

НЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.248.2+550.386 + 551.594(271.17)

НЕОТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ
ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

И.С. Новиков, Е.В. Поспеева*

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

**Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Результаты интерпретации площадных магнитотеллурических исследований, проведенных в пределах Северо-Восточного и Юго-Восточного Алтая, свидетельствуют о новейшей блоковой делимости земной коры как всей территории в целом, так и крупных впадин. Построенные по магнитотеллурическим данным разрезы позволяют проследить поведение на глубине основных неотектонических нарушений, зоны которых отчетливо видны на магнитотеллурических разрезах за счет аномально низких удельных сопротивлений (менее 0.5 Ом·м). В целом магнитотеллурические данные подтверждают кинематические характеристики разломов, ранее определенные по морфотектоническим и геологическим данным. Для сбросов и сдвигов установлены вертикальные падения плоскостей сместителей, а для взбросов — наклонные. На глубине 10—15 км и субвертикальные, и наклонные зоны новейших разрывных нарушений пересекают субгоризонтальную зону повышенной проводимости.

Наличие субгоризонтального проводящего слоя обеспечивает высокий потенциал тектонической и сейсмической активности верхней, наиболее хрупкой части литосферы на территории Горного Алтая. Субгоризонтальный проводящий слой образует естественный раздел между верхней областью хрупкого корового торшения и нижней областью вязкого выдавливания в нижнее полупространство. Эти процессы порождают рост горных сооружений и увеличение мощности земной коры под ними. Характерной особенностью геоэлектрического разреза фундамента крупных впадин Горного Алтая (Чуйской и Курайской) является подъем поверхности субгоризонтального проводящего слоя до глубин порядка 10 км с одновременным снижением в его пределах электрического сопротивления менее 10 Ом·м.

Магнитотеллурическое зондирование, неотектоника, Горный Алтай.

NEOTECTONICS OF EASTERN GORNY ALTAI:
EVIDENCE FROM MAGNETOTELLURIC DATA

I.S. Novikov and E.V. Pospelova

According to 2D magnetotelluric (MT) data from northeastern and southeastern Altai, numerous neotectonic faults cut the Gorny Altai territory as a whole, as well as large basins within its limits, into blocks. Large neotectonic faults are traceable depthward in MT-based cross sections as zones of very low resistivities (below 0.5 Ohm·m). The MT data generally confirm the fault geometry inferred previously from morphotectonic and geological evidence. Fault plane dips are vertical in normal and strike-slip faults and inclined in reverse faults. The nearly vertical and dipping zones of neotectonic faults crosscut a horizontal conductivity anomaly at depths of 10–15 km. The anomaly makes a natural divide between the zones of brittle crustal failure above and ductile downward pressing of material below. It may be responsible for the high tectonic and seismic activity potential of the upper lithosphere in Gorny Altai associated with growth of mountains and crust thickening. Beneath the Chuya and Kurai large basins, the conductivity anomaly occurs at a shallow depth of 10 km and has a resistivity below 10 Ohm·m.

Magnetotelluric soundings, neotectonics, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Тектонические структуры, формирующиеся в позднем кайнозое, традиционно изучаются морфотектоническими и геоморфологическими методами, поскольку новейшие движения создают основу для формирования современного рельефа, обуславливая конфигурацию и позицию наиболее крупных его форм [Масарский, Моисеенко, 1962; Девяткин, 1965; Моисеенко, 1969; Богачкин, 1981; Новиков, 2001, 2004]. Однако эти методы способны выявить лишь плановую (двухмерную) сеть новейших разрывных нарушений и основные характеристики пликативных деформаций. В силу своей специфики проследить поведение новейших структур на глубине они не позволяют. В связи с этим выводы о кинематике и глубинной позиции новейших структур (т. е. их трехмерные модели), сделанные с помощью морфотектонического анализа, часто носят предположительный характер, поскольку вынуждены опираться на разрозненные геологические наблюдения. Более полная информация о морфологии новейших структур может быть получена главным образом геофизическими методами. Проблема изучения новейших структур и геодинамических процессов с использованием различных геофизических полей особенно актуальна для регионов с повышенной сейсмической и тектонической активностью. Традиционно для решения подобных задач применяются сейсмические методы [Новиков и др., 2008, 2014; Неведрова, Поспеева, 2009; Неведрова и др., 2011], реже привлекаются материалы интерпретации геоэлектрического и гравитационного полей [Добрецов и др., 2016]. В последнее время для изучения положения неотектонических нарушений на глубине все более широкое применение находят электромагнитные зондирования с естественным и искусственным источником, обладающие достаточно большим набором информативных характеристик, связанных с глубинными тектоническими процессами. Среди них одно из ведущих мест занимает метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ), основанный на изучении естественного электромагнитного поля Земли и являющийся самым глубинным среди электроразведочных методов. Изучение электропроводности глубоких недр дает важную информацию об их состоянии, так как электропроводность зависит от температуры вещества, его фазового состояния, содержания флюидов и других факторов.

Алтае-Саянский регион в России, наряду с Байкальской рифтовой зоной, Курило-Камчатской зоной и Кавказом, относится к числу наиболее сейсмоактивных зон. Горный Алтай представляет собой фрагмент Алтае-Саянской горной области сложного геологического строения, являющийся одним из районов новейшего горообразования. Молодые горные сооружения, формирование которых интенсивно продолжается, должны иметь повышенную сейсмичность. Тем не менее долгое время считалось, что в пределах Горного Алтая современные движения находят отражение в сейсмической активности относительно невысокого уровня, что подтверждалось инструментальными и историческими данными. Отношение к Горному Алтаю как к слабосейсмичному региону было пересмотрено в результате сеймотектонических исследований, проведенных в сопряженных с ним районах Монголии и Китая [Рейснер и др., 1993; Рогожин и др., 1995; Рейснер, Иогансон, 1996]. Экстраполяция результатов этих исследований привела к выводам о высоком сейсмическом потенциале Горного Алтая с максимальной возможной магнитудой землетрясений 7.5 ± 0.2 . Алтайское землетрясение 27—28 сентября 2003 г. подтвердило этот вывод. Оно привлекло внимание и активизировало изучение динамических процессов в земной коре. Выявление закономерностей проявления землетрясений в связи с геолого-тектоническими особенностями и неотектоникой стало основанием для проведения на территории Горного Алтая магнитотеллурических исследований. Первые шаги в этом направлении на территории Алтая были предприняты относительно недавно [Новиков и др., 2008; Lunina et al., 2008]. С тех пор на данной территории проведен обширный комплекс работ по магнитотеллурическому зондированию. При этом особое внимание было уделено определению параметров корового проводящего слоя — его положению в разрезе литосферы и удельному электрическому сопротивлению, а также изучению активных разломов кайнозойского этапа. Совместный анализ этих данных дает ключ к пониманию характера новейших тектонических движений, сейсмической активности и флюидного режима.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнитотеллурические исследования выполнялись аппаратурой канадской фирмы «Phoenix Geophysics Ltd» в диапазоне периодов 0.003—10000 с. Использовались два измерительных модуля MTU-5, позволяющих регистрировать пять компонент (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) магнитотеллурического поля. Шаг наблюдений составил 4—5 км со сгущением до 1 км в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения. Применялась крестообразная установка с длиной электрических линий 100 м. Ориентация осей осуществлялась по шкале, принятой у магнитологов: ось X — север, ось Y — восток. Длительность записи компонент магнитотеллурического поля в среднем составила 19—22 ч.

Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение «Phoenix Geophysics», 1D и 2D инверсия выполнены в программном комплексе «WinGLink». При построении интерпретаци-

Рис. 1. Морфотектоническая модель западной части Горного Алтая с вынесенными точками магнитотеллурического зондирования.

1 — точки МТЗ, 2—5 — новейшие разломы: 2 — неустановленной кинематики, 3 — правые сдвиги и взбрососдвиги, 4 — взбросы и надвиги, 5 — сбросы и грабены; 6 — линии профилей, показанных на рисунках 2, 4, 6, 7.

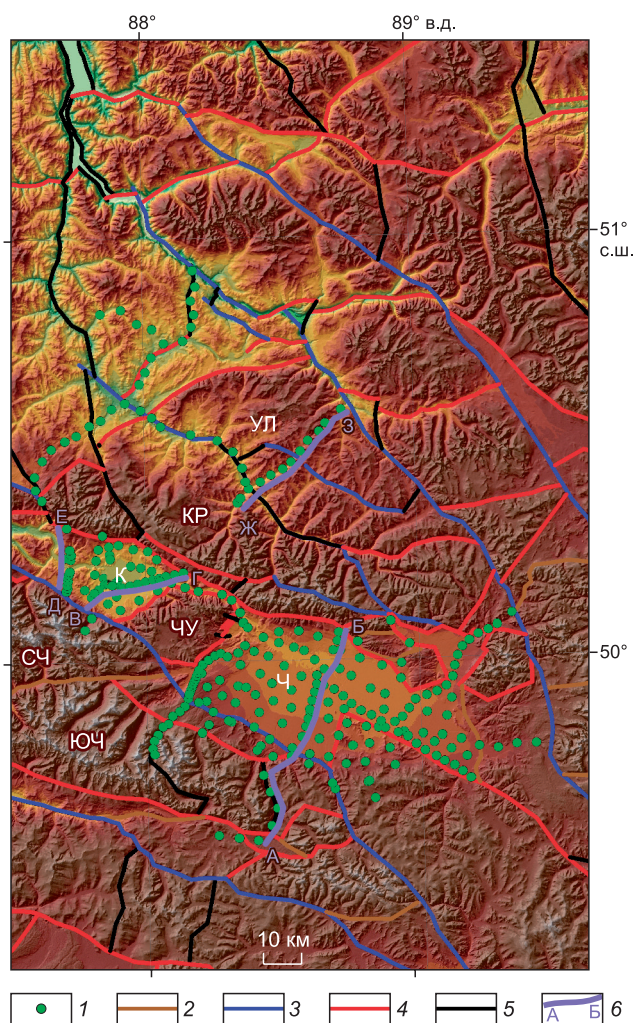
Буквами на схеме обозначены хребты: СЧ — Северо-Чуйский, ЮЧ — Южно-Чуйский, КР — Курайский, УЛ — Улаганский; горные массивы: ЧУ — Чаган-Узунский; межгорные впадины: К — Курайская, Ч — Чуйская.

онной модели особое внимание уделялось анализу магнитотеллурических параметров: параметру неоднородности — Nmt [Бердичевский, 1977], параметру асимметрии Свифта— $Skew_S$ [Swift, 1967] и параметру асимметрии Бара — $Skew_B$ [Bahr, 1988], а также анализу полярных диаграмм тензора импеданса. Согласно этому анализу, исследуемый район в целом можно рассматривать как региональную двумерную структуру северо-западного простирания. В качестве критерия неискаженности восходящих ветвей кривых МТЗ служили кривые ЗСБ [Неведрова, Поспеева, 2009; Неведрова и др., 2011; Поспеева и др., 2014], для нисходящих — кривая глобального магнитовариационного зондирования (МВЗ), построенная в результате обобщения данных по глобальному электромагнитному зондированию Земли [Файнберг и др., 1977; Поспеев, 1979; Поспеев, Михалевский, 1981]. С целью повышения надежности интерпретации, полученные данные были проинтерпретированы на основе численной модели искажений кривых МТЗ в трехмерной среде по методу Треффца [Плоткин, Губин, 2015]. Важным преимуществом рассмотренного подхода является его пригодность для решения обратных задач при наличии существенных искажений кривых МТЗ даже в случае 3D-среды. Пропадает необходимость в анализе стандартных коэффициентов применимости 2D-приближения, в выборе между различными кривыми МТЗ (поперечными и продольными, минимальными и максимальными, неискаженными и искаженными). Становятся ненужными процедуры нормализации этих кривых. Все зарегистрированные кривые в полном объеме могут быть использованы в качестве входных данных для процедуры их инверсии. Всесторонний учет искажений кривых МТЗ значительно повышает достоверность получаемых геоэлектрических разрезов.

К настоящему времени в пределах исследуемой площади выполнены профильные и площадные магнитотеллурические исследования в количестве более 270 физических наблюдений (рис. 1). При геологической интерпретации полученных данных также были использованы материалы КНИИГГиМСа и Научной станции РАН г. Бишкек, переданные в рамках научного сотрудничества.

КРАТКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

В геологическом отношении Горный Алтай представляет собой систему вытянутых с северо-запада на юго-восток слабометаморфизованных комплексов активных и пассивных континентальных окраин, пронизанных интрузиями и лишь в отдельных зонах подвергшихся высоким стадиям метаморфизма. С тех пор как в позднем девоне—раннем карбоне произошла коллизия Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [Буслов и др., 2013], на территории Горного Алтая установился континентальный режим. Однако сформировавшаяся зона сохранила мобильность. Удаленные коллизионные процессы на окраинах формирующегося евразийского континента отзывались в ней активизацией разломообразования и формированием горного рельефа. Периоды активизации неоднократно проявлялись в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, о чем свидетельствуют сохранившиеся в тектонических клиньях и впадинах молассовые отложения соответствующих возрастов [Новиков, 2013]. Последняя



