

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24 + 550.370 + 551.77(235.222)

ЭВОЛЮЦИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ГОРНОГО АЛТАЯ И ЕЕ ОТОБРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО  
И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ

Н.Л. Добрецов<sup>1,3</sup>, М.М. Буслов<sup>2,3</sup>, А.Н. Василевский<sup>1,3</sup>, Е.В. Ветров<sup>2,4</sup>, Н.Н. Неведрова<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>4</sup> Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,  
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

В кайнозое структура Центрально-Азиатского складчатого пояса была интенсивно реактивирована с формированием горных систем, а также сопутствующих осадочных бассейнов, сдвигонадвиговых и рамповых структур и рифтов, образованных в результате дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии. Древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации отчетливо отображены на карте гравитационных аномалий. На примере Горного Алтая на основе анализа и корреляции стратиграфических, тектонических, геоморфологических, геоэлектрических и гравитационных данных, а также термотектонического моделирования рельефа показано, что наиболее контрастные тектонические движения проявились в позднем кайнозое за последние 5 млн лет. В результате обособились высокогорные Чулышманское и Укокское плато, ограниченные горными системами и разделенные Курайско-Чуйской кайнозойской впадиной. При анализе гравитационных полей сделано предположение, что в основании впадины расположены позднекарбоновые, юрские и меловые осадочные породы, которые распространены в тектонических клиньях в их горном обрамлении.

*Неотектоника, плато, сдвиги, рампы, надвиги, трековое датирование, геоэлектрические и гравитационные поля, Горный Алтай.*

CENOZOIC HISTORY OF TOPOGRAPHY IN SOUTHEASTERN GORNY ALTAI:  
THERMOCHRONOLOGY AND RESISTIVITY AND GRAVITY RECORDS

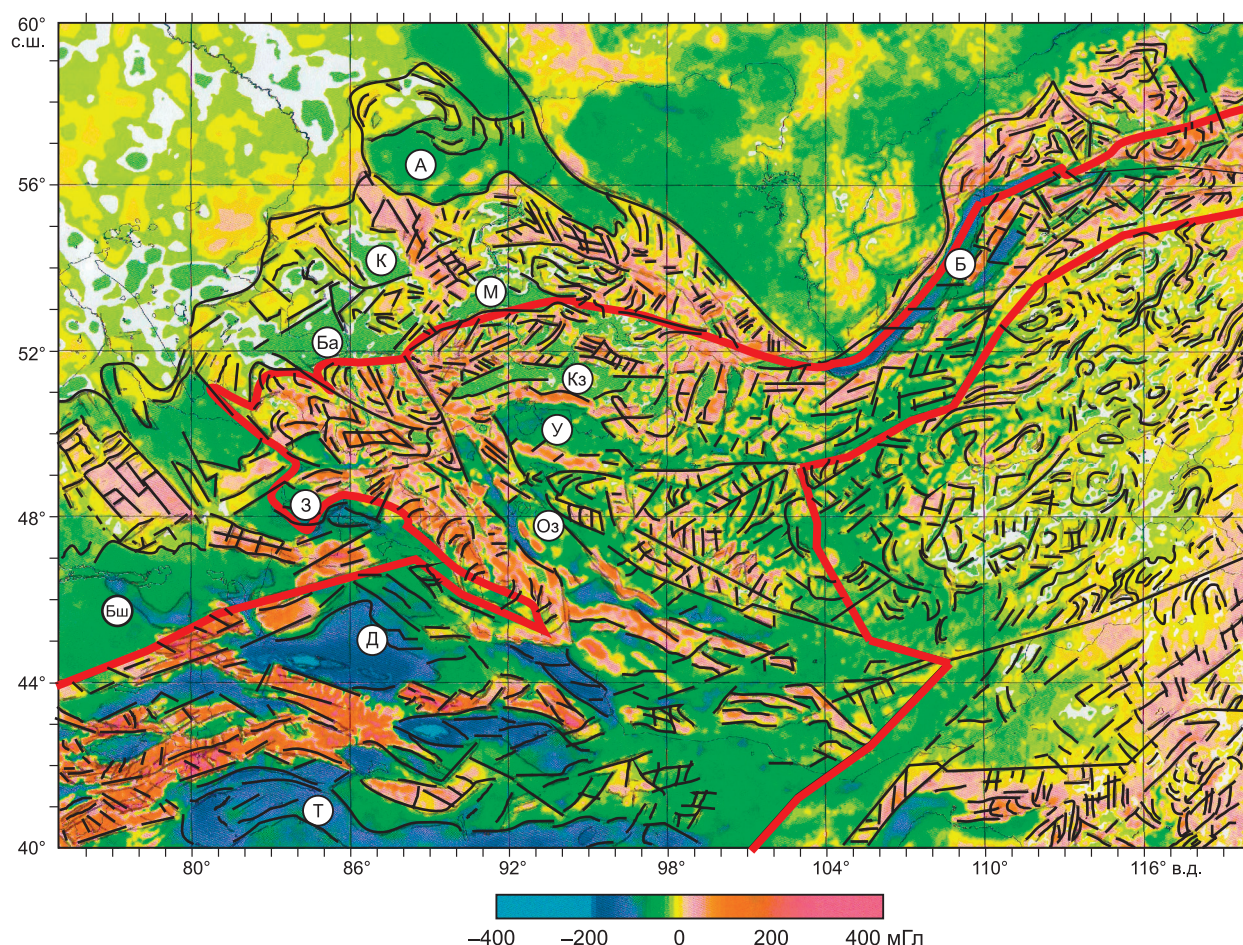
N.L. Dobretsov, M.M. Buslov, A.N. Vasilevsky, E.V. Vetrov, and N.N. Nevedrova

The Central Asian Orogen was reactivated in the Cenozoic, which gave rise to mountain systems and sedimentary basins, strike-slip and thrust faults, ramps, and rift basins under the far-field effect of the India–Eurasia collision. Pre-Cenozoic structures, as well as the superposed Cenozoic deformation, are traceable in the gravity pattern. Analysis and correlation of stratigraphic, tectonic, geomorphological, and geophysical (resistivity and gravity) data from Gorny Altai and tectonic modeling on the basis of apatite fission-track thermochronology show that vertical motions have been the most active for the past 5 Ma. The uplift and subsidence produced, respectively, the Chulyshman and Ukok plateaus with high mountains around and the the Kurai–Chuya basin between them. Gravity data suggest the existence of Late Carboniferous, Jurassic, and Cretaceous rocks found in tectonic wedges around the basin at the base of its sedimentary fill.

