

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ—КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ АПАТИТА

Е.В. Ветров^{1,2}, М.М. Буслов^{1,2}, И. де Гравэ³

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Geochronology Group, Dept. of Mineralogy Petrology, Ghent University, 281/S8, Krijgslaan, B-900, Ghent, Belgium

Обобщены результаты трекового датирования апатитов и проведена их корреляция со стратиграфическими, геоэлектрическими, тектоническими и геоморфологическими данными. Показано, что средняя региональная скорость денудации пород юго-восточной части Горного Алтая отражается в трех термотектонических событиях: 1) поздне меловая-раннепалеогеновая тектоническая активизация со скоростью денудации около 200 м/млн лет, которая связана с Монголо-Охотской орогенией; 2) среднепалеогеновая-ранне неогеновая стабилизация с формированием поверхности выравнивания; 3) неоген-четвертичная тектоническая активизация «ступенчатого» характера со скоростью денудации до 270 м/млн лет, отражающая результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии. На основе анализа цифровой и теневой моделей рельефа и данных трекового датирования апатитов представлены результаты изучения эволюции тектонических процессов и рельефа исследуемого региона за последние 100 млн лет.

Трековое датирование, стратиграфия, неотектоника, палеогеография, Горный Алтай, Курайско-Чуйская впадина, Индо-Евразийская и Монголо-Охотская коллизии.

EVOLUTION OF TECTONIC EVENTS AND TOPOGRAPHY IN SOUTHEASTERN GORNY ALTAI IN THE LATE MESOZOIC–CENOZOIC (data from apatite fission track thermochronology)

E.V. Vetrov, M.M. Buslov, and J. De Grave

Results of apatite fission track dating have been summarized and correlated with stratigraphic, geoelectrical, tectonic, and geomorphological data. The average regional rate of rock denudation in southeastern Gorny Altai is reflected in three thermotectonic events: (1) Late Cretaceous–Early Paleogene tectonic activity with a denudation rate of ~200 m/Myr, related to the Mongol–Okhotsk orogeny; (2) Middle Paleogene–Early Neogene stabilization with peneplanation; and (3) Neogene–Quaternary «stepwise» tectonic activity with a denudation rate of ≤270 m/Myr, related to the distant impact of the Indo-Eurasian collision. We present results of study of the evolution of regional tectonic processes and topography over the last 100 Myr by analysis of digital and shaded elevation models and apatite fission track dating.

Fission track dating, stratigraphy, neotectonics, paleogeography, Indo-Eurasian and Mongol–Okhotsk collisions, Kurai–Chuya basin, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Трековый анализ апатита (apatite fission-track dating, AFT) является методом низкотемпературной геохронологии. Он применяется для реконструкции термальной истории пород верхних 3—5 км континентальной коры за временные интервалы от миллионов до сотен миллионов лет. Одна из областей использования AFT заключается в определении периодов тектонических событий, горообразования, скоростей и объемов денудации [Gleadow et al., 2002; Farley, 2002; Kohn et al., 2005].

Объектом исследования выбрана хорошо изученная геолого-геофизическими методами юго-восточная часть Горного Алтая [Девяткин, 1965; Добрецов и др., 1995; Дельво и др., 1995; Новиков и др., 1995; Зыкин, Казанский, 1995; Буслов и др., 1999, 2003, 2013; Деев и др., 2012; Неведрова и др., 2014]. Кроме того, регион характеризуется высокой сейсмичностью [Гольдин и др., 2008; Lunina et al., 2008]. Для пород территории Горного Алтая получено более 100 трековых датировок апатитов, по которым построено более 60 термальных моделей [De Grave et al., 2002, 2007a,b, 2008; Glorie et al., 2012a]. В этих работах установлена неоднородность неотектонического развития структур Горного Алтая, проявляющаяся как в дифференциации значений трековых параметров, так и в изменении трендов термальных

историй пород. В частности, отмечается роль активизации региональных позднепалеозойских разломных зон, которая проявляется в увеличении скоростей денудации и отражается в изменении термально-го тренда [Glorie et al., 2012a].

В настоящей статье на основе анализа результатов трекового датирования апатитов и их корреляции со стратиграфическими, тектоническими, геоморфологическими и геофизическими данными охарактеризована термотектоническая модель юго-восточной части Горного Алтая, представлены результаты изучения эволюции тектонических процессов и рельефа исследуемого региона в позднемезозойско-кайнозойское время. Трековое датирование территории Горного Алтая, а также Тянь-Шаня активно развивается в последние 25 лет в рамках совместных российско-бельгийских исследований, основателями-организаторами которых являются академик Н.Л. Добрецов и профессор Я. Клеркс [Буслов и др., 2008; De Garave et al., 2002, 2007a,b, 2008, 2009, 2011a,b; Glorie et al., 2010, 2011, 2012a,b; De Pelsmaeker et al., 2015].

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Ключом в изучении термальных процессов с помощью АФТ исследований является понимание кинематики процесса отжига треков. Отжиг (annealing) треков апатита это термально активизированный процесс, происходящий на интервалах температур обычно выше 100—120 °С в масштабах геологического времени. С увеличением уровней отжига треки начинают прогрессивно укорачиваться и, когда порода охладится до диапазона температур относительной трековой стабильности, сохраняют большую часть своей первоначальной длины. Во время отжига треки будут укорочены до длин, контролируемых максимальными температурами, до которых они были доведены. Следовательно, длины отдельных треков отображают палеотемпературы, накопленные образцами за различные временные интервалы. Рассмотрение трекового возраста и данных длин вместе отражает комбинацию времени, за которое треки сохранились, и термальную историю пород за этот временной период. Поэтому интеграция трекового возраста и параметров трековых длин может установить строгие ограничения истории охлаждения через зону частичного отжига треков (partial annealing zone), т. е. позволяет определить, какими были скорость и продолжительность охлаждения изучаемого образца.

Измеренные данные по трекам и смоделированные термальные истории могут быть визуализированы посредством термотектонического моделирования, основанного на количественном понимании динамики отжига треков [Laslett et al., 1987]. Моделирование заключается в создании серий изображений, которые отображают региональное распределение трековых параметров (трековых возрастов и средних трековых длин), интегрированные в пространстве термальные и денудационные истории, эволюцию палеорельефа. Распределение трековых возрастов и трековых длин должно демонстрировать общие тенденции в региональном масштабе, отображающие характер поднятия образцов через зону частичного отжига. Области с минимальными значениями трековых возрастов могут трактоваться как более позднее пересечение коровой изотермы 100 °С относительно прилегающих территорий с максимальными значениями. В свою очередь, трековые длины определяют время нахождения образца в температурном интервале зоны частичного отжига (60—90 °С): наиболее длительное пребывание дает широкое распределение укороченных длин треков. Методика термотектонического моделирования описана в серии работ [Gleadow et al., 2002; Kohn et al., 2005] для Южной Канады, Южной и Восточной Африки, Австралии. Значения палеотемператур изображаются на схеме в виде палеоизотерм. Серия таких изображений для близких временных отметок, при условии, что все образцы были отобраны с дневной поверхности, демонстрирует динамику и характер остывания породы в региональном масштабе. Термальная история региона конвертируется в денудационную хронологию с учетом геотермального градиента, который в среднем составляет 25—30 °С. Серия денудационных изображений отображает объемы материала, денудированного за выбранный интервал времени, а следовательно, и скорости денудационных событий, привязанных к абсолютной геохронологической шкале. С помощью комбинации денудационной информации с данными цифровой модели рельефа моделируется эволюция палеорельефа. Последний оценивается путем последовательного вычитания количества материала, удаленного денудацией в определенный период времени на текущей поверхности с установлением изостатического равновесия. Такие реконструированные оценки палеовысот необходимо интерпретировать с некоторой осторожностью, так как они отражают только пассивный ответ на денудационную разгрузку и не отображают возможные сопутствующие эпизоды тектонического поднятия, падение уровня относительно современной поверхности Земли или корректировку для локальной деформации и/или надвигообразования [Kohn et al., 2005].

Поднятие поверхности — это главный фактор, измеряемый для извлечения информации о тектонических силах, действующих в горных поясах [England, Molnar, 1990]. Термин «тектоническое поднятие» (tectonic uplift) используется тогда, когда движущая сила вертикальных движений тектонического

происхождения. В большинстве случаев тектоническое поднятие достигается утолщением коры с горизонтальным укорочением, которое контролируется скоростями движения тектонических плит [Harrison, 1994]. Удаление материала с поверхности подразумевает удаление массы из корового сегмента литосферы, образуя нарушение плотностного равновесия, которое затем компенсируется изостатическим откликом, но при этом скорости денудации ничего не говорят о скоростях поднятия поверхности [England, Molnar, 1990]. Более того, большие высоты это не основной фактор в пользу высоких скоростей эрозии. На самом деле, разность в высотах, рассмотренная на определенном горизонтальном отрезке (рельефе), играет ключевую роль в этом вопросе. Рельеф главным образом зависит от флювиального или гляциального вреза и, следовательно, также управляется климатом [Sugai, Ohmori, 1999]. С другой стороны, изменение рельефа в комбинации с изостатическим откликом может также вызвать так называемое изостатическое поднятие горных вершин или поднятие гребня. Например, этот процесс отвечает за 20—30 % поднятия пиков в Гималайском орогене [Montgomery, 1994]. Изостатическая компонента обусловлена эрозионной разгрузкой определенного столба пород и может быть связана с речным врезом, который, в свою очередь, связан с климатическими изменениями, иногда вызванными ростом самого орогена [Willett, 1999; Peizhen et al., 2001; Hartshorn et al., 2002]. Поднятие Тибетского плато — это показательная иллюстрация этого факта, что отразилось в резком изменении модели атмосферной циркуляции в Азии и привело к влажному муссонному климату в Юго-Восточной Азии и аридным условиям в Центральной Азии.

