; 4 – возможное максимальное значение ($Q_0 = 45 \text{ мВт/м}^2$); 5 – для ситуации базальтового андерплейтинга, 250 млн. лет назад, когда в основании коры внедрилась пластовая базальтовая интрузия с температурой расплава 1320°C .

ставляет 29°C сегодня, и достигала максимум 53°C в эпохи внедрения кимберлитов (рис. 12). Таким образом, при внедрении кимберлитов не было достигнуто температуры, необходимой для отжига апатитов ($\sim 100^\circ\text{C}$). Следовательно, эти термальные события не могли отразиться в полученных значениях трекового возраста апатита.

ПРИЧИНА ПОВТОРНОГО РАЗОГРЕВА КОРЫ

Магматизм, связанный с платобазальтами 250 ± 2 млн. лет назад [Dalrymple et al., 1995; Renne, Basu, 1991], вызвал на Сибирской платформе широкое внедрение бесчисленных жильных тел и малых интрузий долеритов, которые распространены далеко за пределами туфогенно-вулканогенных покровов и главного Норильского магматического поля. Удаление от возможного подводящего канала плюма составляет 500–1000 км (см. рис. 10). Закартированные на поверхности дайки и пластовые интрузии долеритов нередко составляют заметную долю от объема интродуцированных толщ. Например, на Анабарском щите они занимают иногда до 15–20% обнаженной поверхности, при мощности отдельных тел 50–200 м, редко более, и протяженности до 1–20 км [Розен и др., 1986]. В разных районах дайки имеют различные направления, поэтому они не дают прямых ориентировок на положение подводящего канала плюма, что в частности косвенно следует из публикаций [Добрецов, 1997; Добрецов и др., 2006; Fedorenko et al., 1996]. Иными словами, на Сибирской

платформе в пределах верхней коры не наблюдается такой радиальной дайковой системы, которая во многих других платобазальтовых провинциях прямо указывает на путь продвижения магматических расплавов в стороны от подводящего канала плюма. По-видимому, в изученном регионе магма поступала в дайковые комплексы снизу, из нижней коры, распространяясь на этой глубине по горизонтали, от плюма в стороны, на огромные расстояния. Для такого продвижения магмы наиболее благоприятна граница между корой и мантией, а сам процесс относится к категории базальтового андерплейтинга.

Для расчета модели разогрева коры вследствие базальтового андерплейтинга использована наиболее вероятная температура базальта, внедряющегося в нижнюю кору, 1320°C [Bohrgson, Spera, 2001]. Энергетическими затратами на экзоконтактовые изменения, состоящие в высокотемпературном ороговиковании, можно пренебречь. Рассчитанная геотерма (см. 5 на рис. 12) показывает, что температура на глубине 3 км, где отобраны датированные образцы, составляла 107°C . При этой температуре уже происходил отжиг треков в апатитах. Однако очевидно, что должно пройти определенное время после внедрения пластовой интрузии для прогрева всей толщи коры и установления равновесной геотермы.

Для того чтобы определить время уравновешивания температуры в коре после андерплейтинга и реализации равновесной геотермы, использована формула, примененная Е.В. Артюшковым [1993]

для вычисления времени диффузии тепла в литосфере после термального нарушения:

$$\tau \sim h^2/(\pi^2 \chi),$$

где τ – продолжительность диффузии, млн. лет, h – мощность слоя, через который происходит диффузия, в нашем случае 40 км, $\pi = 3.14$, χ – температуропроводность, принята ~ 0.01 см²/с [Артюшков, 1993] из возможных 0.005–0.025. Расчет показал, что для термальной диффузии в профиле коры северо-востока Сибирской платформы, при указанных условиях, необходимо время $\tau = 5.15$ млн. лет. По истечении этого срока температура в профиле коры будет соответствовать расчетной равновесной геотерме (см. 5 на рис. 12). Тогда, если андерплейтинг произошел 250 млн. лет назад, это равновесие было достигнуто 244.85 млн. лет назад, после чего началось охлаждение системы. При этом на процесс охлаждения до $\sim 100^\circ\text{C}$ на соответствующей глубине (~ 3 км) ушло, по-видимому, 24.85 млн. лет, поскольку для этой температуры полученная трековая датировка апатитов составляет ~ 220 млн. лет. Таким образом представляется справедливым предположение о том, что после внедрения силла в основание коры (250 млн. лет назад) и диффузионного уравнивания температуры в коре (244.85 млн. лет назад) прошло еще 24.85 млн. лет, пока температура на уровне отбора образцов опустилась ниже изотермы $\sim 100^\circ\text{C}$ и в апатитах начали накапливаться треки, подсчет которых позволил получить возраст ~ 220 млн. лет.