активизация, связанная с коллизией на южной границе Евразии с Индо-Австралийской плитой, протекает в неоген-четвертичное время. В настоящее время сжимающее усилие в пределах Горного Алтая имеет северное направление, а Западно-Сибирский и Джунгарский блоки, которые он разделяет, сближаются со скоростью около 4 мм/год [England, Molnar, 1997, 2005; Yang et al., 2005], вызывая как реактивацию уже существовавших к началу текущей активизации дизъюнктивов, так и формирование новых разломов. Активные в кайнозой разломы со значительными (сотни и тысячи метров) амплитудами смещения за позднекайнозойское время и формируют основу современной орографической структуры (крупных форм рельефа ранга хребтов и межгорных впадин). Соответственно, система новейших разломов надежно реконструируется геоморфологическими методами [Новиков, 2001]. Ориентация сжимающего усилия по меридиану в сочетании с выдержанной линейностью и северо-западной ориентацией уже существующих разломных границ разновозрастных аккреционных комплексов (структурно-формационных зон) привели к формированию системы новейших правосторонних сдвигов северо-западного простирания с оперяющими их структурами сжатия (взбросы, надвиги) и растяжения (сбросы и раздвиги). Поскольку дробящаяся среда имела исходные реологические неоднородности, сформировалась несколько более сложная, чем рассматриваемая в классических работах по тектонофизике, всеобразно расходящаяся к северу система разрывных нарушений, сформированных, однако, из вполне узнаваемых локальных сдвиговых ансамблей, состоящих из магистрального сдвига и оперяющих структур сжатия и растяжения.

Рельеф Горного Алтая достаточно однообразен и представляет собой чередование высоких горных цепей, долин крупных рек и межгорных впадин. Хребты представляют собой воздымающиеся тектонические блоки и их системы, а впадины и долины рек приурочены к относительно опущенным неотектоническим блокам или зонам молодых разломов. Большинство современных межгорных впадин имеют рамповый или полурамповый характер. С одной или с двух сторон на эти впадины по разломам надвигаются хребты.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате исследований, проведенных в пределах Чуйской и Курайской тектонических впадин и их горного обрамления, получена информация о распределении глубинной электропроводности изученной территории. Анализ особенностей кайнозойской тектоники Алтая и ее отображение в глубинной структуре земной коры, фиксируемой магнитотеллурическими зондированиями, позволил сделать вывод о сложном разломно-блоковом строении как самих впадин, так и окружающих их хребтов. Земная кора горного обрамления до глубин порядка 15—18 км характеризуется преимущественно высокими значениями удельного электрического сопротивления (УЭС), что соответствует преобладанию здесь хорошо литифицированных осадочных, а также интрузивных и метаморфических комплексов. Самые высокие значения УЭС — до 5000 Ом·м отмечаются в пределах Южно-Чуйского хребта, ограничивающего с юга Чуйскую впадину. Эта структура создана активным проявлением тектонических движений, выразившихся формированием самых высоких блоковых поднятий на палеозойском складчатом основании. Это — высокогорные, интенсивно расчлененные альпинотипные горные массивы с абсолютными отметками 3000—4500 м, сложенные в основном высоко метаморфизованными породами. В пределах Северо-Чуйского и Курайского хребтов, а также Чаган-Узунского горного массива УЭС составляет 1500—2000 Ом·м. От впадин горные хребты и горные массивы отделяются новейшими разрывными нарушениями, в плане совпадающими с проводящими субвертикальными неоднородностями с сопротивлением менее 2 Ом·м. Залегающая под рыхлыми кайнозойскими осадками консолидированная часть разреза земной коры в пределах Чуйско-Курайской системы впадин характеризуется абсолютным преобладанием низких значений удельного электрического сопротивления.

Чуйская и Курайская впадины в своем развитии тесно связаны с ростом прилегающих поднятий. Как и большинство современных межгорных впадин Горного Алтая Чуйско-Курайская система впадин имеет рамповый (Курайская впадина) и полурамповый (Чуйская впадина) характер.

Чуйская впадина является самой крупной межгорной котловиной Горного Алтая, заполненной толщей континентальных отложений палеогена, неогена и плейстоцена, мощностью до 1200 м [Деяткин, 1965]. По данным МТЗ построен профиль А-Б, пересекающий Чуйскую впадину и Южно-Чуйский хребет в субмеридиональном направлении (рис. 2). На профиле осадочные отложения новейшего этапа подразделяются на четыре геоэлектрических горизонта. Первый — с наибольшими значениями удельного сопротивления включает четвертичные отложения башкаусской, кызылгирской и бекенской свит верхнего плиоцена. Горизонт выдержан по значениям УЭС, в среднем составляющим 300 Ом·м, и значительно изменяется по мощности от 400 до 130 м до полного выклинивания. Второй горизонт, представленный отложениями туерыкской свиты нижнего плиоцена—верхнего миоцена, выдержан как по мощности, так и по сопротивлению, средние значения которых составляют 140 м и 300 Ом·м соответ-

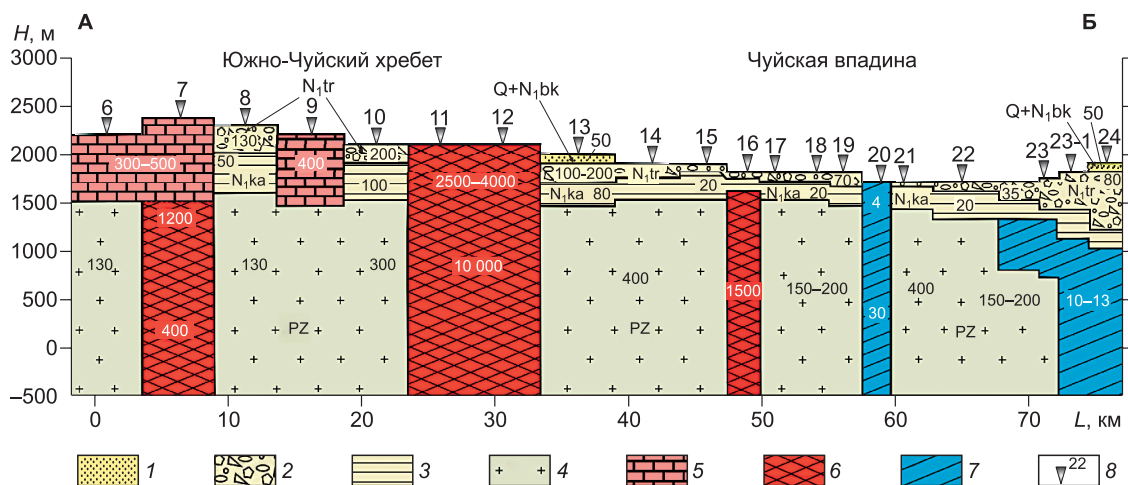


Рис. 2. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю А-Б (Южно-Чуйский хребет—Чуйская впадина).