Таким образом, метод трекового анализа позволяет выявлять этапы пенеппенизации и тектонической активности, а по термальной истории апатита можно определить скорость эрозии и мощность денудированной толщи. Термальная история пород моделируется компьютерной программой [Ketchum et al., 2005] с построением графиков, отображающих тренд изменения температурного режима породы во времени (t , T). Принимая за основу градиент изменения температур с глубиной (25—30 °C/км), по полученному t , T -тренду можно подсчитать за какое время и какой мощности слой пород был денудирован. Пологое поведение линии t , T -тренда интерпретируется как период тектонической стабилизации в регионе с формированием пенеппена. Значения наклона линии указывают на скорость и интенсивность денудации, что может рассматриваться как степень тектонической активизации в регионе, выраженной в росте горных систем и поднятий.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕСТА ОТБОРА ОБРАЗЦОВ

Горный Алтай является частью крупнейшей в мире Центрально-Азиатской внутриконтинентальной горной области (рис. 1). Она протягивается от зоны активных деформаций Индо-Евразийской коллизии (Гималаи, Памир, Тибет) на север через Тянь-Шань, включает горные пояса Южной Сибири и Байкальскую рифтовую зону Восточной Сибири. Северным ограничением деформационного фронта является Сибирская платформа. Структура основания Центральной Азии состоит из множества разновеликих докембрийских микроконтинентов, окруженных складчатыми поясами палеозойско-мезозойского возраста. В результате дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии передача деформаций на дальние расстояния происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов. В результате сжатия на месте складчатых зон сформировались горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.) [Dobretsov et al., 1996; Буслов и др., 2008; Буслов, 2012].

В результате дальнего воздействия конвергенции индийского континента с евразийским неотектонические процессы в Центральной Азии прояви-

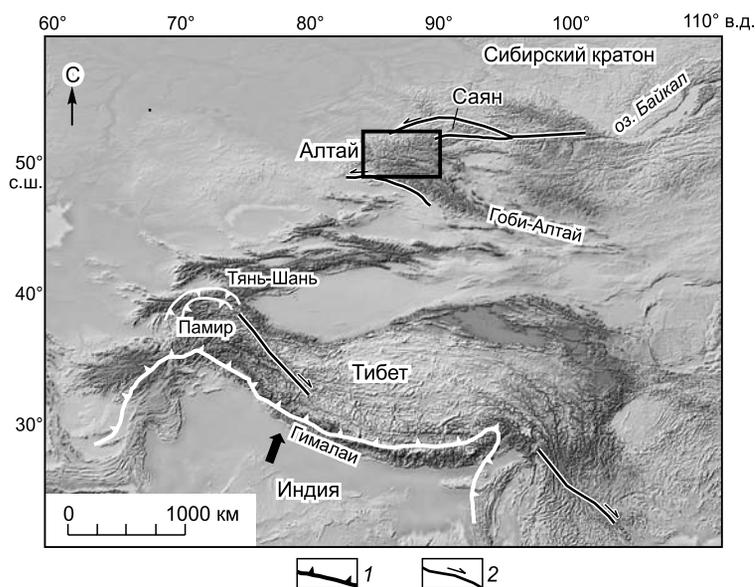


Рис. 1. Расположение Горного Алтая на топографической схеме Центральной Азии.

1 — надвиги, 2 — сдвиги.

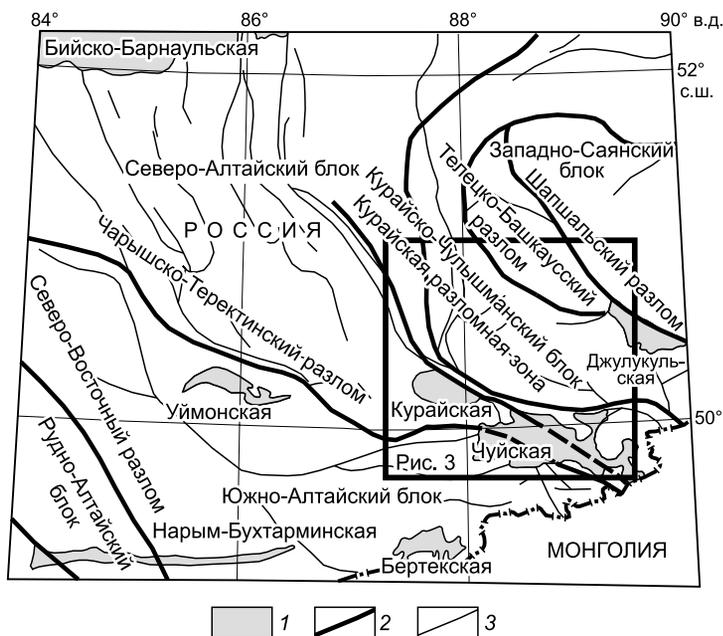


Рис. 2. Схема неотектонического районирования Горного Алтая.

1 — кайнозойские впадины, 2 — позднепалеозойские региональные сдвиги, 3 — второстепенные разломы.

лись с формированием крупных литосферных складок, осложненных разломными зонами, в пределах которых сформировались различные по морфологии впадины, разделенные хребтами [Delvaux et al., 2013]. На одних отрезках неотектонической истории впадины формировались как структуры сжатия (рампы или полурампы), на других — как структуры присдвигового растяжения (грабены, структуры типа пулл-апарт) или как сдвиговые зоны без заметного выражения их в рельефе [Molnar, Tarponnier, 1975; Добрецов и др., 1995; Дельво и др., 1995; Dobretsov et al., 1996;

De Grave et al., 2002, 2007a,b, 2012, 2013; Thomas et al., 2002; Buslov et al., 2007; Буслов и др., 2008, 2012; Sobel et al., 2008; Glorie et al., 2010, 2012a; Забелина и др., 2013; Буслов, 2013; Delvaux et al., 2013].

На Горном Алтае наиболее контрастные кайнозойские движения и деформации проявились в его юго-восточной части вблизи границы с Монголией (рис. 2, 3), где обособились высокогорные Чулышманское плато (Курайско-Чулышманский блок) и Укокское плато (северо-восточная часть Южно-Алтайского блока) и разделяющие их горные хребты (Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Курайский, Шапшальский и др.). В плейстоцене деформации распространились на более северные районы Горного Алтая, где они реализовались в образовании приразломных впадин (например, Телецкого озера) или субширотных тектонических ступеней. Контрастность неотектонических движений на Горном Алтае убывает в северном направлении. В центральной и северной частях Горного Алтая сформировались сводовые поднятия, ограниченные субширотной зоной разломов, по которой палеозойские образования Горно-Алтайского блока надвинуты на олигоцен-четвертичные отложения Бийско-Барнаульской впадины с амплитудой до 700 м [Зятькова, 1977; Добрецов и др., 1995].

Реконструкции позднемезозойско-кайнозойской эволюции юго-восточной части Горного Алтая основываются на термотектоническом развитии Южно-Алтайского, Курайско-Чулышманского и Западно-Саянского блоков (см. рис. 2), разделенных зонами активных разломов. Они сформировались в результате реактивации региональных позднепалеозойских разломных структур (Чарышско-Теректинской, Курайской, Телецко-Башкауской и Шапшальской). Образцы для трекового анализа апатитов отбирались главным образом из палеозойских магматических пород (табл. 1). Образцы из пород Чулышманского плато Курайско-Чулышманского блока отобраны вдоль профиля, ориентированного с запада на восток, в интервале высот 1300—2500 м. Курайский хребет, ограничивающий блок с юга, был опробован вдоль осевой части в интервале высот 2170—3024 м. Южно-Чуйский хребет, ограничивающий с севера Южно-Алтайский блок, анализировался по образцам пород, отобранных в интервале высот 2700—3500 м.

Трековое датирование апатитов проведено в Гентском университете (Бельгия), результаты аналитических процедур приведены в табл. 2, на рис. 3. При условии, что формирование гор контролируется реактивацией разломных зон, результаты трекового анализа позволили получить данные о времени и интенсивности неотектонических движений, обосновать выводы о возрастах тектонической активизации изучаемой территории, а также скоростях и объемах денудации. Кроме того, трековое датирование позволило сделать вывод об эволюции межгорных бассейнов и о развитии рельефа в целом.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ—КАЙНОЗОЕ

На основе анализа и корреляции стратиграфических, тектонических, геоморфологических, геоэлектрических данных и данных трекового датирования апатитов представлены результаты изучения