В целом полученные мезозойские трековые датировки апатитов из кристаллического фундамента Сибирской платформы скорее всего обусловлены прогревом коры при базальтовом андерплейтинге во время извержения траппов 250 млн. лет назад и последующим постепенным ее остыванием. Полученные вариации значений трекового возраста от 222 до 185 млн. лет, вероятно, вызваны некоторой пространственной неравномерностью поступления и изменениями температуры базальтов во время андерплейтинга, или вариациями теплопроводности пород в разрезах, поскольку расстояния между датированными образцами составляют 200–400 км.

Мезозойские плюмовые платобазальты формируют так называемые “крупные изверженные провинции” (LIP, large igneous provinces) почти на всех континентах в пределах древних кратонов. Термальное событие, подобное описанному выше, вызванное базальтовым андерплейтингом в связи с активностью мезозойского плюма, вероятно проявилось в зрелой коре и других древних кратонов, в частности – 100 млн. лет назад – в Антарктиде [Jacobs et al., 1995]. Помимо мезозоя, крупные базальтовые изверженные провинции формировались также в палеозое и в протерозое [Ernst, 2007]. В свете изложенных данных эпизодический прогрев до $T = \geq 100^\circ\text{C}$ по-видимому имел место в стабильной коре тех древних кратонов, где в протерозое или палеозое формировались платобазальты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение термальной эволюции земной коры северо-востока Сибирского кратона позволило выделить 10 главных термальных событий, начиная от формирования TTG – формации серых гнейсов архея и до современности. Изученный минерал – апатит – находится в архейских породах и большей частью образовался при наложенном коллизионном метаморфизме 1.8–1.9 млрд. лет назад. Последним геологически фиксируемым термальным событием был автохтонный разогрев коллизионной призмы при аккреции Сибирского кратона. Это событие завершилось остыванием ~ 1.3 млрд. лет назад, когда верхняя кора прошла через изограду $\sim 300^\circ\text{C}$ и изотопные Rb–Sr системы с участием магнезиальных слюд закрылись. Охлаждение происходило со скоростью $1.3^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$. Как показал расчет, при продолжении охлаждения, термальный рубеж в $\sim 100^\circ\text{C}$ был, вероятно, пройден 1143 млн. лет назад. Такое значение было бы получено трековым датированием апатита, если бы это термальное коллизионное событие было последним, как, например, произошло в Финляндии, где трековые датировки апатита составляют ≥ 0.8 млрд. лет.

Из полученных в данной работе трековых датировок следует, что существовало другое независимое термальное событие, произошедшее значительно позднее раннепротерозойской коллизии. Таким событием, возможно, стал мезозойский плюмовый магматизм.

В процессе мезозойского платобазальтового магматизма на Сибирском кратоне 250 млн. лет назад силлы и дайки удалялись от вертикальных подводящих каналов – точек внедрения вторичного плюма – на 500–1000 км. Латеральное перемещение расплава, происходящее обычно вдоль ослабленных поверхностей, захватило огромную площадь и по-видимому реализовалось вдоль подошвы коры (базальтовый андерплейтинг). При этом кора была прогрета на всю мощность, а затем постепенно остывала. В процессе охлаждения на глубинах 2000–3000 м, вблизи кровли кристаллической коры, изограда $\sim 100^\circ\text{C}$ была пройдена 222–185 млн. лет назад.

Установленное разогревание кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы до температуры $\geq 100^\circ\text{C}$ указывает на соответствующий разогрев осадочных пород в основании чехла и может датировать процессы преобразования органического вещества и формирования нефтей.