*Neotectonics, plateau, strike-slip fault, thrust, ramp, fission-track thermochronology, resistivity and gravity fields, Gorny Altai*

ВВЕДЕНИЕ

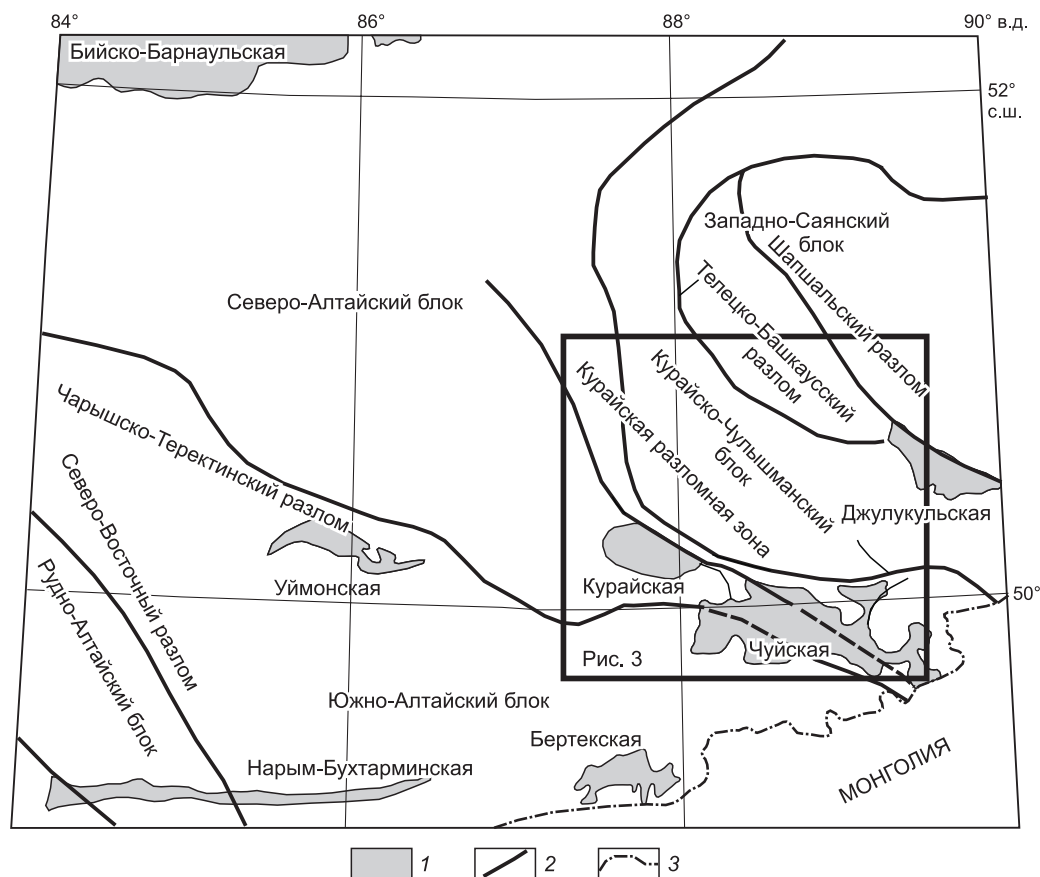
В кайнозое структура Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) была интенсивно реактивирована с формированием горных систем, а также сопутствующих осадочных бассейнов, сдвигонадвиговых и рамповых структур и рифтов, образованных в результате дальнего воздействия Индо-Евра-



**Рис. 1. Фрагмент карты гравитационных аномалий Мая Южной Сибири, Тянь-Шаня и Монголии [Andersen et al., 2010] со структурными элементами, выделенными Н.Л. Добрецовым [Добрецов и др., 2013].**

Впадины: Т — Таримская, Д — Джунгарская, Бш — Балхашская, З — Зайсанская, Оз — Озерная, У — Убсунурская, Кз — Кызыльская, Ба — Барнаульская, К — Кузбасская, М — Минусинская, А — Ачинская, Б — Байкальская. Красной линией выделена зона кайнозойских деформаций.

зийской коллизии [Molnar, Tapponnier, 1975; Добрецов и др., 1995; Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2004, 2006, 2007a,b,c; Buslov et al., 2007; Буслов и др., 2008; Буслов, 2012; Новиков и др., 2014; Тимофеев и др., 2014]. Древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации (рис. 1) отчетливо отображены на карте гравитационных аномалий Фая [Andersen et al., 2010]. На карте выделяется зона кайнозойских деформаций, протягивающаяся от Байкальской (см. рис. 1) и примыкающих рифтовых впадин до Джунгарской, Таримской и примыкающих впадин по обрамлению и внутри Тянь-Шаня. Зона молодых деформаций топографически выражена как система хребтов и впадин с характерными ромбовидными очертаниями и обусловлена деформациями, распространяющимися в миоцене—плейстоцене от столкновения с Индией в результате последовательного поднятия Тибета и погружения Таримской микроплиты, поднятия Тянь-Шаня и погружения Джунгарского бассейна, поднятия Алтая, Восточного Саяна и прибайкальских горных хребтов и возникновения здесь системы впадин типа пулл-апарт [Добрецов и др., 1995, 2013; Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007a; Буслов и др., 2008; Буслов, 2012; Glorie et al., 2012]. Во всей этой системе характерен ромбовидный узор ограничений поднятий и впадин, и в ряде случаев — ромбовидная внутренняя структура, а также максимальный перепад гравитационных аномалий от  $-300$  до  $+300$  мГл в Тянь-Шане и его обрамлении и от  $-250$  до  $+200$  мГл в обрамлении Байкала (см. рис. 1). Вне этой зоны в складчатом поясе наблюдаются овальные и извилистые узоры, обусловленные покровно-складчатой структурой, нарушенной более поздними сдвигами. Наиболее отчетливо этот деформационный узор наблюдается в Восточной Монголии, а также



**Рис. 2. Схема неотектонического районирования Горного Алтая.**

1 — кайнозойские впадины, 2 — позднепалеозойские региональные сдвиги, 3 — государственная граница.

в Северо-Западной Монголии, Туве, Западном и Восточном Саяне. В Алтае-Саянской области (к северо-западу от зоны молодых деформаций) впадины Ачинская, Кузбасская, Минусинская, Барнаульская, Кызыльская характеризуются умеренными отрицательными аномалиями (до  $-50$ ,  $-60$  мГл) и только во впадинах Убсунурской, Зайсанской, Балхашской, пограничных с зоной молодых деформаций, появляются аномалии до  $-100$ ,  $-120$  мГл (см. рис. 1).

На Горном Алтае наиболее контрастные кайнозойские движения и деформации проявились в его юго-восточной части вблизи границы с Монголией (рис. 2), где обособились высокогорные Чулышманское плато (Курайско-Чулышманский блок) и Укокское плато (восточная часть Южно-Алтайского блока) и разделяющие их горные системы (Северо-Чуйская, Южно-Чуйская, Курайская, Шапшальская и другие), разделенные зонами активных разломов. Они сформировались в результате реактивации региональных поднепалеозойских разломных структур (Чарышско-Теректинской, Курайской, Телецко-Башкауской и Шапшальской) [Буслов и др., 2003, 2013], контролирующих современную сейсмичность [Lunina et al., 2008; Агатова и др., 2014; Деев и др., 2015].