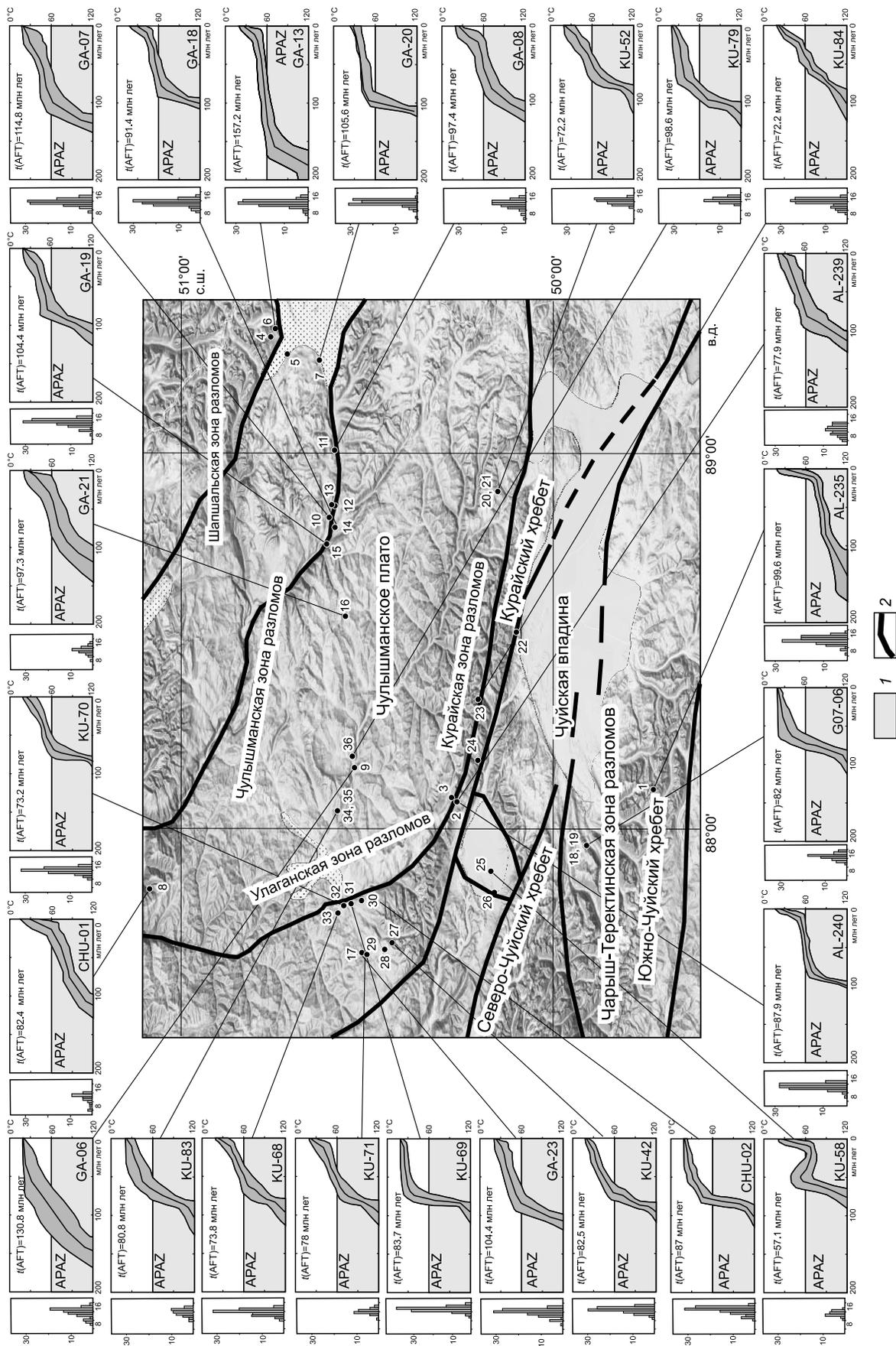


Рис. 3. Неотектоническая схема юго-восточной части Горного Алтая с положением датированных образцов и графиками, отображающими тренды изменения температурных режимов породы во времени (t, T).

Места отборов и характеристику треквого датирования образцов см. в табл. 1, 2. 1 — кайнозойские впадины, 2 — активные разломы. АРАЗ — зона частичного отжига треклов (температурный интервал 120—60 °C), t (AFT) — трекловый возраст апатита. На графиках слева: по вертикали — частота встречаемости треклов, по горизонтали — длина треклов (мкм).

Таблица 1.

Места отбора образцов и литология

№ п/п	Номер образца	Широта	Долгота	Абс. выс., м	Привязка	Литология
1	AI-235	49°44'06"	88°05'50"	3490	Джанкольский перевал	Пегматит
2	AI-239	50°16'31"	88°04'25"	2720	Ильдугемский перевал	Милонит
3	AI-240	50°16'00"	88°04'00"	2440	»	Гранодиорит
4	GA-09	50°43'00"	89°15'17"	2240	гора Марикбаши	Гнейс
5	GA-12	50°45'50"	89°18'10"	2785	гора Трехглавая	Гранодиорит
6	GA-13	50°45'11"	89°19'28"	2500	»	»
7	GA-20	50°37'54"	89°14'18"	2015	р. Узун-Уюк	Гранит
8	CHU-01	51°05'30"	87°49'50"	1350	Чульшманское плато	»
9	GA-06	50°32'21"	88°09'23"	1365	»	Гнейс
10	GA-07	50°36'21"	88°49'11"	1630	»	Габбро
11	GA-08	50°35'25"	88°59'58"	1870	»	Гнейс
12	GA-15	50°35'57"	88°51'10"	1585	»	Гнейс
13	GA-16	50°35'30"	88°51'04"	1720	»	Амфиболит
14	GA-18	50°35'26"	88°47'50"	1635	»	Гнейс
15	GA-19	50°36'49"	88°45'03"	1300	»	»
16	GA-21	50°33'48"	88°33'32"	2325	»	Диабаз
17	GA-23	50°32'57"	87°47'30"	1580	»	Гранит
18	G07-02	49°54'47"	87°56'51"	2810	Южно-Чуйский хребет	»
19	G07-06	49°54'48"	87°57'01"	2753	»	Диорит
20	KU-57	50°09'00"	88°53'25"	3000	Долина р. Кокоря	Кислый туф
21	KU-52	50°08'50"	88°53'30"	2830	»	Кв. порфир
22	KU-43	50°06'18"	88°30'52"	2557	п. Ортолык	Тоналит
23	KU-84	50°12'18"	88°20'10"	3024	Чаган-Узун	Диорит
24	KU-66	50°12'28"	88°10'25"	2170	Долина р. Тыбтугом	»
25	KU-58	50°10'11"	87°52'52"	1564	р. Чуя	Кислый туф
26	KU-59	50°09'31"	87°49'14"	1680	р. Ак-тру	Гранит
27	KU-42	50°26'13"	87°41'23"	2514	р. Чибитка	Ортогнейс
28	KU-41	50°27'20"	87°40'29"	2157	»	»
29	KU-71	50°30'11"	87°39'23"	2033	Улаганский перевал	Диорит
30	CHU-02	50°32'57"	87°47'32"	1585	»	Гранит
31	KU-69	50°35'07"	87°46'03"	1609	»	Ортогнейс
32	KU-70	50°34'56"	87°46'15"	1614	»	Гранодиорит
33	KU-68	50°34'11"	87°47'16"	1630	»	Ортогнейс
34	KU-82	50°35'08"	88°02'23"	1711	р. Малый Улаган	Габбро
35	KU-83	50°35'08"	88°02'23"	1711	»	Кварцевый порфир
36	KU-79	50°32'26"	88°10'56"	1425	п. Саратана, р. Атуркол	Гранит

Примечание. 1—7 — [De Grave et al., 2007a,b], 8—17 — [De Grave et al., 2008], 18—36 — [Glorie et al., 2012a].

эволюции тектонических процессов и рельефа горного обрамления Курайско-Чуйской впадины юго-восточной части Горного Алтая.

Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Курайского хребта. Для интерпретации термальной истории пород Курайского хребта использован обр. KU-43 (раннекембрийский тоналит, 50°06'18" N, 088°30'52" E, $h = 2557$ м), отобранный в основании Курайского хребта, так как он является наиболее показательным для выявления принципиально различных этапов его формирования (рис. 3, 4). В термальной истории образца выделено три этапа. *Первый этап* от 125 до 112 млн лет (ранний мел, аптский ярус) характеризуется крутым углом наклона линии t , T -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120 до 50 °С. На *втором этапе* от 112 до 7 млн лет (мел—неоген) угол наклона линии t , T -тренда становится субгоризонтальным, что указывает на медленное постепенное охлаждение образца от 50 до 45 °С. *Третий этап*, последние 7 млн лет (поздний миоцен—голоцен), проявлен крутым углом наклона t , T -тренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от 45 до 20 °С. При изменении нормального градиента температур (25—30 °С на 1 км) получается, что породы Курайского

Таблица 2.