Предполагается, что подобный эпизод андерплейтинга и прогрева стабильной зрелой коры проявлялся повсеместно на континентах, где крупные платобазальтовые изверженные провинции формировались не только в мезозое, но также в палеозое и протерозое.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МД-2721.2008.5, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4, Фонда содей-

ствия отечественной науке и РФФИ (грант № 06-05-64332). Авторы пользуются случаем выразить признательность Е.В. Артюшкову, А.В. Манакову, С.Ю.Милановскому, О.П. Полянскому за полезные обсуждения проблемы, а также В.П. Серенко и З.В. Специусу за предварительную подготовку материала к исследованию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456 с.
- Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского щита и особенности их металлогении. Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ПГО Севморгеология. 1988. 43 с.
- Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. АН СССР. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. и др. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 508–523.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 42–51.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Температура литосферы Сибири по геотермическим данным // Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 60–71.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 494–503.
- Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые данные по возрасту кимберлитов Якутии, полученные урано-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. С. 175–179.
- Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U–Pb возрастов перовскитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91–99.
- Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и прилегающих территорий, 1 : 10000000. Л.: Картфабрика объединения Аэрогеология. 1978.
- Манаков А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: изд-во Госуниверситета. 1999. 58 с.
- Парфенюк О.И. Эволюция континентальной литосферы в зонах коллизии докембрия (по результатам численного моделирования). Автореф. дисс. докт. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ. 2004. 42 с.
- Розен О.М. Теплогенерация земной коры Анабарского щита и проблемы формирования нижней коры континентов // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 22–29.
- Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы, некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 6. С. 785–788.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
- Розен О.М. Ранний докембрий Восточно-Сибирской платформы // Минерал. журнал (Украина). 2004. Т. 26. № 3. С. 75–87.
- Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука. 1986. 199 с.
- Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006а. Т. 14. № 6. С. 3–24.
- Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Состав и возраст нижней коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и керлах глубоких скважин // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2006б. № 4. С. 18–28.
- Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Специус З.В., Ротман А.Я., Зинчук, Н.Н., Манаков А.В. Анабарская коллизионная система: 600 млн. лет сжатия в составе суперконтинента Колумбия (2.0–1.3 млрд. лет) // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 1–4.
- Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазного литосферного кия // Геотектоника. 2005. № 6. С. 1–26.
- Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Зинчук Н.Н. Кимберлиты, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами и траппы – разные формы плюмового магматизма на Сибирском кратоне. Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 32–37.
- Розен О.М., Милановский С.Ю. Геотермический градиент, тепловой поток и мощность первичной земной коры. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука. 1988. С. 203–214.
- Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керна скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионное гранитообразование и расслоение земной коры. М.: Научный Мир. 2001. 186 с.
- Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 2. Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенности литосферы // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 3–27.
- Смелов А.П., Ковач В.П., Габьшиев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечеств. Геология. 1998. № 6. С. 6–10.
- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. Тр. Геол. Института, вып. 577. М.: Наука. 2008. 319 с.
- Хорева Б.Я. (ред.) Карта метаморфических комплексов и гранитоидов СССР, м. 1 : 10000000. Л.: Картографическое предприятие Миннегео. 1987.
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Logvinova A.M., Vladikin N.P., Rotman A.Ya, Palessky S.V., Alymova N.V., Vish-