Целью данной статьи является выявление особенностей эволюции кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая на основе термотектонического моделирования и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей Курайско-Чуйской впадины и горного обрамления.

#### ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА

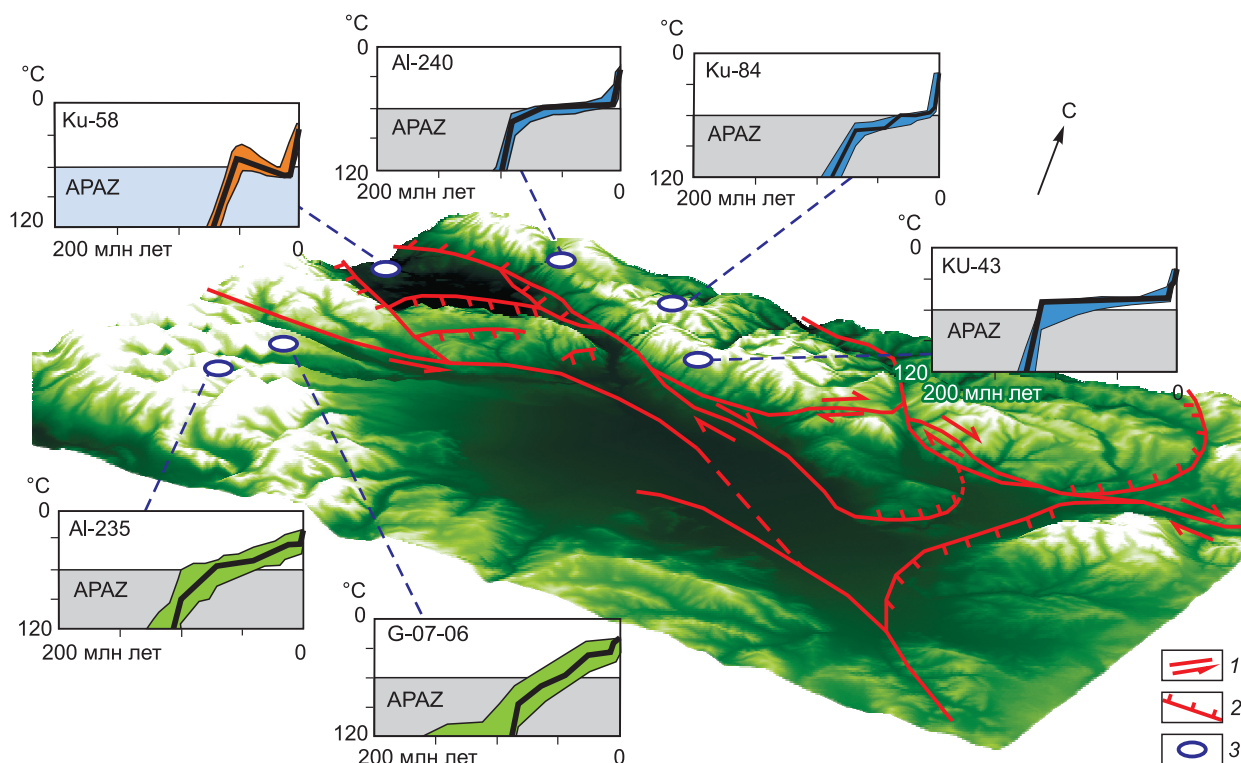
Термотектоническое моделирование и модель кайнозойской эволюции рельефа юго-восточной части Горного Алтая составлена [Ветров и др., 2016] на основе корреляции геолого-геоморфологических данных [Девяткин, 1965; Добрецов и др., 1995; Зыкин, Казанский, 1995; Новиков и др., 1995; Дельво и др., 1995; Буслов и др., 1999; Буслов и др., 2003, 2013; Деев и др., 2012] и данных трекового датирования апатитов [De Grave, Van den Haute, 2002; De Grave et al., 2002, 2007b, с. 2008; Glorie et al., 2012].



Ниже подробно рассмотрены примеры термальной истории образцов из Курайского (Ку-43, Ку-84, А1-240) и Южно-Чуйского (G-07-04, А1-235) хребтов, а также фундамента Курайской впадины (Ку-58). Для интерпретации термальной истории пород *Курайского хребта* использованы образцы Ку-43 (тоналит, N50°06'18"; E088°30'52"; h-2557 м), Ку-84 (диорит, N50°12'18"; E088°20'10"; h-3024 м) и А1-240 (гранодиорит, N50°16'00"; E088°20'04"; h-2440 м) (рис. 3, 4). Термальная история образцов близкая. После проявления раннемелового подъема (125 до 85 млн лет) и мел-неогенового покоя (85 до 7 млн лет) отмечается последнее поднятие с крутым углом наклона  $t$ ,  $T$ -тренда, что свидетельствует о быстром охлаждении породы от 45 до 20 °С за последние 7 млн лет (поздний миоцен—голоцен). При изменении нормального градиента температур (25—30 °С на 1 км) получается, что изученная порода Курайского хребта за последние 7 млн лет охладилась на 25 °С, и за это время произошла денудация толщи пород мощностью от 825 до 1350 м. Скорость охлаждения (денудации) пород для этого этапа составляет 7.6—3.6 °С/млн лет (250—120 м/млн лет). Образец Ку-84 взят вблизи поверхности пенеплена, что позволяет рассматривать денудированные над ним породы мощностью в 825 м как кайнозойские осадочные.

Для интерпретации термальной истории пород *Южно-Чуйского хребта* изучены образцы G-07-06 (диорит, N49°54'48"; E087°57'01"; h-2753 м) и А1-235 (пегматит, N49°44'06"; E085°05'50"; h-3490 м). В близкой термальной истории образцов после проявления позднемелового быстрого охлаждения (подъема), позднемелового-олигоценевого постепенного охлаждения (медленного подъема) и олигоцен-миоценового (25 до 8 млн лет) покоя отмечается крутой угол наклона  $t$ ,  $T$ -тренда за последние 8 млн лет (миоцен-голоцен) и быстрое охлаждение образца от 35 до 20 °С. Таким образом, произошло охлаждение пород на 15 °С, и за 8 млн лет мощность денудации пород составила около 450 м. Скорость охлаждения (денудации) пород составляет 5.5—1.6 °С/млн лет (180—50 м/млн лет). Такие низкие объемы денудации могут свидетельствовать о том, что кайнозойские осадки не перекрывали Укокское плато. В кайнозое, в отличие от Чулышманского плато, на котором расположены остатки кайнозойского бассейна и четко выражен пологий наклон  $t$ ,  $T$ -тренда, для пород Укокского плато выявлено постепенное охлаждение (наклон  $t$ ,  $T$ -тренда) (см. рис. 3, 4). Следует предполагать, что в кайнозое, так же как и в позднем мезозое, Укокское плато развивалось как поднятие.