1 — четвертичные отложения башкауской и бекенской свит верхнего плиоцена; 2 — отложения туерьской свиты нижнего плиоцена—верхнего миоцена; 3 — отложения кошагачской свиты среднего—нижнего миоцена; 4 — отложения палеозойского основания; 5 — интрузивные и метаморфические комплексы горного обрамления; 6 — геоэлектрические неоднородности с высокими значениями УЭС — массивные породы с низкой пористостью; 7 — геоэлектрические неоднородности с низкими значениями УЭС — зоны дробления новейших разломов; 8 — пункты МТ-зондирования. Цифры в поле рисунка — значения УЭС (Ом·м).

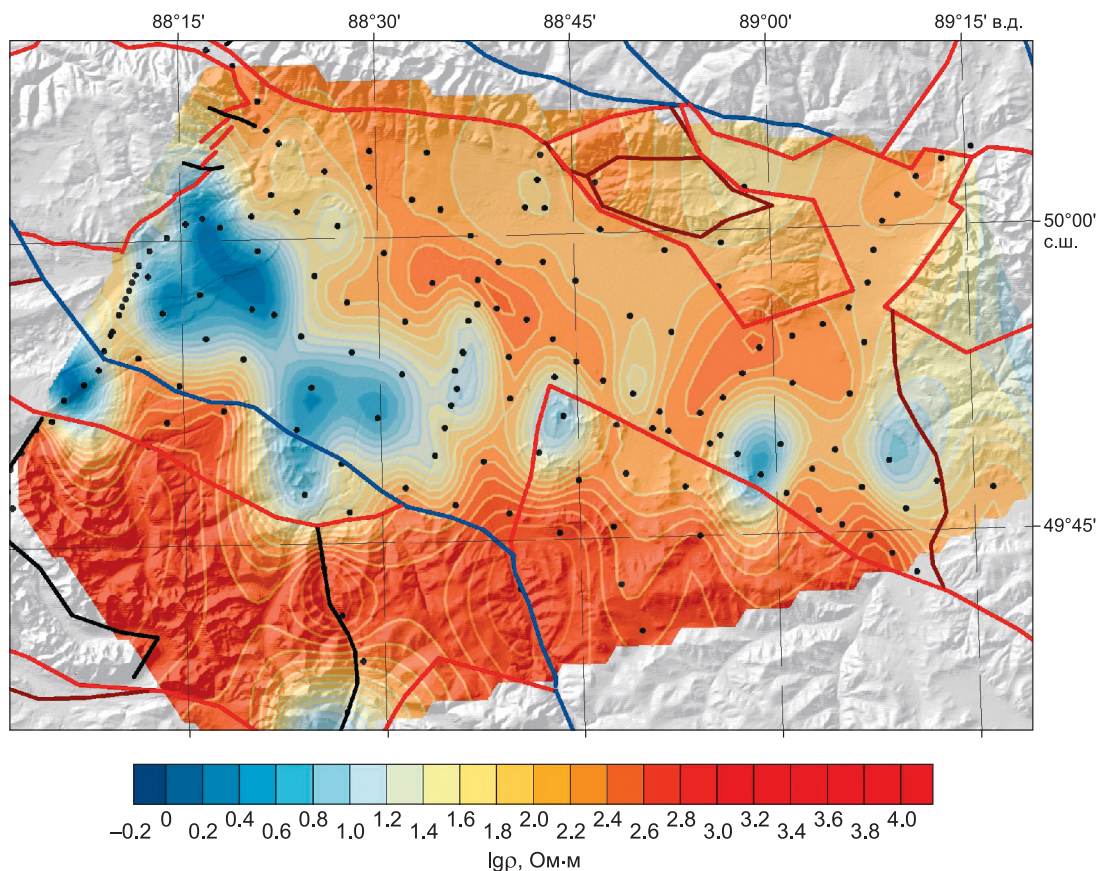


Рис. 3. Схема распределения удельного электрического сопротивления на глубине 5 км в Чуйской впадине.

Линиями показаны новейшие разломы, установленные по геологическим и геоморфологическим данным. Соответствуют разломам на рис. 1. Усл. обозн. кинематических типов разломов см. на рис. 1.

ственно. Наиболее проводящий третий горизонт приурочен к отложениям кошагачской свиты среднего—нижнего миоцена. Среднее сопротивление горизонта 25—30 Ом·м, мощность 200—250 м.

Анализ профиля показывает, что в основании Чуйской впадины нет единого блока, погруженного за счет надвигания на него хребтов обрамления. Напротив, ее фундамент представляет собой относительно опущенную систему мелких блоков, окруженную приподнятыми блоками — хребтами, представленными породами палеозойского основания с высокими значениями УЭС. Процессы внутриконтинентального орогенеза затронули и саму Чуйскую впадину, обусловив дробление ее основания и формирование линейно вытянутых новейших прогибов, которые в своем развитии тесно связаны с ростом прилегающих поднятий. Время начала интенсивных деформаций относится к началу [Ветров и др., 2016] или концу плиоцена [Девяткин, 1965]. Эти же процессы привели к перемещению глыб и формированию в ее пределах мелкосопочного рельефа — выступов фундамента. Выступы фундамента с высокими значениями УЭС (200—400 Ом·м) фиксируются в центральной части впадины, где палеозойские породы ее фундамента, хотя и не выходят на поверхность, но приподнятые по новейшим разломам, разделяют впадину на две примерно равные части. Наименьшие мощности чехла впадины фиксируются именно в осевой ее части, а по направлению к северной и южной ее границам существенно возрастают. Разделяющий впадину на две части выступ фундамента прослеживается на схеме распределения удельного электрического сопротивления в Чуйской впадине до глубины 5 км (рис. 3).

Курайская впадина является крупной межгорной депрессией со взбросовыми и взбрососдвиговыми тектоническими границами. В ее западной части фундамент, сложенный палеозойскими и позднепротерозойскими вулканогенными и осадочными породами выходит на поверхность, а восточная часть впадины представляет собой бассейн кайнозойской седиментации на палеозойском и позднепротерозойском фундаменте. По данным МТЗ построены профили В-Г и Д-Е, пересекающие Курайскую впадину в субширотном и субмеридиональном направлениях. Профиль В-Г (рис. 4) менее глубинный и обладает высоким разрешением. На нем хорошо выделяется чехол впадины, подразделяющийся на три геоэлектрических горизонта. Первый представлен флювиогляционными отложениями среднего—позднего плейстоцена. Горизонт выдержан по значениям УЭС, составляющим в среднем 15—20 Ом·м и значительно изменяется по мощности — от 150 м (п. 17—20) до полного выклинивания в северо-восточном направлении. Второй горизонт мощностью 250—300 м и сопротивлением 50—70 Ом·м представлен нерасчлененными раннесреднеплейстоценовыми отложениями и отложениями туерьской свиты среднего миоцена. Третий — наиболее проводящий — приурочен к нижнемиоценовым отложениям