- nyakova E.V.* Evolution of kimberlite magmatic sources beneath Siberia // Goldschmidt Conference Abstracts. 2007. A39.
- Bohrson W.A., Spera F.J.* Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation–fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 1019–1041.
- Brandon M.T.* Probability density plot for fission-track grain-age samples // *Radiation Measurements.* 1996. V. 26. №. 5. P. 663–676.
- Brandon M.T.* Decomposition of mixed grain-age distributions using BINOMFIT // *On Track.* 2002. V. 24. P. 13–18.
- Condie K.* Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Pergamon Press. 1989. 476 p.
- Dalrymple C.B., Czamanske C.K., Fedorenko V.A. et al.* A reconnaissance Ar/39Ar geochronologic study of the ore-bearing and related rocks, Siberian Platform, Russia // *Geochemica et Cosmochemica Acta.* 1995. V. 59. № 10. P. 2071–2208.
- England P.C., Thompson B.* Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism // *Jour. Petrol.* 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894–955.
- Ernst R.E.* Mafic-Ultramafic Large Igneous Provinces (LIPs): Importance of the Pre-Mesozoic record // *Episodes.* 2007. V. 30. № 2. P. 108–114.
- Fedorenko V. A., Llightfoot P. C., Naldrett A.J. et al.* Petrogenesis of the Flood-Basalt Sequence at Norilsk, North Central Siberia // *Int. Geol. Review.* 1996. V. 38. P. 99–135.
- Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Brown R.W., O'Sullivan P.B., Raza A.* Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent // *Tectonophysics.* 2002. V. 349. P. 5–21.
- Griffin W.L., Kaminsky F.V., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T., Ilupin I.P.* Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia // *Tectonophysics.* 1996. V. 262. P. 19–33.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics.* 1999. V. 310. P. 1–35.
- Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K., Bom Nielsen S.* A fission track data compilation for Fennoscandia // *Norwegian jour. geol.* 2007. V. 87. P. 143–155.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // *Advances in Fission-Track Geochronology.* Kluwer Academic Publisher. 1998. P. 19–32.
- Hyndman R.D., Currie C.A., Mazzotti S.P.* Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat // *GSA Today.* 2005. V. 15. № 2. P. 4–10.
- Jacobs J., Ahrendt H., Kreutzer H., Weber K.* K-Ar, 40Ar–39Ar and apatite fission-track evidence for Neoproterozoic and Mesozoic basement rejuvenation events in Heimefrontfjella and Mannefallknausane (East Antarctica) // *Precamb. Res.* 1995. V. 75. P. 251–262.
- Jacobs J., Breitkreuz C.* Zircon and apatite fission-track thermochronology of Late Carboniferous volcanic rocks of the NE German Basin // *Int. J. Earth. Sci. (Geol Rundsch).* 2003. V. 92. P. 165–172.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Fulsack P., et al.* 1998. Barrovian regional metamorphism: where's the heat? / Treloar P.J., O'Brien, P.J. (eds.) What drives metamorphism and metamorphic reactions? *Geol. Soc. London Spec. Publ.* V. 138. P. 23–51.
- Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite // *Chem. Geol. Isotope Geoscience Section.* 1987. V. 65. № 1. P. 1–13.
- Larson S.A., Cederbom C.E., Tullborg E.-L., Stiberg J.-P.* Discussion. Comment on “Apatite fission track and (U–Th)/He data from Fennoscandia: An example of underestimation of fission track annealing in apatite” by Hendriks and Redfield [*Earth Planet. Sci. Lett.* 236 (443–458)] // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 248. P. 561–568.
- Lorencak M., Kohn B.P., Osadetz K.G., Gleadow A.J.W.* Combined apatite fission track and (U–Th)/He thermochronometry in a slowly cooled terrane: results from a 3440-m-deep drill hole in the southern Canadian Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 227. P. 87–104.
- Martin H., Moyen J.-F.* Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth // *Geology.* 2002. V. 30. P. 319–322.
- Murrell G.R., Andriessen P.A.M.* Unravelling a long-term multi-event thermal record in the cratonic interior of southern Finland through apatite fission track thermochronology // *Physics and Chemistry of the Earth.* 2004. V. 29. P. 695–706.
- Parfenuk O.I., Mareschal J.-C.* Therm-mechanical model of evolution of layered lithosphere in continental collision zones. XXII EGA general Assembly. *Annales Gaeophysicae.* 1997. V. 15. P. 19.
- Pollack H.N., Chapman D.S.* Mantle heat flow // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 34. P. 174–184.
- Renne P.R., Basu A.R.* Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // *Science.* 1991. V. 253. P. 176–179.
- Rosen O.M., Turkina O.M.* The oldest rock assemblages of the Siberian Craton / Van Kranendonk M.J., Smithies R. H., Bennett V.C., eds. *Earth's oldest rocks. Developments in Precambrian Geology.* № 15. Series editor K.C. Condie. Elsevier. Amsterdam-Tokyo. 2007. Chapter 6.4. P. 495–541.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geoph.* 1995 V. 33. № 3. P. 267–309.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust/Treatise on geochemistry, Holland H. D., Turekian K. K., eds. Elsevier. Amsterdam. 2003. V. 3.01. P. 1–64.
- Siivola J., Schmid R.* List of mineral abbreviations / In *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, eds. D. Fettes and J. Desmons. Cambridge University Press. Cambridge UK. 2007. Chapter 2.12. P. 93–110.
- Thöni M.* Sm–Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry (erratum) // *Chemical Geology.* 2003. V. 194. P. 353–379.
- Wagner G. A., Van den Haute P.* Fission-Track Dating. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 1992. 285 p.