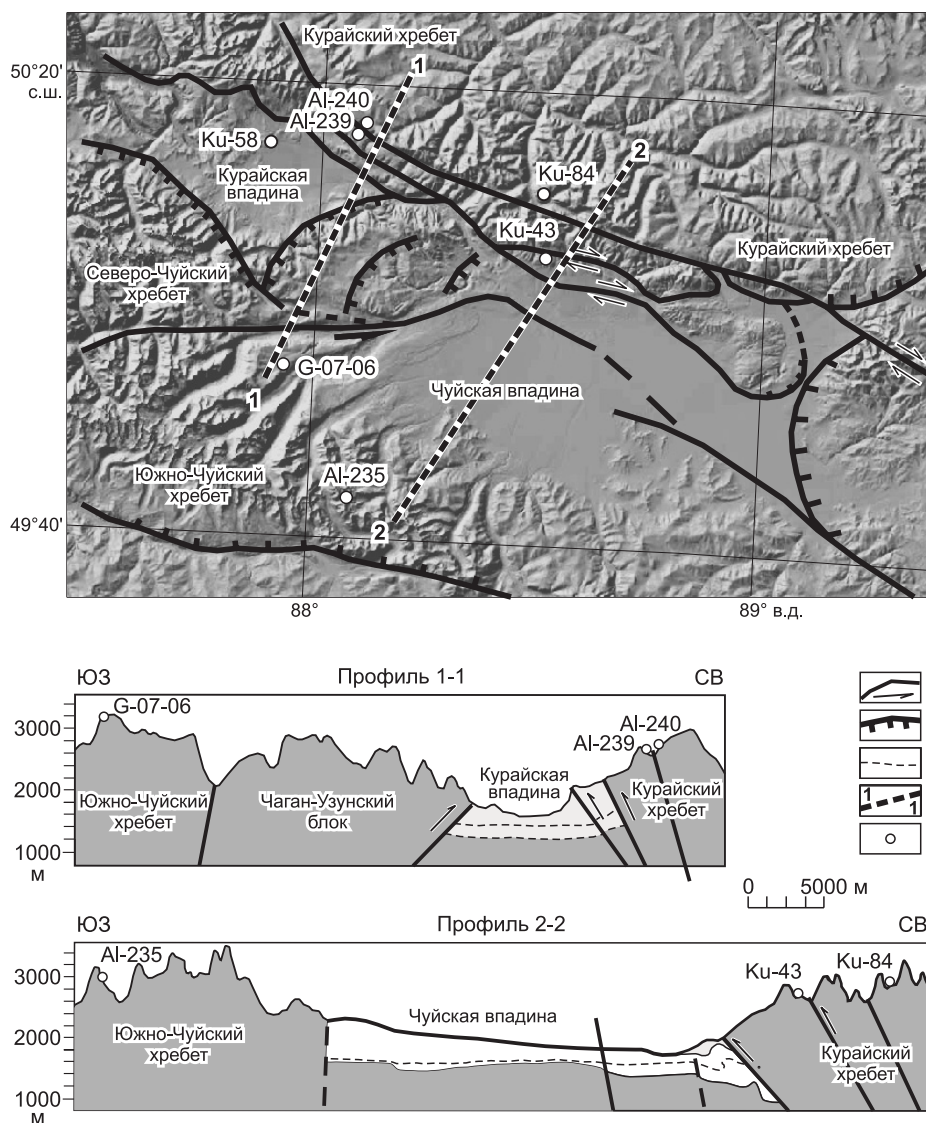
В термальной истории обр. Ку-58 девонского фельзита (расположенного вблизи п. Курай, N50°10'11"; E087°52'52"; h-1564 м), который представляет вскрытый денудацией фундамент Курайской



**Рис. 3. Неотектоническая схема, вынесенная на 3D модель рельефа Курайско-Чуйской впадины и горного обрамления.**

1 — позднекайнозойские сдвиги и направление смещения по стрелке, 2 — позднекайнозойские надвиги, 3 — положение датированных образцов и графики, отображающие тренды изменения температурных режимов породы во времени ( $t$ — $T$ ). APAZ — зона частичного отжига трещин (температурный интервал 120—60 °С).





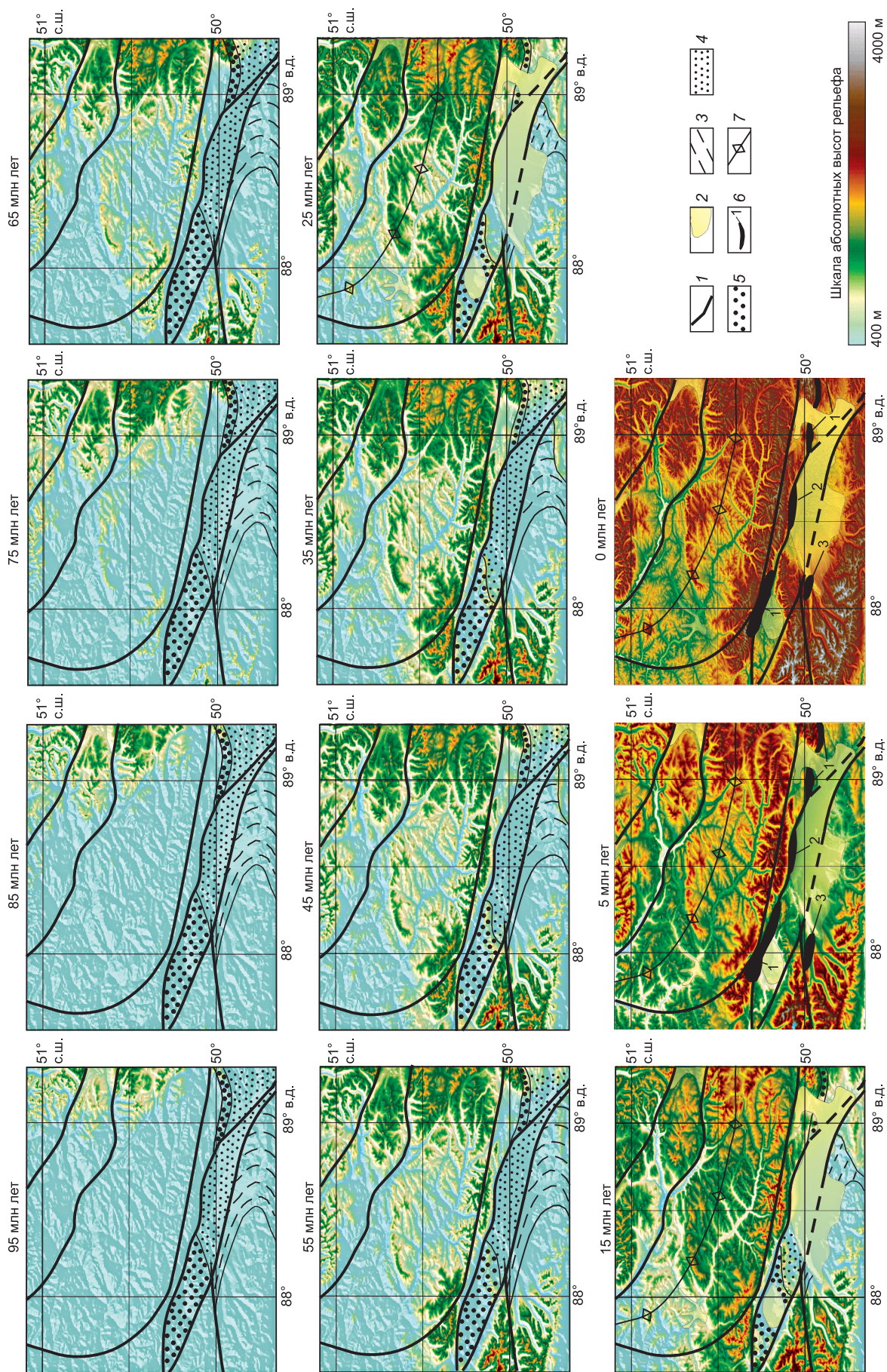
**Рис. 4. Неотектоническая схема, вынесенная на теневую модель рельефа, и геологические разрезы Курайско-Чуйской впадины и горного обрамления [Ветров и др., 2016].**