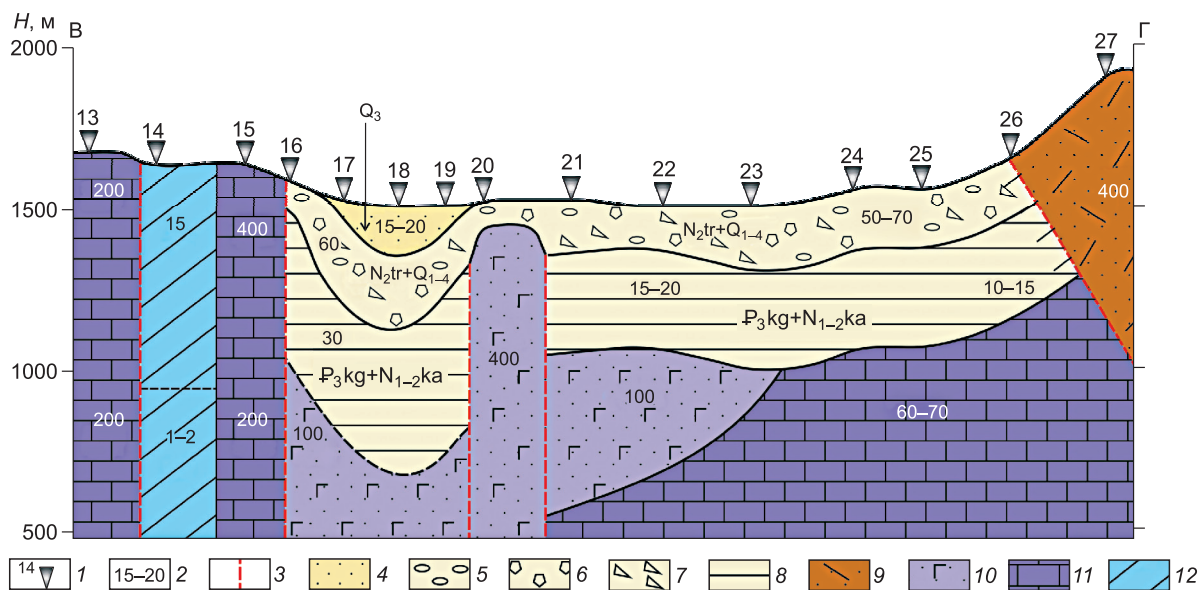


Рис. 4. Геоэлектрический разрез В-Г (Курайская впадина). Комплексы фундамента, по [Буслов и др., 2013].

1 — пункты МТ-зондирований; 2 — значения удельного электрического сопротивления (Ом·м); 3 — тектонические нарушения, фиксируемые на профиле МТЗ по резкой смене удельного электрического сопротивления. Кайнозойские отложения: 4 — флювиогляциальные; 5 — аллювиально-озерные; 6 — гляциальные; 7 — аллювиально-пролювиальные; 8 — глины, мергели, суглинки, супеси, бурые угли; 9 — раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные породы активной окраины; 10 — вендские вулканиты; 11 — кембрийские карбонатные породы; 12 — тектонические нарушения, фиксируемые на профиле МТЗ в виде зоны геоэлектрической неоднородности низкого сопротивления.

кошагачской свиты и отложениям карачумской свиты верхнего олигоцена. Мощность и сопротивление горизонта составляют 350 м и 10—20 Ом·м соответственно.

Породы фундамента представлены отложениями верхнего рифея, венда и кембрия [Буслов и др., 2013]. Для них характерны высокие значения удельного сопротивления, варьирующие в широких пределах — от 70 до 400 Ом·м. Наиболее высокие значения сопротивления (400 Ом·м) отмечаются в местах выхода палеозойских пород на поверхность. Южная часть впадины отделена выступом фундамента от ее северной части. Мощность кайнозойских отложений в южной части существенно выше. В северной части впадины фиксируется падение новейшего разлома, ограничивающего Курайскую впадину на север, под Курайский хребет. В южной части разрез пересекает крупный новейший сдвиг, выражающийся на геоэлектрическом разрезе широкой субвертикальной зоной низких удельных сопротивлений (1—15 Ом·м), контрастно выделяющейся на фоне окружающих ее пород фундамента с высоким удельным сопротивлением. Взбросовую южную границу Курайской впадины профиль не захватывает.

Кайнозойская тектоника Горного Алтая отчетливо проявляется в особенностях структур, созданных интенсивными глубинными процессами, которые хорошо выражены региональными зонами пониженных значений УЭС, обусловленных раздробленностью земной коры и поступлением глубинного эндогенного флюида. В одной из таких зон располагается Чуйско-Курайская система впадин. Зона вытянута в северо-западном направлении, параллельно простиранию аккреционных комплексов, образующих палеозойскую структуру региона. Здесь сопротивление разреза средней части консолидированной коры составляет менее 300 Ом·м. В эпицентральной зоне Чуйского землетрясения и центральной части Курайской впадины УЭС уменьшается до 50 Ом·м. В этом же интервале глубин фиксируются линейные зоны северо-западного и юго-восточного направлений с аномально низкими значениями УЭС (1 Ом·м), вероятно, отвечающие зонам разломов, скрытых под осадочными отложениями (рис. 5). Наличие глубоко проникающих разломов является одной из характерных черт литосферы, которые в период своего активного существования служат флюидопроводниками. По существу, они представляют собой «сквозные» каналы, проникающие в нижнюю кору и верхнюю мантию, и выводят на гипабиссальные глубины глубинные флюиды [Кадик, 2006]. Сильнейшие землетрясения практически всегда приурочены к таким разломам. Это подтверждается экспериментальными данными, свидетельствующими, что внезапный подъем флюидов в разломных зонах инициирует землетрясение [Аптикаев, 1995]. В пределах Горного Алтая новейшие разломы используют палеозойские зоны разломов лишь на отдельных участках и обычно секут их под разными углами [Новиков, 2004]. Узлы пересечения активизированных разломов отражаются в магнитотеллурическом поле субвертикальными проводящими зонами с явно выраженным наклоном одной из боковых границ (рис. 6), хорошо видимым на глубинном субмеридиональном МТЗ-профиле через западную часть Курайской впадины, что можно интерпретировать как сочетание взбросовых и сдвиговых перемещений по отдельным зонам новейших разломов.