Результаты трекового анализа апатита

№ п/п	Номер образца	n^a	$\rho_s (\pm 1\sigma)^b$	N_s^c	$\rho_i (\pm 1\sigma)^b$	N_i^c	$\rho_d (\pm 1\sigma)^b$	N_d^c	$P(\chi^2)^d$	$t(\zeta)^e$	l_m^f	n^f	σ^f
1	AI-235	30	2.175 (0.055)	1580	1.263 (0.042)	912	4.133 (0.080)	2633	0.36	99.6 ± 4.7	13.8	100	1.7
2	AI-239	50	1.219 (0.032)	1486	0.683 (0.024)	832	3.315 (0.083)	1614	1.00	77.9 ± 4.0	11.2	51	2.2
3	AI-240	30	1.657 (0.026)	3937	0.950 (0.020)	2257	3.934 (0.111)	1259	1.00	87.9 ± 3.5	13.5	100	1.3
4	GA-09	30	2.009 (0.068)	862	0.992 (0.046)	457	4.054 (0.080)	2595	0.99	97.5 ± 6.0	—	—	—
5	GA-12	30	3.433 (0.100)	1188	1.407 (0.063)	503	4.049 (0.079)	2592	0.30	132.6 ± 7.6	—	—	—
6	GA-13	30	2.846 (0.078)	1332	0.872 (0.043)	408	3.851 (0.083)	2169	0.99	157.2 ± 9.6	13.4	100	1.4
7	GA-20	20	1.197 (0.031)	1532	0.588 (0.021)	753	4.024 (0.079)	2576	0.76	105.6 ± 5.2	14.1	100	1.4
8	CHU-01	30	1.841 (0.075)	601	1.216 (0.061)	397	3.293 (0.082)	1603	0.52	82.4 ± 5.8	11.8	32	2.3
9	GA-06	60	0.800 (0.029)	768	0.310 (0.018)	298	4.068 (0.080)	2604	1.00	130.8 ± 9.3	13.9	65	2
10	GA-07	50	1.283 (0.041)	1001	0.550 (0.027)	429	3.854 (0.083)	2171	1.00	114.8 ± 7.2	14.0	100	1.4
11	GA-08	20	3.904 (0.109)	1296	2.084 (0.079)	691	4.058 (0.080)	2597	0.99	97.4 ± 5.1	13.3	65	1.8
12	GA-15	30	0.918 (0.038)	582	0.309 (0.023)	179	4.044 (0.079)	2588	0.99	152.7 ± 13.5	—	—	—
13	GA-16	35	0.873 (0.035)	619	0.352 (0.022)	262	4.039 (0.079)	2585	1.00	123.6 ± 9.5	—	—	—
14	GA-18	30	4.899 (0.085)	3307	2.609 (0.062)	1761	3.844 (0.083)	2165	1.00	91.4 ± 3.5	13.6	100	1.4
15	GA-19	50	2.698 (0.062)	1865	1.463 (0.046)	1011	4.034 (0.079)	2582	0.98	100.4 ± 4.5	14.0	100	1.5
16	GA-21	25	1.338 (0.047)	795	0.706 (0.034)	429	4.019 (0.079)	2572	1.00	97.3 ± 6.2	13.0	30	1.7
17	GA-23	30	0.964 (0.028)	1157	0.463 (0.020)	555	3.833 (0.82)	2159	0.99	104.4 ± 5.9	14.2	100	1.5
18	G07-02	13	6.410 (0.298)	464	2.904 (0.201)	208	3.889 (0.101)	1492	0.91	118.0 ± 10.4	—	—	—
19	G07-06	20	25.470 (0.860)	900	16.930 (0.690)	597	3.882 (0.093)	1738	0.55	82.0 ± 4.9	13.94	52	1.43
20	KU-57	12	5.427 (0.290)	350	4.161 (0.258)	261	4.043 (0.103)	1501	0.27	69.1 ± 6.0	—	—	—
21	KU-52	25	10.718 (0.321)	1115	7.881 (0.274)	828	3.999 (0.079)	2559	0.92	72.2 ± 3.7	13.18	62	1.2
22	KU-43	9	10.803 (0.482)	502	7.668 (0.403)	363	3.853 (0.092)	2462	0.64	73.7 ± 5.5	13.74	37	0.96
23	KU-84	16	15.781 (0.310)	2530	11.590 (0.268)	1852	3.841 (0.083)	2460	0.62	72.2 ± 2.8	12.72	97	1.78
24	KU-66	9	6.678 (0.356)	352	5.112 (0.312)	269	3.947 (0.079)	2526	0.65	61.9 ± 5.2	—	—	—
25	KU-58	16	7.683 (0.321)	572	6.226 (0.291)	457	3.938 (0.078)	2520	0.78	57.1 ± 3.8	12.21	30	1.07
26	KU-59	20	5.679 (0.288)	388	4.569 (0.257)	316	3.942 (0.078)	2523	0.97	63.5 ± 5.0	—	—	—
27	KU-42	35	5.277 (0.154)	1173	3.567 (0.127)	794	3.965 (0.079)	2538	0.92	82.5 ± 4.3	13.53	91	1.18
28	KU-41	14	8.320 (0.358)	541	5.207 (0.278)	330	3.962 (0.079)	2535	0.37	88.9 ± 6.6	—	—	—
29	KU-71	20	6.369 (0.274)	539	4.481 (0.226)	392	3.982 (0.079)	2548	0.86	78.0 ± 5.5	13.03	31	1.28
30	CHU-02	20	7.094 (0.235)	908	4.141 (0.180)	530	3.833 (0.082)	2159	0.97	87.0 ± 5.2	14.03	100	1.55
31	KU-69	25	20.260 (0.370)	3006	12.389 (0.288)	1845	3.973 (0.079)	2543	0.52	83.7 ± 3.2	14.02	100	1.02
32	KU-70	20	20.251 (0.422)	2299	14.770 (0.359)	1696	3.977 (0.079)	2545	0.06	73.2 ± 2.9	13.37	100	1.1
33	KU-68	30	13.179 (0.308)	1828	9.560 (0.261)	1343	3.969 (0.079)	2540	0.06	73.8 ± 3.2	13.10	100	1.29
34	KU-82	6	13.507 (0.694)	379	8.472 (0.554)	234	3.990 (0.079)	2554	0.28	83.2 ± 7.2	—	—	—
35	KU-83	15	11.366 (0.381)	889	7.162 (0.305)	551	3.993 (0.079)	2555	0.96	80.8 ± 4.8	13.53	37	1.27
36	KU-79	30	10.885 (0.245)	1976	5.623 (0.175)	1029	3.875 (0.078)	2480	0.92	98.6 ± 4.5	13.66	49	1.04

^a Количество проанализированных зерен.

^b ρ_s, ρ_i, ρ_d — плотности спонтанных, индуцированных треков и индуцированных треков на внешнем детекторе, представленные в 10^5 треков/см².

^c N_s, N_i, N_d — количество спонтанных, индуцированных треков и индуцированных треков на внешнем детекторе.

^d Вероятность постоянного соотношения ρ_s/ρ_i в датированных зернах.

^e Трековые возрасты апатита (млн лет).

^f Данные трековых длин апатита: средняя трековая длина (l_m) со стандартным отклонением (σ), полученные из измерений количества (n) естественных горизонтальных ограниченных треков.

хребта на первом этапе за 13 млн лет охладилась на 70 °С, что соответствует денудации примерно 2500-метровой толщи пород. На втором этапе породы охладилась на 5 °С и за 105 млн лет произошла денудация около 180-метровой толщи пород Курайского хребта. За последние 7 млн лет породы охладилась на 25 °С, и за это время произошла денудация около 825-метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 5.4 °С/млн лет (190 м/млн лет), для второго — около 0.05 °С/млн лет (1.75 м/млн лет) и третьего — около 3.6 °С/млн лет (120 м/млн лет).

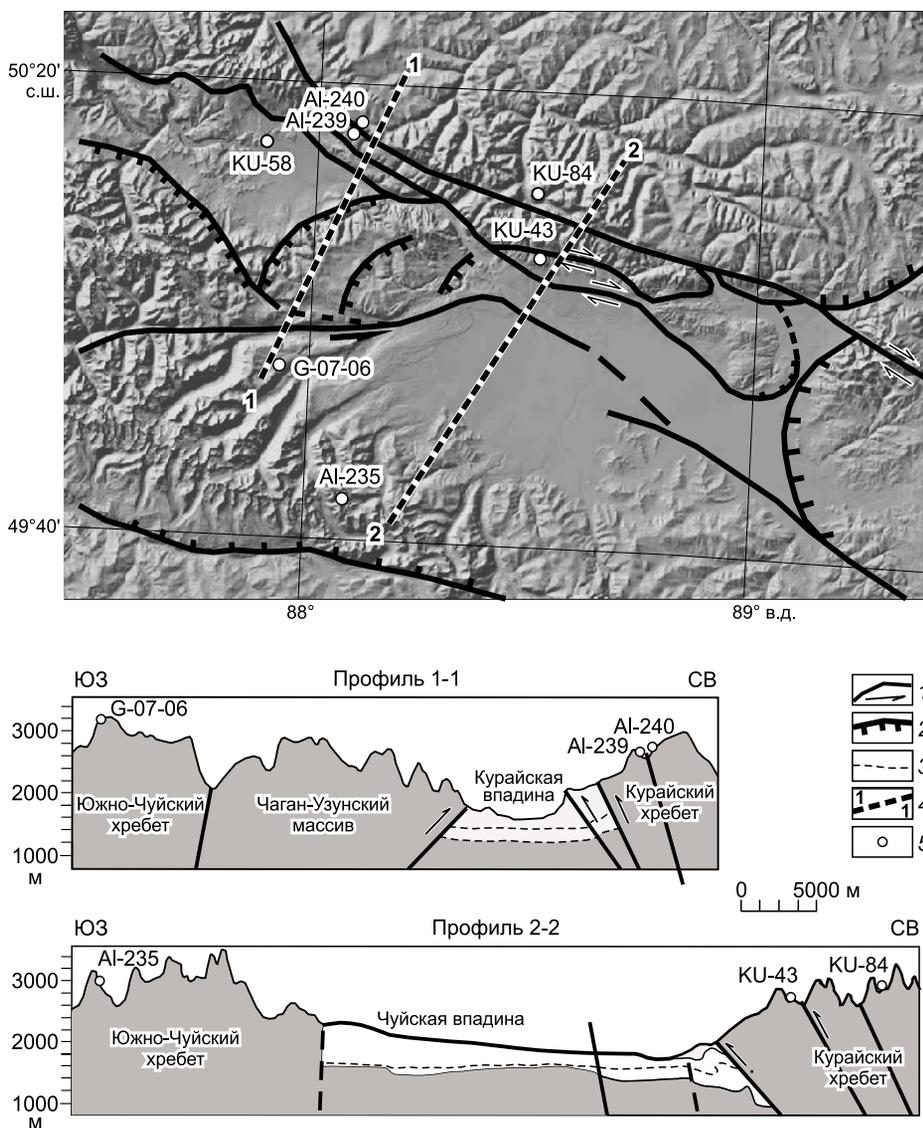


Рис. 4. Неотектоническая схема, вынесенная на теневую модель рельефа, и геологические разрезы Курайско-Чуйской впадины и горного обрамления.

1 — сдвигонадвиг и направление смещения; 2 — надвиги; 3 — литологические границы, выделенные по данным геоэлектрического зондирования [Неведрова и др., 2014]; 4 — положение разрезов; 5 — положение изученных образцов, их номера соответствуют номерам в табл. 1, 2.

Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Южно-Чуйского хребта. По аналогии с обр. KU-43 для Южно-Чуйского хребта изучена термальная история обр. G-07-06 (девонский диорит, $49^{\circ}54'48''$ N, $087^{\circ}57'01''$ E, $h = 2753$ м). Выделено четыре этапа. *Первый* от 88 до 83 млн лет (поздний мел, коньякский-сантонский ярусы) характеризуется крутым углом наклона линии t , T -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120 до 88 °С. На *втором этапе* от 83 до 25 млн лет (поздний мел—олигоцен) отмечается средний угол наклона линии t , T -тренда, что указывает на постепенное охлаждение образца от 88 до 40 °С. *Третий* от 25 до 8 млн лет (олигоцен—миоцен): субгоризонтальный наклон линии t , T -тренда, медленное постепенное охлаждение от 40 до 35 °С. *Четвертый этап*, последние 8 млн лет (миоцен—голоцен): крутой угол наклона линии t , T -тренда, быстрое охлаждение образца от 35 до 22 °С. Породы Южно-Чуйского хребта на первом этапе за 5 млн лет охладились на 32 °С, что соответствует денудации примерно 1050-метровой толщи пород. На втором этапе породы охладились на 48 °С и за 58 млн лет произошла денудация около 2000-метровой толщи пород Южно-Чуйского хребта. Третий — охлаждение на 5 °С, за 17 млн лет денудация около 165-метровой толщи пород. Четвертый — охлаждение на 13 °С, за 8 млн лет денудация около 435-метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 6.4 °С/млн лет (210 м/млн лет), для

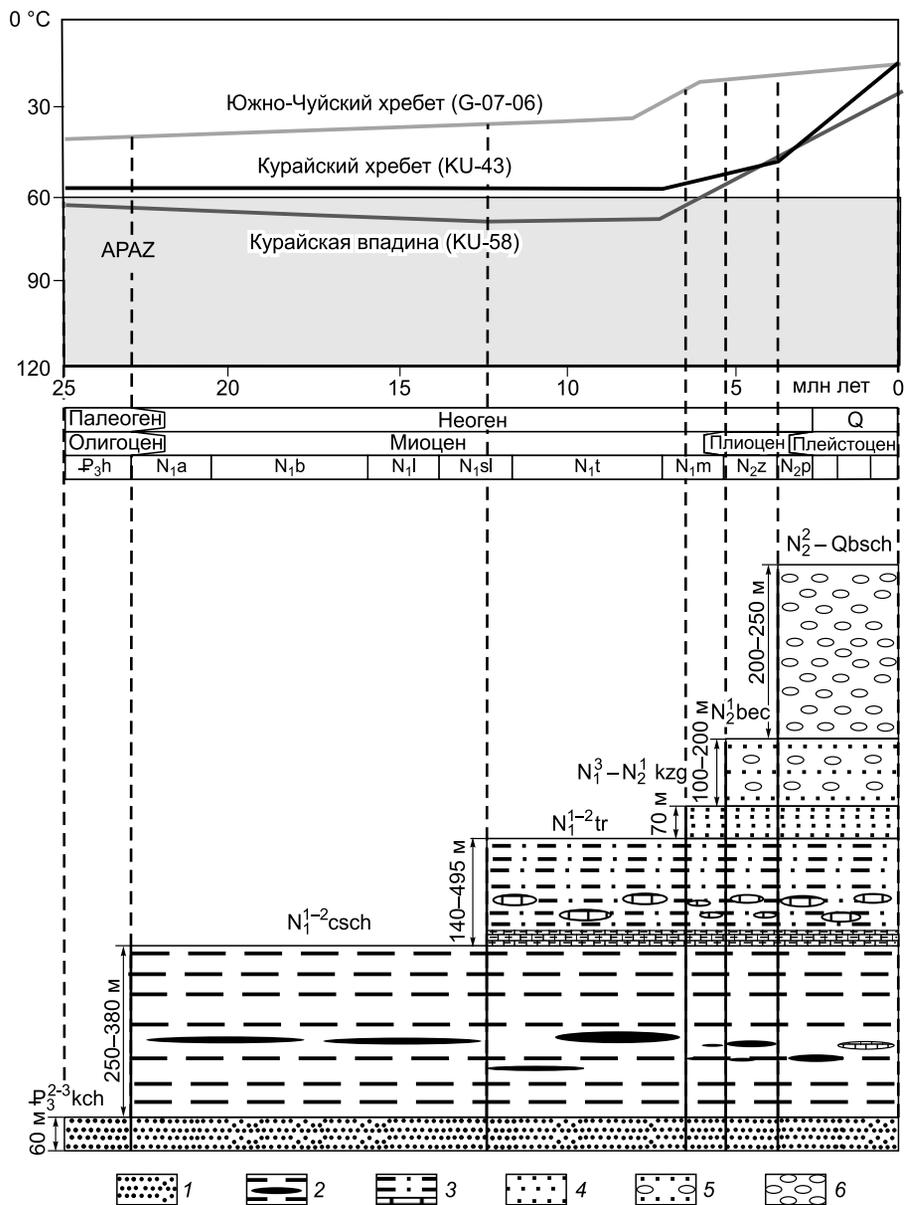


Рис. 5. Эволюция накопления осадков Курайско-Чуйской впадины (корреляционная схема стратиграфических данных и результатов трекового анализа).

1 — карачумская (kch) свита, сложенная продуктами переотложения коры выветривания; 2 — угленосные отложения кошагачской (csch) свиты; 3 — озерные отложения туерькской (tr) свиты; 4 — озерно-аллювиальные отложения кызылгирской (kzg) свиты; 5 — моласса бекенской (bec) свиты; 6 — моласса башкаусской (bshk) свиты.

второго — около $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ (34 м/млн лет), для третьего — около $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ (9.7 м/млн лет), для четвертого — около $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ (54 м/млн лет).

Позднемезозойско-кайнозойская история формирования Курайской впадины. В термальной истории обр. KU-58 (девонский фельзит, отобранный вблизи пос. Курай, $50^{\circ}10'11''\text{ N}$, $087^{\circ}52'52''\text{ E}$, $h = 1564\text{ м}$), который представляет вскрытый денудацией фундамент впадины, выделено три этапа. *Первый* от 71 до 53 млн лет (поздний мел—эоцен) характеризуется крутым углом наклона линии t , T -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120 до $50\text{ }^{\circ}\text{C}$. На *втором* от 53 до 5 млн лет (эоцен—плиоцен) линия t , T -тренда погружается, что указывает на постепенное нагревание образца от 50 до $64\text{ }^{\circ}\text{C}$. *Третий*, последние 5 млн лет (плиоцен—голоцен), проявлен субвертикальной линией t , T -тренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от 64 до $23\text{ }^{\circ}\text{C}$. Породы Курайской впадины на первом этапе за 18 млн лет охладились на $70\text{ }^{\circ}\text{C}$, что соответствует денудации примерно 2450-метровой толщи

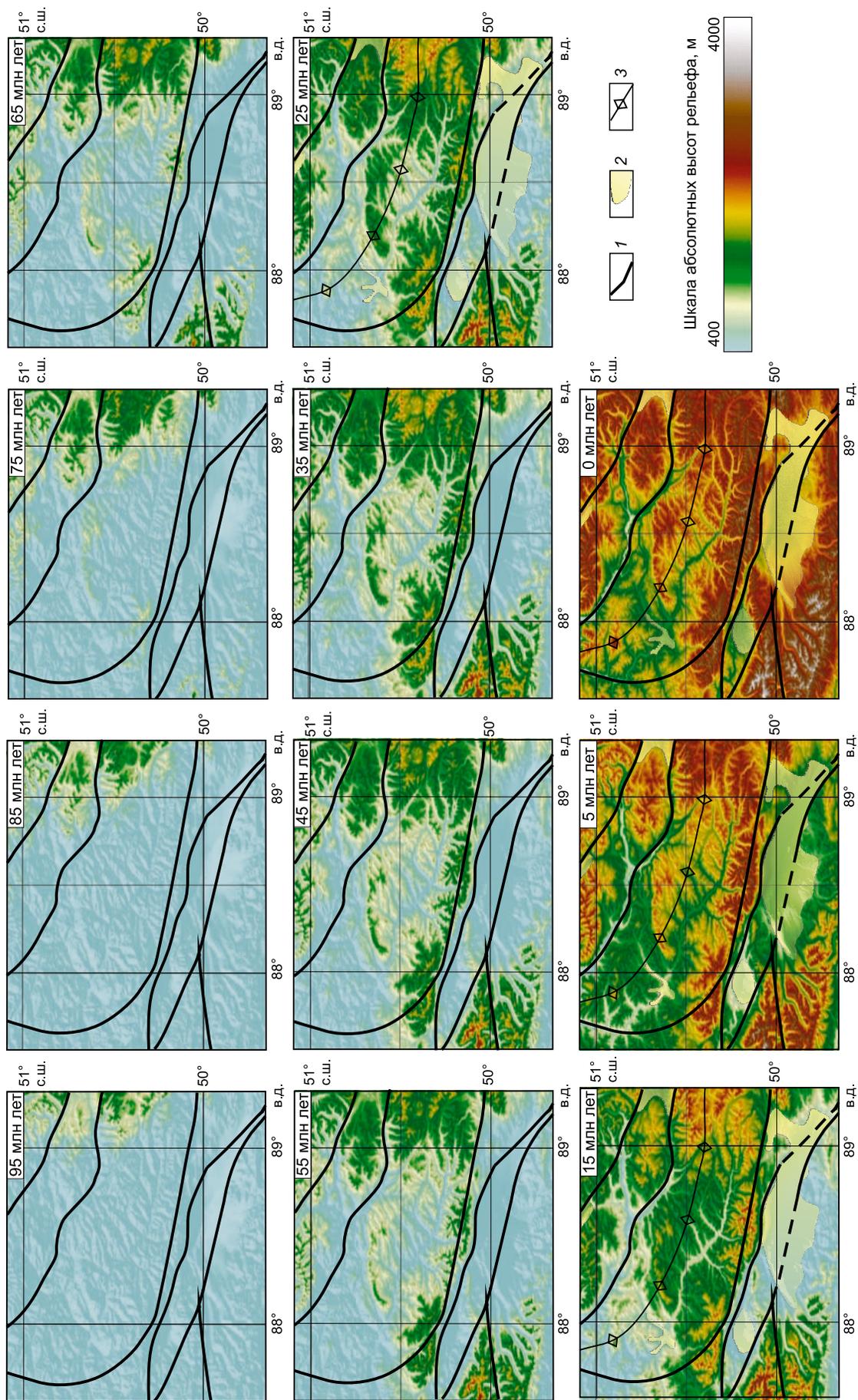


Рис. 6. Схемы позднемезозойско-кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет.