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.

впадины, выделены три этапа. *Первый этап* от 71 до 53 млн лет (поздний мел — эоцен) характеризуется крутым углом наклона  $t$ ,  $T$ -тренда и отражает быстрое охлаждение породы от 120 до 50 °C. На *втором этапе* от 53 до 5 млн лет (эоцен — плиоцен)  $t$ ,  $T$ -тренд погружается, что указывает на постепенное нагревание образца от 50 до 64 °C. *Третий этап*, последние 5 млн лет (плиоцен—голоцен), проявлен субвертикальным направлением  $t$ ,  $T$ -тренда и свидетельствует о быстром охлаждении породы от 64 до 23 °C. Породы фундамента из юго-западного обрамления Курайской впадины на первом этапе за 18 млн лет охладились на 70 °C, что соответствует денудации примерно 2500-метровой толщи пород. На втором этапе породы нагрелись на 14 °C, это может трактоваться как результат погружения фундамента и накопления палеоген-неогеновых осадков, расчетная мощность которых составляла более 500 м (при градиенте температур 25—30 °C/км). За последние 5 млн лет породы охладились на 41 °C, и за это время произошла денудация около 1350-метровой толщи пород, включающих как кайнозойские осадки впадины, так и породы ее фундамента. Скорость охлаждения (денудации) пород для первого этапа составляет около 3.9 °C/млн лет (135 м/млн лет), для третьего этапа — около 8.2 °C/млн лет (270 м/млн лет).

На рис. 5 приведены палеогеографические схемы для юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет с временным интервалом через 10 млн лет [Ветров и др., 2016]. Они построены на





**Рис. 5. Схемы позднемезозойско-кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая за последние 95 млн лет [Ветров и др., 2016] с дополнениями.**

1 — линии региональных позднепалеозойских разломов, 2 — кайнозойские впадины в современных границах, 3 — позднеюрские отложения, 4 — позднечетвертичные отложения, 5 — позднечетвертичные отложения, 6 — современное положение позднекайнозойских (1), позднеюрских (2) и позднемезозойских (3) отложений, 7 — ось антиклинальной складки поверхности пенеплена Курайско-Чулышманского блока.



основе регионального распределения трековых параметров (трековых возрастов и средних трековых длин). На серии палеотопографических карт можно отметить, что с 95 до 55 млн лет (поздний мел—палеоцен) 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 крупных тектонических поднятий. Для Курайско-Чулышманского блока прослеживается формирование пологой антиклинальной складки поверхности. В это же время к юго-западу на поверхности пенеплена формируется пологая синклинальная складка, выполненная осадками Курайско-Чуйской впадины. В олигоцене впадина заполнялась переотложенной корой выветривания (карачумская свита и ее аналоги мощностью до 60 м), поступающей с высокогорных плато. В период 25—15 млн лет рельеф существенно не менялся, и впадины выполнялись раннемиоценовыми угленосными отложениями кошагачской свиты мощностью до 300 м. За последние 15 млн лет произошла мощная денудация пород Южно-Алтайского и Западно-Саянского блоков, в то время как Курайско-Чулышманский блок подвергся минимальной денудации пород. В позднем миоцене—раннем плиоцене произошло накопление озерных отложений туерькской и кызылгирской свит, суммарной мощностью от 200 до 650 м. Озерные отложения сохранились в Курайско-Чуйской впадине и, вероятно, распространялись гораздо шире. Судя по результатам термотектонического моделирования, отображенного на палеогеографических схемах, кайнозойские осадки существовали как в южной, так и в северной частях региона, существенно приподнятых в позднем кайнозое. Современная орография юго-восточной части Горного Алтая была сформирована за последние 5 млн лет. В этот период времени были сформированы максимально высокие горные системы и межгорные впадины, в которых произошло накопление моласс бекенской и башкауской свит мощностью до 300 м. Суммарная мощность кайнозойских отложений [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995] варьирует от 900 до 1350 м в зависимости от изменения мощности озерных осадков туерькской и кызылгирской свит.

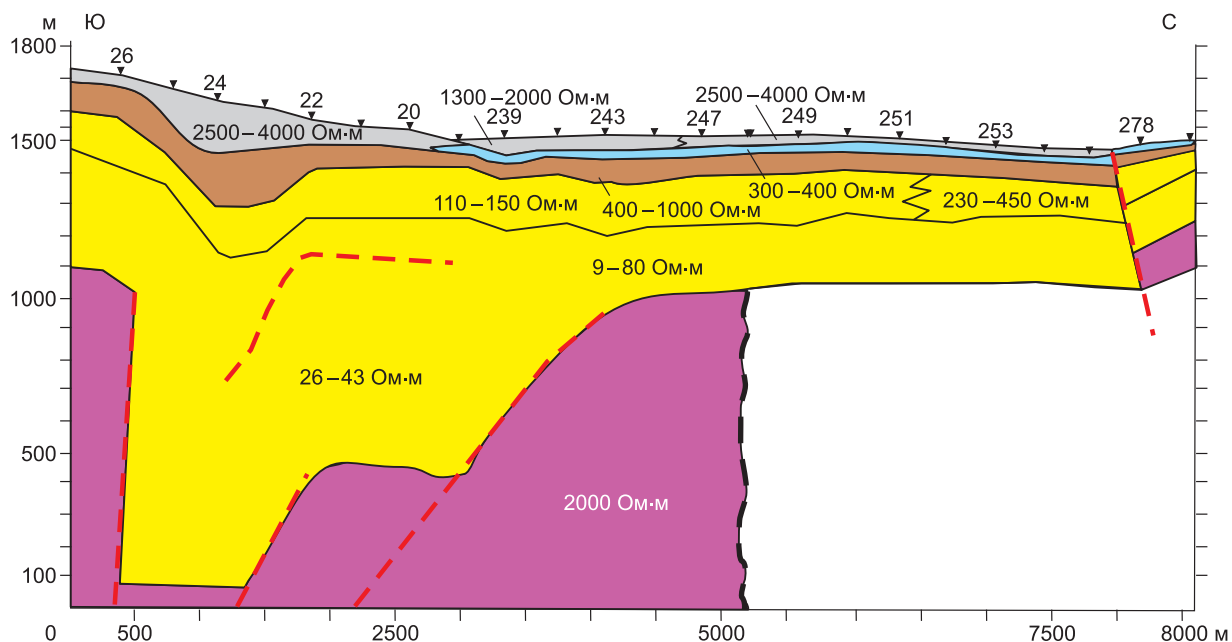
Таким образом, по результатам трекового датирования апатитов выявлено [Ветров и др., 2016], что в юго-восточной части Горного Алтая (см. рис. 5) в конце мезозоя (95—60 млн лет) существовал среднерасчлененный рельеф с абсолютными высотами от 1000 до 1600 м. В палеогене (65—25 млн лет) произошла дифференциация рельефа, он стал в целом более высокогорным (с отметками высот от 1000 до 2500 м). За последние 25 млн лет обособились Южно-Алтайский, Курайско-Чулышманский и Западно-Саянский блоки, представляющие собой высокогорные плато, разделенные впадинами, расположенными в зонах региональных разломов (Чарышско-Теректинского, Курайского и Шапшальского). Рельеф формировался в результате складчатых деформаций литосферы и в том числе поверхности пенеплена как результат начальной стадии дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии [Delvaux et al., 2013].

## ОТОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА В СТРУКТУРЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

По геоэлектрической модели (рис. 6) [Неведрова и др., 2014], отражающей строение осадочного выполнения Курайской впадины вдоль профиля I-I' и короткого профиля, детализирующего его южную глубинную часть (рис. 7), отчетливо выделяются два комплекса пород: нижний — низкоомный (УЭС от 9 до 150 Ом · м, редко до 450 Ом · м) мощностью до 800 м и верхний — высокоомный (УЭС от 400 до 4000 Ом · м) мощностью 50—300 м. Так как Чуйская и Курайская впадины являются артезианскими бассейнами, содержание воды в верхней и нижней частях сопоставимо. Величины удельного электрического сопротивления пород впадин в значительной мере определяются литологическими и петрофизическими характеристиками. Нижняя часть разреза характеризуется переслаиванием тонкослоистых глин с песчаниками и имеет низкие сопротивления. Это подтверждается параметрическими измерениями и данными каротажа скважин. В частности, по данным скв. 378, в Чуйской впадине удельное сопротивление глин неогена из низов разреза составляет 30 Ом · м, галечников верхов разреза — до 180 Ом · м, тогда как гравийно-галечные отложения верхов разреза достигают сопротивлений в 2000—6000 Ом · м.

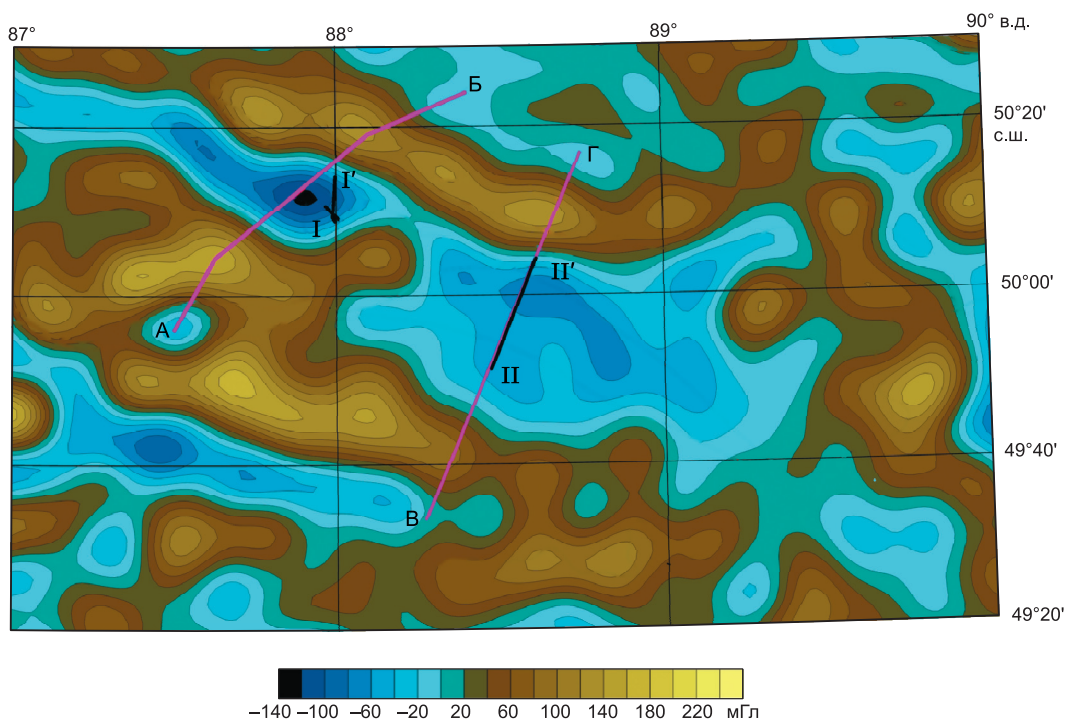
С учетом параметрических измерений геоэлектрических параметров в соседней Чуйской впадине [Деев и др., 2012] и данных бурения в центральной и южной частях Курайской впадины [Лузгин, Русанов, 1992] можно сопоставить нижнюю часть геоэлектрического разреза с неогеновыми глинистыми и песчано-глинистыми отложениями, а верхнюю — с комплексом грубообломочных четвертичных отложений. Суммарная мощность кайнозойских отложений Курайской впадины, по геоэлектрическим данным, доходит до 1600 м, что хорошо согласуется с вышеприведенными геологическими данными. Мощность кайнозойских отложений в Чуйской впадине, как правило, не превышает 1300 м [Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995]. По геоэлектрической модели [Неведрова и др., 2001], мощность осадочного выполнения Чуйской впадины не превышает 1300 м. На рис. 8 показан геоэлектрический разрез вдоль профиля II-II', являющегося частью профиля В-Г (см. рис. 7).