Наличие в разрезе консолидированной коры проводящих геоэлектрических неоднородностей, связанных с зонами дробления новейших разломов, значительно затрудняет, а часто делает невозможным получение информации о положении корового проводящего слоя, который можно рассматривать в качестве индикатора геотермического режима и флюидонасыщенности. Кровля проводящего слоя в структурах разного возраста находится на глубинах, соответствующих изотермам 350—450 °С, а подошва 750—800 °С. Температурный диапазон 300—750 °С и давления 2.5—6.0 кбар охватывает породы коры от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно. По мере повышения *P-T* параметров в серии твердофазовых метаморфических реакций происходит полиэтапная дегидратация пород с высвобождением большей части связанной воды и образованием метаморфогенных минерализованных водных растворов и надкритических флюидов, разделенных критической точкой воды (374 °С) [Покровский, 2006; Киссин, 2009]. Особая роль в формировании корового проводящего слоя отводится межзерновой флюидной фазе [Ringwood, 1975; Shankland et al., 1981; Киссин, 2009]. Источником генерации воды являются также процессы окисления восстановленных мантийных флюидов [Маракушев, Перчук, 1971; Летников, 2000]. Установлена хорошая корреляционная связь между глубинами кровли проводящего слоя и тепловым потоком, которая уменьшается по мере роста теплового потока [Поспеев, Михалевский, 1981; Adam, 1987; Klempere et al., 1987; Рыбин и др., 2001; Баталев, 2013]. Эти данные подтверждают, что геотермический режим является одним из основных факторов, контролирующих положение корового проводящего слоя в разрезе литосферы.

В пределах изученной территории коровый проводящий слой проявлен фрагментарно, за исключением профиля Ж-3, пересекающего Улаганский хребет (рис. 7), где слой прослеживается на глубинах 10—15 км на значительном расстоянии. Этот профиль пересекает две крупные новейшие субвертикальные разломные зоны Северо-Восточного Алтая, прослеживающиеся на глубину более 20 км. Раздвиговая зона, к которой приурочена средняя часть долины р. Башкаус, выражена на геоэлектрическом разрезе несколько слабее, а новейшая сдвиговая зона в средней части Улаганского хребта, смещение по которой за поздний кайнозой по геоморфологическим данным, составило около 9000 м [Новиков, 2004], выражена очень контрастно.

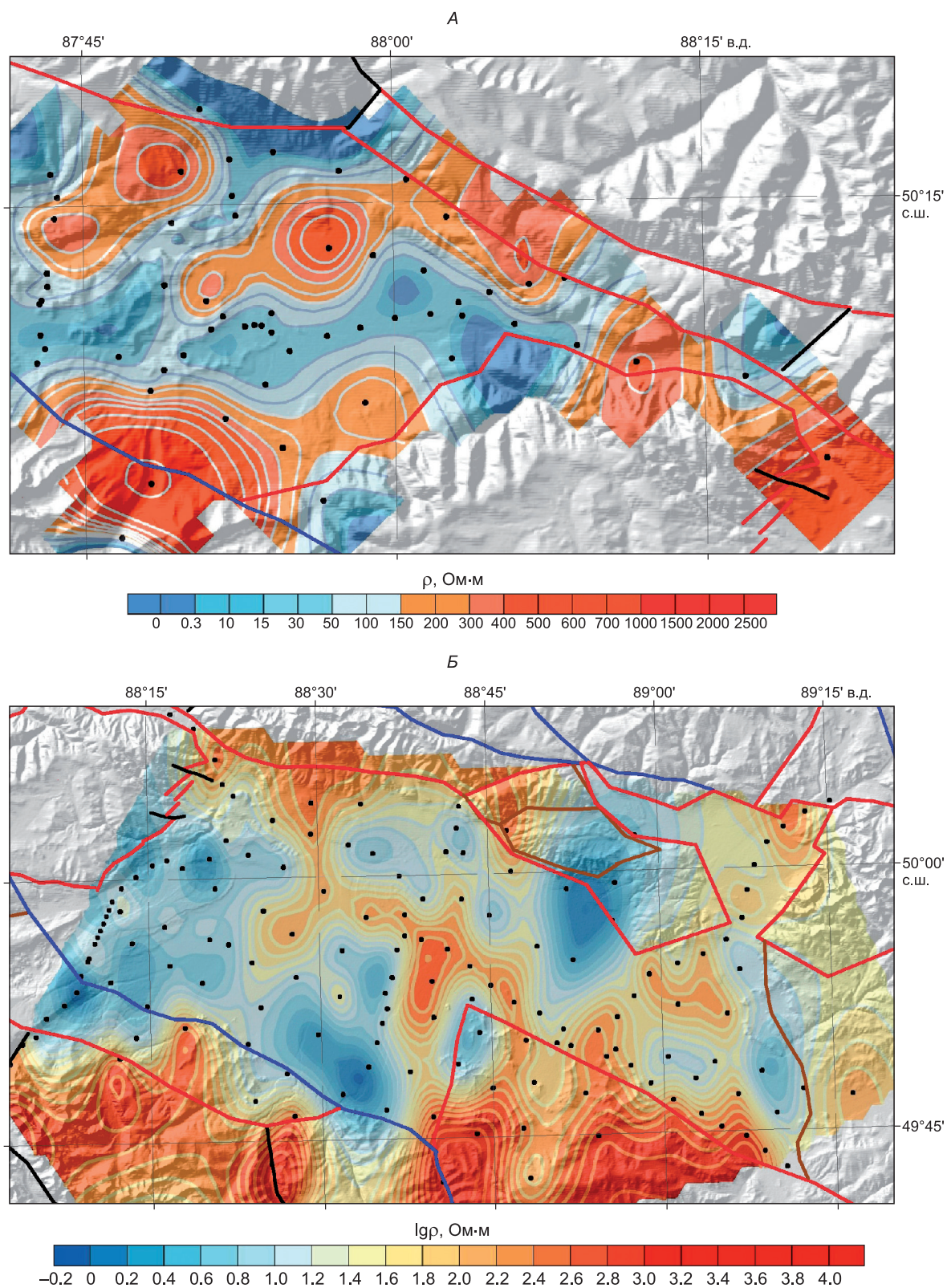


Рис. 5. Схемы распределения удельного электрического сопротивления на глубине 10 км:

А — в Курайской впадине, Б — в Чуйской впадине. Линиями показаны новейшие разломы, установленные по геологическим и геоморфологическим данным. Соответствуют разломам на рис. 1. Усл. обозн. кинематических типов разломов см. на рис. 1.