1 — линии региональных позднепалеозойских разломов, 2 — кайнозойские впадины, 3 — ось антиклинальной складки поверхности пенеплена Курайско-Чульшманского блока.

пород. На втором этапе породы нагрелись на 14 °С, это может быть трактовано как результат нагрузки фундамента палеогеновыми и неогеновыми осадками, мощность которых составляла более 400 м. За последние 5 млн лет породы охладились на 41 °С, и за это время произошла денудация около 1350-метровой толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 3.9 °С/млн лет (135 м/млн лет), для третьего — около 8.2 °С/млн лет (270 м/млн лет).

В итоге для пород Курайского хребта выявлен раннемеловой этап тектонической активности, о чем свидетельствует быстрое охлаждение (падение температуры) в образцах, затем следует период относительного спокойствия, продолжавшийся по поздний плиоцен, после которого наступает этап быстрого выноса пород на поверхность. Южно-Чуйский хребет после этапа тектонической активности продолжает расти, но со значительно меньшей скоростью, которая меняется в пределах 1 °С/млн лет; начало позднеплиоценового тектонического импульса — 6 млн л.н. (по обр. G-07-06), 2.5 млн л.н. (по обр. А1-235). В образце фундамента Курайской впадины (КУ-58) наблюдается мел-раннепалеогеновый тектонический этап, затем породы испытывают погружение вследствие накопления эоцен-миоценовых осадков, после чего в плиоцен-четвертичное время породы со скоростью около 8 °С/млн лет (270 м/млн лет) выводятся на поверхность.

Корреляция геолого-геоморфологических данных и данных трекового анализа апатитов.

Считается, что в позднем мезозое—раннем палеоцене на территории Горного Алтая формировался пенеплен и коры выветривания [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. Этот этап в трековом датировании пород Курайско-Чулышманского блока (см. рис. 3) выражен пологим наклоном линии t , T -тренда, которая начинается от 150 до 80 млн лет и заканчивается в период от 7 до 0 млн лет. В меньшей мере трековым датированием охарактеризован Южно-Алтайский блок. Можно сделать предварительный вывод, что его северная часть (см. рис. 3, т.н. 18, 19) не подвергалась интенсивной денудации в последние 80 млн лет, тогда как южнее (см. рис. 3, т.н. 1), вблизи активной разломной зоны, за последние 7 млн лет произошла денудация пород мощностью около 2 км. Аналогичная активизация характерна для обрамления и Курайско-Чулышманского блока. Полученная закономерность может быть объяснена тем, что во внутренних частях блоков, приподнятых относительно межгорных впадин, выполненных кайнозойскими осадками, в большей мере сохранились реликты древней поверхности выравнивания с остатками кайнозойских осадков, например в Курайско-Чуйской впадине.

На всех графиках (см. рис. 3) линии t , T -тренда в период времени древнее чем 80 млн лет имеют крутое падение, что указывает на интенсивную и мощную денудацию пород (более 2 км за 3—5 млн лет) и может быть объяснено проявлением крупного этапа горообразования.

На рис. 5 представлено сопоставление моделей термальных историй пород фундамента Курайской впадины, Курайского и Южно-Чуйского хребтов с историей накопления кайнозойских осадков Курайско-Чуйской впадины. Отчетливо выделяются четыре типа осадков, различающихся по характеру осадконакопления. К первому относится позднемеловая-палеогеновая кора выветривания и олигоценовая карачумская свита, образованная продуктами ее переотложения. Второй тип — угленосные отложения кошагачской свиты, третий — аллювиально-озерные и озерные глинисто-карбонатные отложения туерькской и кызылгирской свит. К четвертому относятся моласса бекенской и башкаусской свит.

По результатам трекового датирования выявлено, что в юго-восточной части Горного Алтая (рис. 6) в конце мезозоя (95—65 млн лет) существовал среднерасчлененный рельеф с абсолютными высотами от 1000 до 1600 м. В палеогене (65—25 млн лет) произошла дифференциация рельефа, он стал высокогорным (с отметками высот от 1000 до 2500 м). В этот период времени обособились Южно-Алтайский, Курайско-Чулышманский и Западно-Саянский блоки, представляющие собой высокогорные плато, разделенные впадинами, расположенными в зонах региональных раломов (Чарышско-Теректинского, Курайского и Шапшальского). Рельеф формировался в результате складчатых деформаций литосферы, в том числе поверхности пенеплена, как результат начальной стадии дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии [Delvaux et al., 2013]. Так, для Курайско-Чулышманского блока прослеживается формирование антиклинальной складки начиная с 25 млн лет. В это же время к юго-западу на поверхности пенеплена формируется синклиналиная складка, выполненная осадками Курайско-Чуйской впадины. В конце олигоцена впадина заполнялась переотложенной корой выветривания (карачумская свита и ее аналоги), поступающей из высокогорных плато (антиклинальных складок). Затем в период 26—12 млн л.н. рельеф существенно не менялся, и впадины выполнялись угленосными отложениями кошагачской свиты. Углубление бассейна с формированием глинисто-карбонатных позднемиоценовых отложений туерькской и кызылгирской свит (суммарная мощность 565 м) фиксируется погружением T , t -тренда образца из фундамента Курайской впадины. В это время начали формироваться тектонические уступы, усиливалась эрозия и седиментация грубообломочных осадков в бассейне [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. Начало роста горного обрамления Курайско-Чуйской впадины маркируется образованием в краевых частях бассейна грубых прослоев со слабоокатанными обломками. На моделях термальных историй это событие отражается в смене угла наклона T , t -тренда на более крутой. Далее

(на примере термальной истории Курайского хребта) наклон T, t -тренда становится более крутым, тектонические движения — интенсивными, произошло надвигание блоков на отложения впадин с постепенным вовлечением их краевых частей в процесс горообразования. Этот этап отразился в литологической летописи накоплением позднеплиоцен-четвертичной молассы бекенской и башкаусской свит мощностью до 250 м [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995].

ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Региональное распределение трековых параметров (трековых возрастов и средних трековых длин) для юго-восточной части Горного Алтая представлено на рис. 7, *а, б*. Распределение трековых возрастов попадает от 60 до 150 млн лет с концентрацией относительно более молодых возрастов в зоне Курайско-Чуйского прогиба и территории, уходящей на север к Телецкому грабену. Эта так называемая аномальная зона означает более позднее пересечение коровой изотермы 100 °С относительно прилегающих территорий и, следовательно, более позднее вертикальное поднятие. На карте распределения средних трековых длин аномальная зона (более теплые тона, см. рис. 7, *б*) с низкими значениями (12 мкм) означает задержку массивов в зоне частичного отжига, зеленые оттенки — относительно быстрый вывод пород на поверхность. Выделенная по трековым параметрам зона коррелируется с современной сейсмически-активной областью, доказанной геофизическими наблюдениями за последние 50 лет: эпицентры