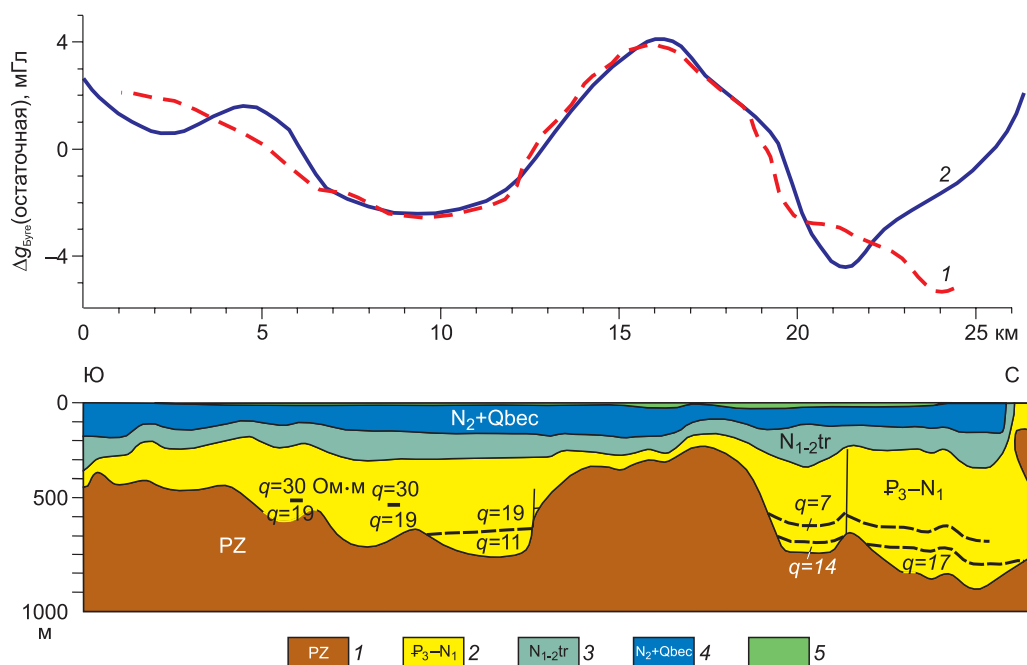


**Рис. 6. Комбинированный геоэлектрический разрез в центральной и юго-восточной частях Курайской впадины (профиль I-I' см. рис. 7) [Неведрова и др., 2014].**

Черные сплошные линии – предполагаемые или интерполированные границы областей разной проводимости. Красные штриховые линии – линии разломов.



**Рис. 7. Структура гравитационного поля юго-восточной части Горного Алтая.**



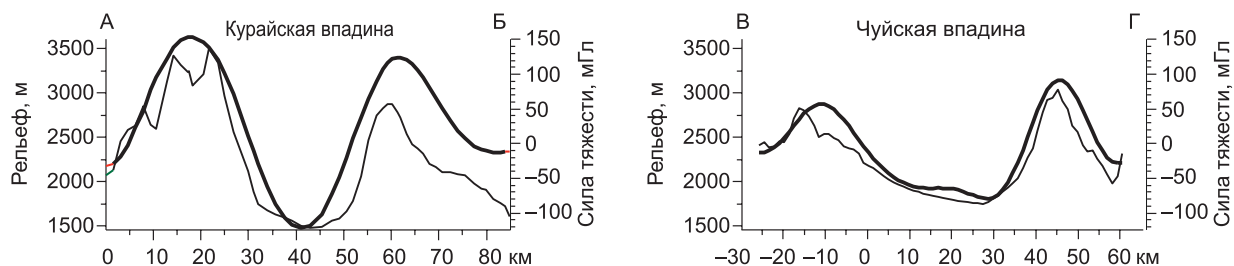
**Рис 8. Геоэлектрический разрез (см. положение на рис. 7) и сопоставление гравитационного эффекта (1) кайнозойских осадков (при аномальной плотности  $-0.35 \text{ г/см}^3$ ) с остаточным гравитационным полем (2).**

1 — палеозойские породы, 2 — позднепалеоген-ранненеогеновые отложения кошагачской и кызылгирской свит, 3 — неогеновые озерные отложения туерьской свиты, 4 — поздненеогеново-четвертичная моласса бекенской и башкаусской свит, 5 — современные осадки.

## ОТОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО АЛТАЯ В СТРУКТУРЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Особого внимания заслуживают ареалы гравитационных аномалий, совпадающих с крупными межгорными кайнозойскими впадинами (отрицательные аномалии) и горными поднятиями (положительные аномалии). В качестве примера на рис. 7 приведен увеличенный участок гравитационных аномалий юго-восточной части Горного Алтая в районе Курайской, Чуйской, Джулукольской и Джасаторской впадин и их складчатого обрамления [Förste et al., 2014]. Отрицательные и положительные аномалии в районе Курайской впадины достигают максимальной амплитуды от  $-130$  (внутри впадины) до  $+160$  мГл (в горном обрамлении), что суммарно составляет  $300$  мГл (рис. 9). Подобный перепад в  $280$  мГл обнаружен также в Нарымской впадине (от  $-100$  до  $+180$  мГл) и ее горном обрамлении в Восточном Казахстане. В Чуйской и Джасаторской впадинах амплитуда достигает  $220$  и  $310$  мГл соответственно (от  $-80$  до  $+140$  мГл в Чуйской и до  $+230$  мГл в Джасаторской). В большинстве других впадин амплитуда достигает  $260$  мГл (от  $-60 \dots -40$  до  $+200 \dots +220$  мГл).

Характерно, что протяженные положительные аномалии преобладают только в Курайском и центральной части Южно-Чуйского хребта, протяженные отрицательные — в Курайской впадине (и ее северо-западном продолжении). Изометричные положительные и отрицательные аномалии преобладают к югу от Южно-Чуйского хребта, особенно в Южном Алтае.



**Рис. 9. Профили А-Б и В-Г (см. положение на рис 7).**

Жирная линия — дневной рельеф, тонкая — гравитационное поле (аномалии Фая).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Максимальная мощность кайнозойских отложений, установленная по геофизическим данным в Чуйской котловине, составляет не менее 1000 м, скважиной в этой же впадине они вскрыты до глубины 671 м [Лузгин, Русанов, 1992; Русанов, 1999; Неведрова и др., 2001; Деев и др., 2012]. Суммарная мощность кайнозойских осадков по стратиграфическим данным составляет от 900 до 1300 м. Столь существенные изменения мощности зависят от неоднородности распределения мощности озерных отложений туерыкской свиты (от 139 до 633 м).

Детальный анализ корреляций рельефа дневной поверхности, мощности осадков в Курайской и Чуйской впадинах и аномалий силы тяжести требует надежных данных о распределении плотностей хотя бы в верхней части разреза. Некоторые предварительные данные могут быть получены из самих вышеупомянутых характеристик. Так, сопоставление остаточных аномалий силы тяжести (полученных после осреднения с радиусом 37.5 км) и мощности кайнозойских отложений (рис. 6, по данным электроразведки [Неведрова и др., 2014]) указывает на то, что перепад плотности осадки—фундамент не превышает  $0.35 \text{ г/см}^3$ . Выполняя аналогичную процедуру сравнения осредненного рельефа Курайского хребта и аномалий в свободном воздухе, можно прийти к заключению, что плотность пород, слагающих Курайский хребет непосредственно к северу от Курайской впадины, лежит в пределах  $2.6\text{—}2.8 \text{ г/см}^3$ . Такие значения плотности не противоречат геологическим данным. В этом месте Курайского хребта распространены венд-кембрийские и девонские вулканогенно-осадочные породы, сложенные в большей мере базальтами, андезитами и фельзитами [Буслов и др., 2013]. Такое же сравнение для Северо-Чуйского хребта (непосредственно к югу от Курайской впадины) не дало четких результатов, выявив лишь значительную плотностную неоднородность верхней части разреза и вероятность наличия значительных по площади распространения высокоплотных образований (до  $3.0 \text{ г/см}^3$ ). По геологическим данным, к югу и юго-востоку от впадины распространены высокоплотные породы Чаган-Узунского офиолитового массива и ассоциирующие с ними гранатовые амфиболиты и амфиболиты [Буслов и др., 2013].