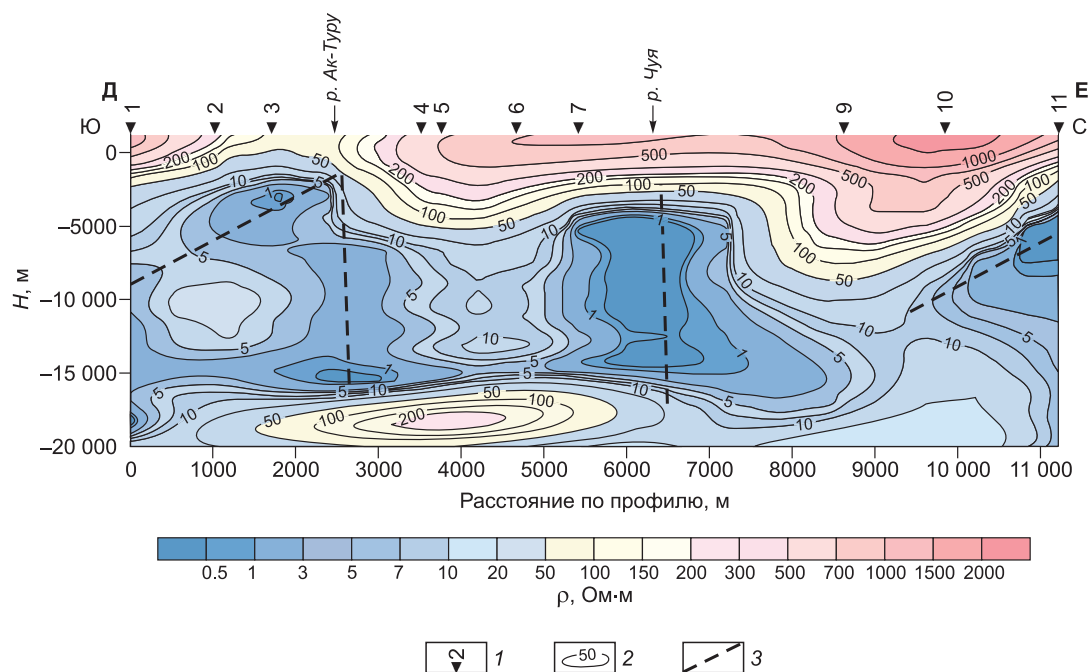


Рис. 6. Геоэлектрический разрез по профилю Д—Е (Курайская впадина).

1 — пункты МТЗ; 2 — изолинии удельного электрического сопротивления (Ом·м); 3 — разломы кайнозойского этапа активизации.

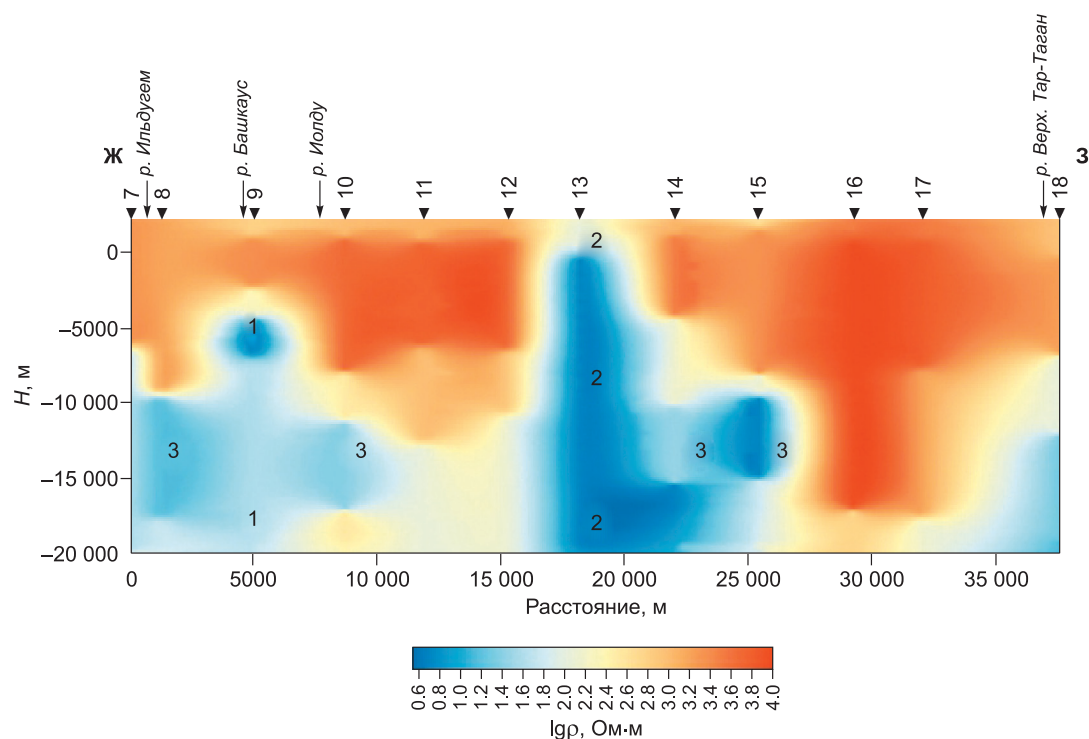


Рис. 7. Геоэлектрический разрез по профилю Ж—З (Улаганский хребет).

1 — зона раздвига средней части долины р. Башкауз, 2 — правый сдвиг осевой части Улаганского хребта, 3 — коровый проводящий слой.