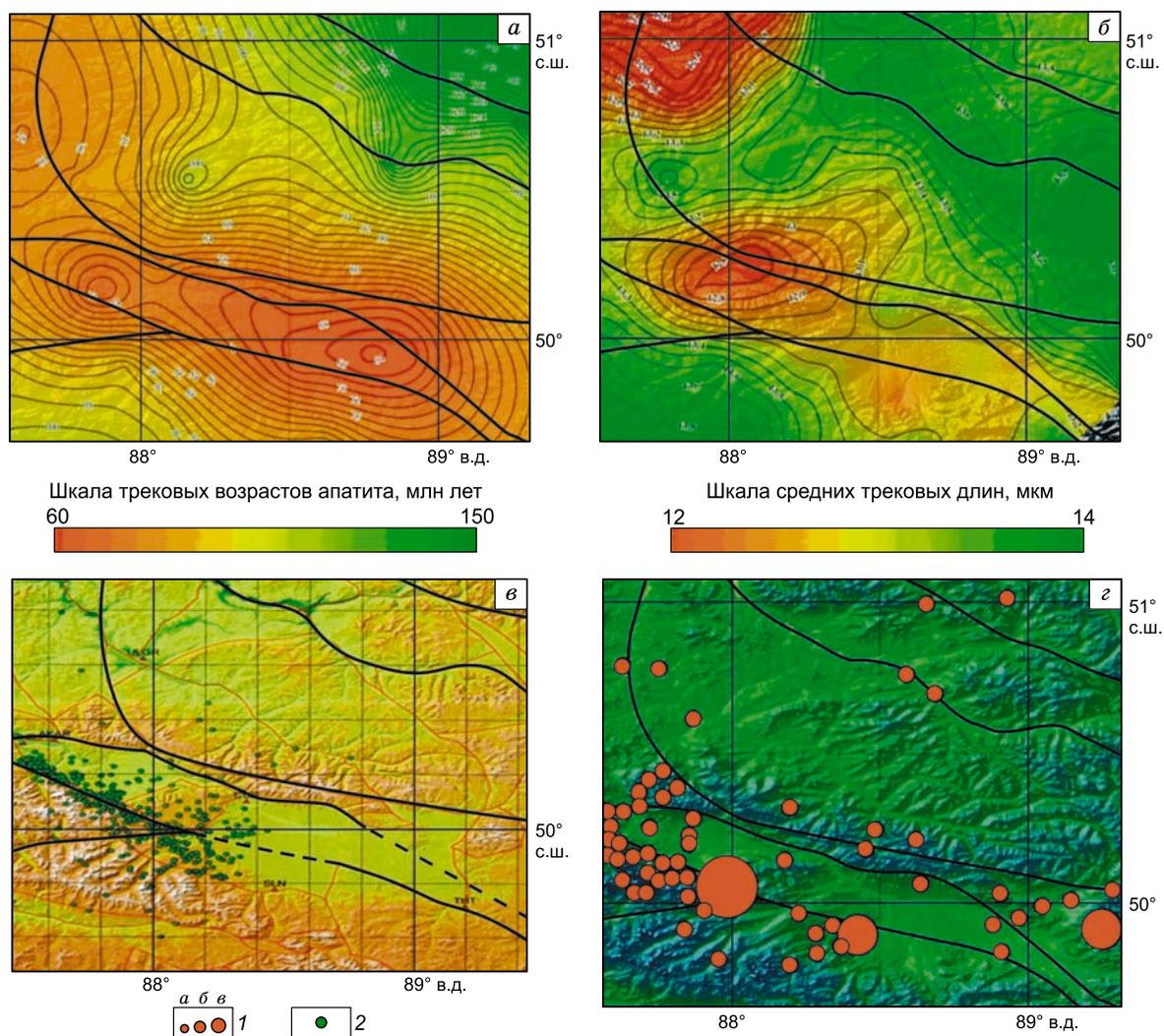


Рис. 7. Региональное распределение трековых параметров (трековых возрастов и средних трековых длин) для юго-восточной части Горного Алтая для возрастных интервалов 60—150 млн лет (*а*), распределение средних трековых длин (*б*), современная сейсмическая активность: положение афтершоков (*в*) и эпицентров крупнейших землетрясений (*г*).

1 — эпицентры землетрясений с $M = 3$ (*а*), 5 (*б*), 8 (*в*); 2 — эпицентры афтершоков. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

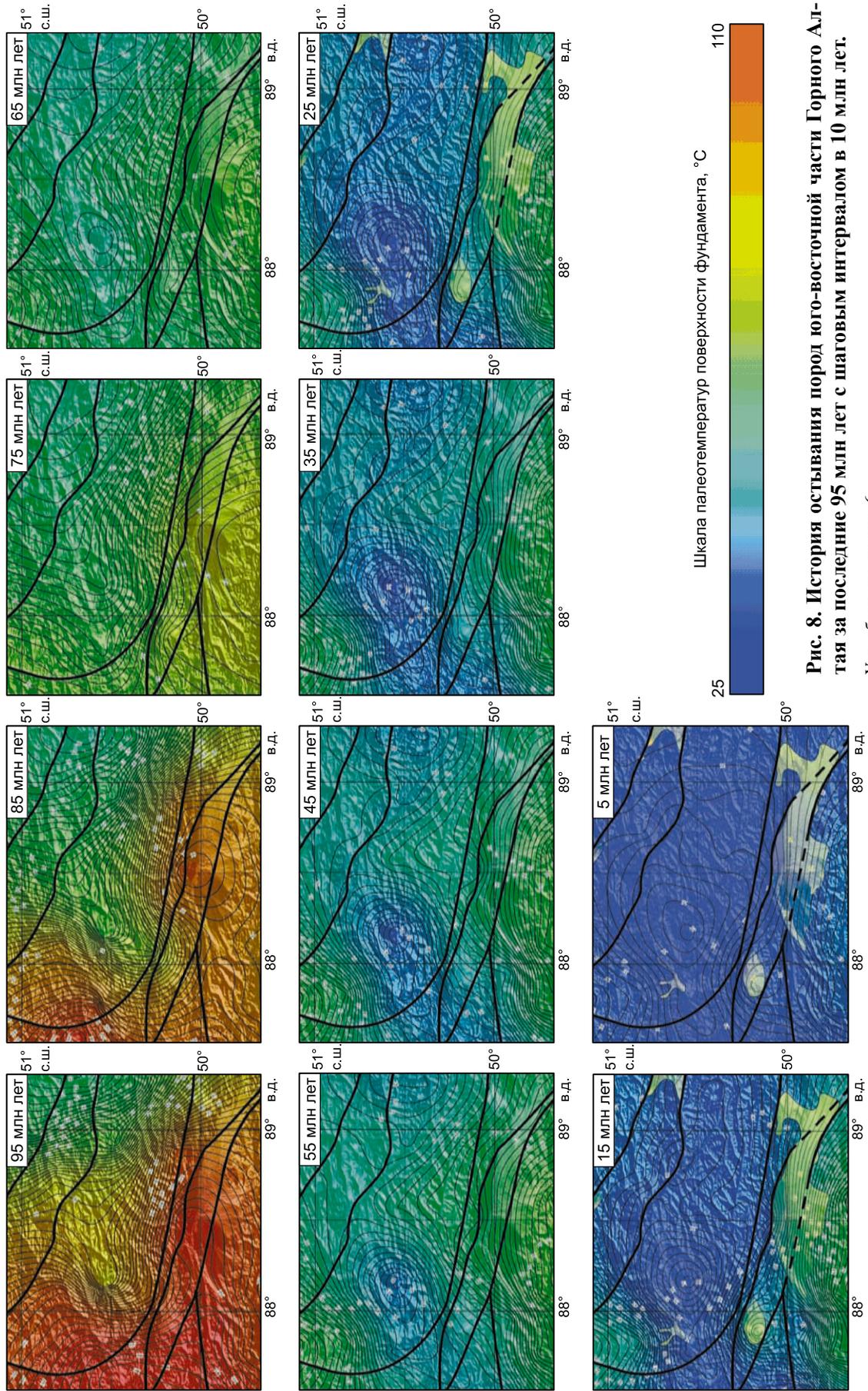


Рис. 8. История остывания пород юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет с шаговым интервалом в 10 млн лет.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

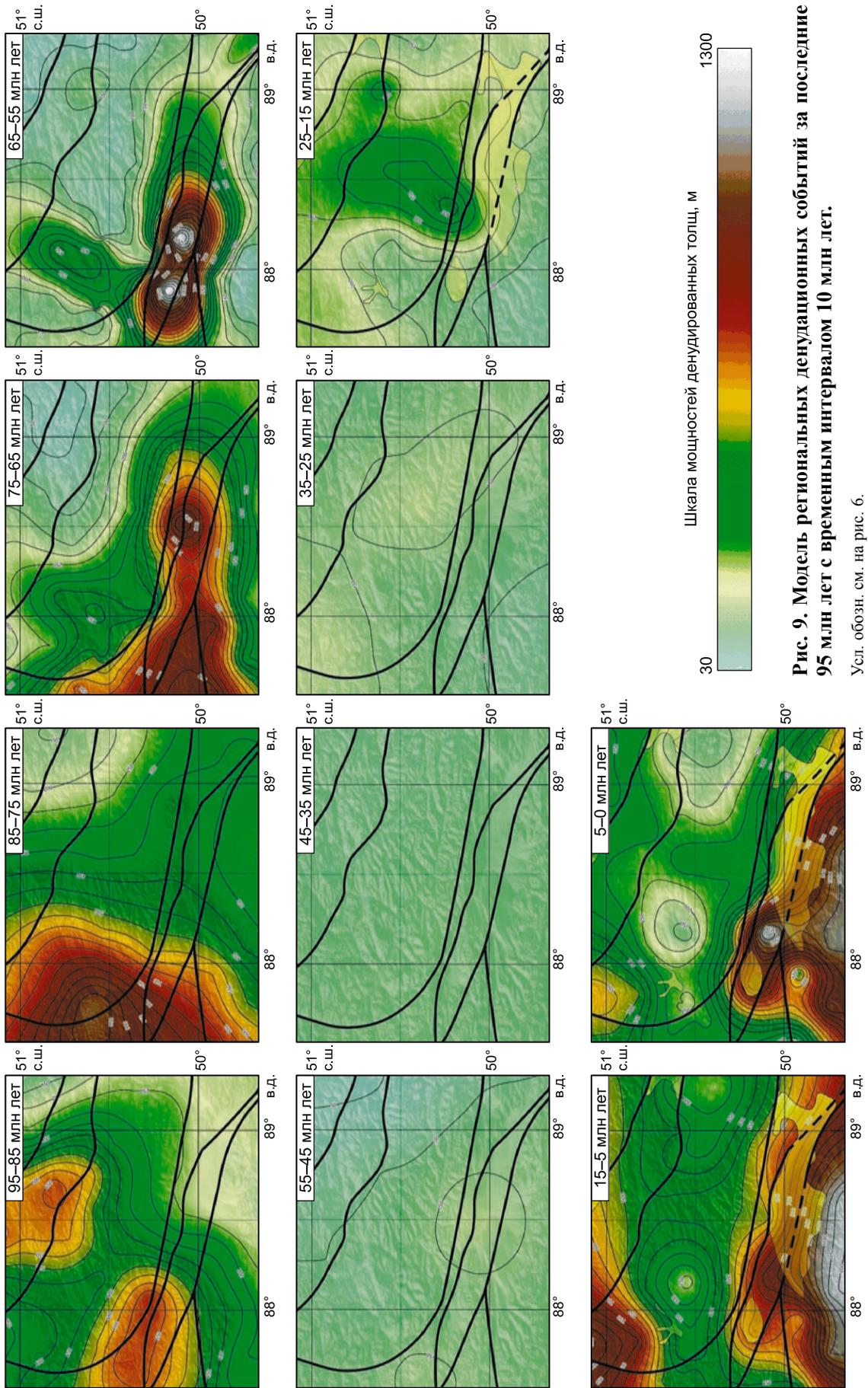


Рис. 9. Модель региональных денудационных событий за последние 95 млн лет с временным интервалом 10 млн лет.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

крупнейших землетрясений и афтершоков сконцентрированы в районе Курайско-Чуйского прогиба (см. рис. 7, в, з).