Сопоставление трехмерной картины распределения кайнозойских осадков в Курайской и Чуйской впадинах, рельефа дневной поверхности и аномалий силы тяжести (см. рис. 9) показывает, что 20—30 % интенсивности аномального поля трудно объяснить без предположения наличия значительных плотностных аномалий под впадинами. Например, взяв максимальную мощность осадков Курайской впадины 1600 м, высоту превышения Курайского хребта над впадиной по профилю А-Б 1390 м и изменение аномалии силы тяжести 247 мГл, мы получим под впадиной дополнительный дефицит масс, эквивалентный слою с аномальной плотностью  $-0.2 \text{ г/см}^3$  и мощностью 7—9 км. Разброс оценок определяется вариациями средней плотности пород обрамления впадины ( $2.6\text{—}2.8 \text{ г/см}^3$ ) и средней разности плотностей между породами фундамента и осадками впадины ( $-0.35\text{—}-0.40 \text{ г/см}^3$ ). Эти малоплотные осадки могут быть отложениями угленосной молассы позднего карбона, которые присутствуют на северном борту Курайской впадины [Буслов и др., 2013] и отсутствуют в обрамлении Чуйской впадины. Аналогичные оценки сделаны для Чуйской впадины по профилю В-Г. При плотности пород обрамления впадины  $2.75\text{—}2.80 \text{ г/см}^3$  и средней разности плотностей между породами фундамента и осадками впадины в  $-0.35\text{—}-0.40 \text{ г/см}^3$  мощность аномального ( $-0.2 \text{ г/см}^3$ ) слоя под впадиной должна составлять несколько километров. Данные малоплотные осадки могут быть представлены юрской угленосной молассой и (или) поздне меловыми песчано-алевролитовыми осадками, распространенными по обрамлению впадины [Зыкин и др., 1999].

На геоэлектрических разрезах Чуйской впадины, а особенно Курайской впадины, наиболее мощные поля распространения низкоомных отложений выполняют грабенообразные структуры. Можно предполагать, что в позднем миоцене происходило формирование глубоководных глинисто-карбонатных озерных осадков в рифтогенной структуре, аналогичной структуре современного Телецкого озера на севере Горного Алтая [Селезнев и др., 1995]. Широкое проявление отрицательных аномалий (до  $-40 \text{ мГл}$ ) в пределах Чулышманского плато (Джулукульская впадина) и в Южном Алтае (Джазаторская впадина) (см. рис. 7) свидетельствует о наличии здесь кайнозойских осадков с мощностью до многих сотен метров.

Таким образом, на основе анализа и корреляции стратиграфических, тектонических, геоморфологических, геоэлектрических и гравитационных данных, а также термотектонического моделирования рельефа юго-восточной части Горного Алтая показано, что наиболее контрастные тектонические движения проявились в позднем кайнозой за последние 5 млн лет. В результате обособились высокогорные Чулышманское и Укокское плато, ограниченные горными системами и разделенные Курайско-Чуйской кайнозойской впадиной, представленной активным рампом, осложненным в центральной части выступом фундамента. Показано, что наиболее мощные поля распространения низкоомных отложений впадины выполняют грабенообразные структуры, которые в позднем миоцене могли быть заполнены глубоководными глинисто-карбонатными озерными осадками. На анализе гравитационных полей сделано



предположение, что в основании впадин расположены позднекарбоновые, юрские и меловые осадочные породы, которые распространены в тектонических клиньях в их горном обрамлении.

Исследования выполнены в рамках проектов НИР ИНГГ СО РАН и ИГМ СО РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Агатова А.Р., Непоп Р.К., Баринов В.В., Назаров А.Н., Мыглан В.С.** Первый опыт датирования сильных голоценовых землетрясений Горного Алтая с использованием длительных древесно-кольцевых хронологий // Геология и геофизика, 2014, т. 55(9), с. 1344—1355.

**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—1734.

**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 результатам 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.

**Ветров Е.В., Буслов М.М., де Гравэ И.** Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое-кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 125—142.

**Девяткин Е.В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Труды 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.

**Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю.** Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (9), с. 1601—1620.

**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. 10, с. 5—19.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Складаров Е.В.** Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.

**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.

**Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А.** Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // ДАН, 1999, т. 36 (5), с. 669—671.

**Лузгин Б.Н., Русанов Г.Г.** Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, (4), с. 23—29.

**Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д.** Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1399—1416.

**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.

**Новиков И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Мамедов Г.М., Михеева А.В., Черкас О.В.** Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Кытайского Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (12), с. 1802—1814.

**Русанов Г.Г.** Некоторые новые данные о возрасте туерыкской и кызылгирской свит Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области. Кемерово—Новокузнецк, 1999, с. 89—91.

**Селезнев В.С., Николаев В.Г., Буслов М.М., Бабушкин С.М., Ларкин Г.В., Евдокимов А.А.** Структура осадочных отложений Телецкого озера по данным непрерывного одноканального сейсмопрофилирования // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 123—132.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Лунев Б.В.** Поля смещений блоков Алтае-Саянского региона и эффективные реологические параметры земной коры // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (3), с. 481—497.

**Andersen O.B., Knudsen P., Berry P.** The DNSC 08 GRA global marine gravity field from double re-tracked satellite altimetry // J. Geodesy, 2010, v. 84, № 3. DOI: 10. 1007/s00190-009-0355-9.

**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.

**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.** Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India—Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sci., 2004, v. 21, № 41, p. 121—122.

**De Grave J., Buslov M., Van Den Haute P., Metcalf J., Batalev V.** From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // J. Asian Earth Sci., 2006, v. 26 (2), p. 133.

**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., 2007a, v. 29, p. 188—204.

**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., 2007b, v. 29, p. 2—9.

**De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D.** Meso-Cenozoic evolution of Mountain Range – intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // Trust belts and foreland basins: from fold kinematics hydrocarbon systems. Chapter 24. Berlin, Springer, 2007c, p. 457—490.

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

**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.

**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, 2012, v. 544—545, p. 75—92.

**Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov E.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, p. 276—294.

**Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.

**Förste C., Bruinsma S.L., Abrikosov O., Lemoine J.-M., Schaller T., Götze H.-J., Ebbing J., Marty J.C., Flechtner F., Balmino G., Biancale R.** EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse; presented at the 5th GOCE User Workshop, Paris, 25—28 November 2014.

**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.