Результаты моделирования термальных историй пород отражают региональную историю охлаждения современных пород поверхности во время их транспортировки через верхнюю кору. На рис. 8 изображена история остывания пород юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет с шагом интервалом в 10 млн лет. Динамика остывания территории неоднородна, однако выявляются общие закономерности. Наиболее быстрое охлаждение произошло во временном интервале с 95 до 75 млн лет и за последние 15 млн лет. Относительно стабильное положение палеоизотерм отмечается в интервале от 55 до 25 млн лет.

На рис. 9 приведена модель региональных денудационных событий за последние 95 млн лет с временным интервалом 10 млн лет. На серии изображений показаны объемы денудированных толщ в размере от 30 до 1300 м. Смена областей с максимальной денудацией указывает на этапы активности региональных позднепалеозойских зон разломов. На территории Юго-Восточного Горного Алтая выделяются четыре этапа с различными показателями объемов (скоростей) денудации за последние 95 млн лет. Во время первого этапа (95—55 млн лет) наиболее мощной денудации была подвержена зона сочленения Чарышско-Теректинского и Курайского разломов. Показатели денудации для других участков территории незначительны. Во время второго этапа (55—25 млн лет) вся территория Юго-Восточного Горного Алтая прибывала в стабильном тектоническом состоянии с минимальными объемами денудации. Третий этап в денудационной хронологии (25—15 млн лет) отличается от второго по незначительно повышенным объемам денудации пород Курайско-Чулышманского блока на фоне общей тектонической стабильности. Последние 15 млн лет (четвертый этап) — активная реактивация разломных зон Юго-Восточного Горного Алтая с максимальными объемами денудации в зоне Курайско-Чуйского прогиба.

При термотектоническом моделировании учитываются только расчеты вертикальных движений, полученные по данным трекового датирования, однако используемый подход имеет большой потенциал в восстановлении эволюции рельефа на протяжении почти 100 млн лет (см. рис. 6). На серии палеотопографических карт можно отметить, что с 95 до 65 млн лет территория Юго-Восточного Алтая развивалась как выровненная поверхность с приподнятым северо-восточным участком (район Шапшальского хребта Западно-Саянского блока). Временной интервал 55—25 млн лет характеризуется равномерной денудацией территории и отсутствием каких-либо тектонических поднятий. За последние 15 млн лет произошла мощная денудация пород Южно-Алтайского и Западно-Санского блоков, в то время как Курайско-Чулышманский блок подвергся минимальной денудации пород.

На рис. 6 приведены палеогеографические схемы за последние 95 млн лет с временным интервалом через 10 млн лет. Современная орография юго-восточной части Горного Алтая была сформирована за последние 5 млн лет. В этот период времени образовались максимально высокие горные системы и межгорные впадины, в которых произошло накопление моласс бекенской и башкауской свит мощностью до 250 м [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. В период 12—5 млн лет произошло накопление озерных отложений туерыкской и кызылгирской свит суммарной мощностью до 565 м. Озерные отложения сохранились в Курайско-Чуйской впадине и, вероятно, распространялись гораздо шире. Судя по результатам термотектонического моделирования, отображенного на палеогеографических схемах (см. рис. 6), крупные озера существовали как в южной, так и в северной частях региона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В настоящей статье обобщены результаты трекового датирования апатитов и приведена их корреляция со стратиграфическими, геоэлектрическими, тектоническими и геоморфологическими данными. Показано, что средняя региональная скорость денудации пород юго-восточной части Горного Алтая отражается в трех термотектонических событиях: 1) позднемеловая-раннепалеогеновая тектоническая активизация со скоростью денудации около 200 м/млн лет, которая, возможно, связана с дальним воздействием Монголо-Охотской орогении; 2) среднепалеогеновая-раннеогеновая стабилизация с формированием поверхности выравнивания; 3) неоген-четвертичная тектоническая активизация «ступенчатого» характера со скоростью денудации до 270 м/млн лет, отражающая результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии. На анализе трекового датирования апатитов и геолого-геофизических данных представлены результаты изучения эволюции тектонических процессов и рельефа исследуемого региона за последние 100 млн лет. Построена серия палеотопографических карт юго-восточной части Горного Алтая, на которых показано, что 1) с 95 до 55 млн лет территория развивалась как выровненная поверхность с приподнятым северо-восточным участком (район Шапшальского хребта Западно-Саянского блока); 2) временной интервал 55—25 млн лет характеризуется равномерной денудацией территории и отсутствием крупных тектонических поднятий; 3) около 25 млн л.н. начальная стадия сжатия от Индо-Евразийской коллизии проявилась в формировании антиклинальной складки поверхности пенеп-

лена Чулышманского плато; 4) за последние 15 млн лет произошла мощная денудация пород в южной (Южно-Алтайский блок) и северо-западной (Западно-Саянский блок) частях, в то время как центральная часть (Курайско-Чулышманский блок) подверглась минимальной денудации пород; 5) за последние 7 млн лет были сформированы максимально высокие горные системы и межгорные впадины.

Исследования выполнены в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН и гранта Российского научного фонда (№ 154-17-20000).

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С. Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (12), с. 1720—1736.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по данным трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1628.

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика, 2008, т. 11, № 1, с. 5—13.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 126).

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 120—139.

Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 31—51.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (7), с. 906—920.

Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 75—90.

Зятыкова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, Наука, 1977, 215 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 366).

Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 119—132.

Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 64—74.

Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 205—214.

Brown R.W., Summerfield M.A., Gleadow A.J.W. Apatite fission track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications of long-term landscape development // Process models and theoretical geomorphology / Ed. M.J. Kirkby. New York, Wiley, 1994, p. 23—53.

De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*, 2002, v. 349, p. 145—159.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range — intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007a, v. 29, p. 2—9.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007b, v. 29, p. 188—204.

De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyzman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiat. Meas.*, 2008, v. 43, p. 38—42.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O. Multi-method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution // *Thermochronological methods: From paleotemperature Constraints to Landscape evolution models* / Eds. F. Lisker, B. Ventura, U.A. Glasmacher. Geol. Soc. London, Special Publications, 2009, v. 324, p. 237—259.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Elburg M., Batalev V.Yu., Vanhaeke F., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermo-chronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Res.*, 2011a, v. 20, p. 745—763.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*, 2011b, v. 23, p. 248—256.

De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M.A., Vanhaecke F. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 44, Spec. Iss., p. 149—168.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Stockli D.F., McWilliams M.O., Batalev V.Y., Van den Haute P. Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 998—1020.

De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Mezo-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement // *Tectonophysics*, 2015, v. 622, p. 416—433, doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.014.

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // *Tectonophysics*, 2013, v. 602, p. 194—222.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.

England P., Molnar P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks // *Geology*, 1990, v. 18, p. 1173—1177.

Farley K.A. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications // *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry* // *Rev. Miner. Geochem.*, 2002, v. 47, p. 819—844.

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.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den Haute P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // *J. Asian Earth Sci.*, 2010, v. 38, p. 131—146.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Yu., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Thermotectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*, 2011, v. 30, TC6016.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*, 2012a, v. 544—545, p. 75—92.

Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Van den Haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): new constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and paleostress analysis // *J. Asian Earth Sci.*, 2012b, v. 45, p. 138—149.

Harrison C.G.A. Rates of continental erosion and mountain building // *Geologische Rundschau*, 1994, v. 83, p. 431—447.

Hartshorn K., Hovius N., Dade W.B., Slingerland R.L. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt // *Science*, 2002, v. 297, p. 2036—2038.

Ketcham R.A. Forward and inverse modelling of low-temperature thermochronometry data // *Rev. Miner. Geochem.*, 2005, v. 58, p. 275—314.

Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., Lorencak M., Noble W.P. Visualizing thermotectonic and denudation histories using apatite fission-track thermochronology // *Rev. Miner. Geochem.*, 2005, v. 58, p. 527—565.

Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. A quantitative analysis // *Chem. Geol. (Isotopes Geoscience Section)*, 1987, v. 65, p. 1—13.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. Geometry of the fault zone of the 2003 $M_s = 7.5$ Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // *Tectonophysics*, 2008, v. 453, № 1-4, p. 276—294.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*, 1975, № 189, p. 419—426.

Montgomery D.R. Valley incision and the uplift of mountain peaks // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 13913—13921.

Peizhen Z., Molnar P., Downs W.R. Increased sedimentation rates and grain sizes 2—4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates // *Nature*, 2001, v. 410, p. 891—897.

Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // *Tectonics*, 2006, v. 25, TS 2008, p. 1—17.

Sugai T., Ohmori H. A model of relief forming by tectonic uplift and valley incision in orogenesis // *Basin Res.*, 1999, v. 11, p. 43—57.

Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for central Asia // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 119—137.

Willet S.D. Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, B12, p. 28957—28981.

*Поступила в редакцию
27 апреля 2015 г.*