В горном обрамлении Чуйско-Курайской системы впадин проводящий слой находится на глубинах 18—20 км. Среднее сопротивление слоя составляет 30—50 Ом·м. В пределах Чуйской и Курайской впадин проводящий слой имеет аномальные параметры: кровля поднимается до отметок 8—10 км, а сопротивление понижается до значений, меньших 5 Ом·м. К этой области приурочено основное количество эпицентров землетрясений, что позволяет сделать вывод о том, что приподнятая кровля проводящего слоя может отделять верхний жесткий блок от более пластичной флюидонасыщенной нижней части, на границе которых происходит основной объем разгрузки накапливающихся напряжений. Результаты магнитотеллурических исследований, проведенных в последние десятилетия в крупных тектонических провинциях как у нас в стране, так и за ее пределами, выявили взаимосвязь между процессами, происходящими в зонах землетрясений и разноранговыми проводящими неоднородностями, расположенными в земной коре и верхней мантии [Брыксин, Хлестов, 1980; Adam, 1987; Грачев, 2000; Родников и др., 2002; Jackson et al., 2003; Мороз и др., 2008; Мороз, Мороз, 2009; Киссин, 2009; Эпов и др., 2012; Никифоров и др., 2013; Поспеева и др., 2014]. Суммирование полученных результатов позволяет сделать вывод об особенностях расположения очагов коровых землетрясений относительно проводящего слоя. Сейсмическая активность чаще всего проявляется в зонах сочленения структур с контрастными геоэлектрическими показателями. Очаги землетрясений локализуются преимущественно над проводящим слоем или в его верхних частях, в местах, где отмечены перепады глубин кровли слоя и увеличение его суммарной электропроводности. Повышение кровли проводящего корового слоя до глубин 8—10 км отмечается под многими известными очаговыми зонами землетрясений: Алтайской [Неведрова, Поспеева, 2009, 2012; Эпов и др., 2011]; Задунайской [Adam, 1987]; Южно-Каспийской [Грачев, 2000; Родкин, 2003; Jackson et al., 2003]; в зоне сочленения Припятского прогиба и Белорусской антеклизы [Результаты..., 2007] и многих других. Эти данные согласуются с метаморфогенной моделью сейсмоактивной зоны, предложенной И.Г. Киссиным [2001, 2009]. Согласно этой модели, метаморфическая реакция дегидратации в одном из блоков земной коры приводит к появлению дополнительных напряжений в разломной зоне, отделяющей этот блок от соседнего блока, где такой процесс не имел места. Повышенное поровое давление (близкое к литостатическому) приводит к гидроразрыву и впрыскиванию высоконапорного флюида в разломную зону, что и служит пусковым механизмом для возникновения землетрясения. Флюиды оказывают сильное влияние на главные условия развития деформационного процесса — характер действующих напряжений и прочностные свойства среды [Киссин, 2009]. Установлено, что очаги землетрясений концентрируются преимущественно над субгоризонтальными флюидонасыщенными телами или в верхних их частях, поэтому параметры корового проводящего слоя можно отнести к факторам, определяющим сейсмическую активность регионов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты интерпретации площадных магнитотеллурических исследований, проведенных в пределах Северо-Восточного и Юго-Восточного Алтая, свидетельствуют о достаточно дробной новейшей блоковой делимости земной коры как всей территории в целом, так и в пределах крупных впадин. Таким образом, крупные впадины Алтая, типа Курайской и Чуйской, не связаны с отдельными жесткими блоками, испытывавшими относительно погружение. Построенные по магнитотеллурическим данным разрезы позволяют проследить поведение до глубины 20 км основных неотектонических нарушений, зоны которых отчетливо видны на магнитотеллурических разрезах за счет аномально низких удельных сопротивлений (менее 0.5 Ом·м). В целом магнитотеллурические данные подтверждают кинематические характеристики разломов, ранее определенные по морфотектоническим и геологическим данным. Для сбросов и сдвигов установлены вертикальные падения плоскостей сместителей, а для взбросов — наклонные. На глубине 10—15 км и субвертикальные, и наклонные зоны новейших разрывных нарушений пересекают субгоризонтальную зону повышенной проводимости.

Наличие субгоризонтального проводящего слоя обеспечивает высокий потенциал тектонической и сейсмической активности верхней, наиболее хрупкой части литосферы на территории Горного Алтая. Можно полагать, что в пределах рассматриваемой территории происходит смещение верхней части земной коры по отношению к нижней по субгоризонтальной зоне повышенной проводимости, которая образует естественный раздел между верхней областью хрупкого корового торошения и областью вязкого выдавливания в нижнее полупространство. Однако, судя по тому, что субвертикальные зоны разломов прослеживаются и глубже субгоризонтальной зоны повышенной проводимости, масштабы такого смещения невелики. Процессы регионального сжатия порождают рост горных сооружений и увеличение мощности земной коры под ними. Характерной особенностью геоэлектрического разреза фундамента крупных впадин Горного Алтая (Чуйской и Курайской) является подъем поверхности субгоризонтального проводящего слоя до глубин порядка 10 км с одновременным снижением в его пределах электрического сопротивления менее 10 Ом·м.

Работа выполнена по темам НИР «Континентальные осадочные палеобассейны различных тектоноседиментологических обстановок (0330-2016-0015)» и «Геоэлектрика в исследованиях геологической среды: технологии, полевой эксперимент и численные модели» (IX.128.1.2).

ЛИТЕРАТУРА

Аптикаев С.Ф. Структура микромасштабного сейсмического поля: Автореф. дис.... к.ф-м.н. М., ОИФЗ РАН, 1995, 22 с.

Баталев В.Ю., Баталева Е.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Глубинное строение западной части зоны Таласо-Ферганского разлома по результатам магнитотеллурических зондирований // Литосфера, 2013, № 4, с. 136—145.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М., Диалог-МГУ, 1997, 161 с.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. М., Наука, 1981, 132 с.

Брыксин А.В. Хлестов В.В. Природа внутрикорового волновода в континентальных рифтовых зонах и областях современной активизации // Геология и геофизика, 1980 (8), с. 87—95.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатор 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—1626.

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

Грачев А.Ф. Южно-Каспийская впадина // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., Пробел, 2000, с. 217—224.

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

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1937—1948.

Кадик А.А. Флюиды как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М., Наука, 2006, с. 19—46.

Киссин И.Г. Метаморфогенная модель сейсмоактивного слоя континентальной земной коры // Вулканология и сейсмология, 2001, № 2, с. 53—59.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М., Наука, 2009, 327 с.

Летников Ф.А. Глубинные флюиды Земли // Российская наука: грани творчества на грани веков. М., Научный мир, 2000, с. 333—340.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Международный геохимический конгресс: тезисы докладов. М., Международная ассоциация геохимии и космохимии, 1971, т. 2, с. 513—514.

Масарский С.И., Моисеенко Ф.С. О сейсмичности Алтая // Геология и геофизика, 1962 (8), с. 104—106.

Моисеенко Ф.С. Некоторые черты неотектоники, результаты и возможности сейсмогеологических исследований в Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1969 (2), с. 84—94.

Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Исследование динамики геоэлектрической среды по данным электротеллурического поля // Вулканология и сейсмология, 2009, № 1, с. 9—48.

Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2008, № 2, с. 97—109.

Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В. Комплексная интерпретация данных электромагнитных зондирований с естественным и контролируемым источником в сейсмоактивных районах (на примере Горного Алтая) // Геофизический журнал, 2009, т. 31, № 4, с. 142—158.

Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М. Интерпретация данных комплексных электромагнитных методов в сейсмоактивных районах (на примере Чуйской впадины Горного Алтая) // Физика Земли, 2011, № 11, с. 63—75.

Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 1, с. 54—64.

Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1377—1388.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004, 312 с.

Новиков И.С. Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 184—202.

Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (11), с. 1139—1149.

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

Плоткин В.В., Губин Д.И. Учет приповерхностных неоднородностей над горизонтально-слоистым разрезом при магнитотеллурическом зондировании // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1381—1390.

Покровский А.В. Об эндогенной составляющей круговорота воды на Земле // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2006, № 7, с. 46—56.

Поспеев В.И. Результаты статистической обработки экспериментальных данных по глобальному магнитотеллурическому зондированию // Методы и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1979, с. 56—64.

Поспеев В.И., Михалевский В.И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1981, (1), с. 153—157.

Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В., Сахарова М.А. Магнитотеллурические исследования в районах новейшей тектоники и сейсмической активности (на примере Горного Алтая) // Геофизика, 2014, № 4, с. 8—16.

Результаты наблюдений на территории Беларуси за 2007 год // Геофизический мониторинг, 2007, № 9, с. 208—216.

Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Оценка сейсмического потенциала Алтая с применением внерегионального сейсмотектонического метода // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений, 1996, № 1—2, с. 90—95.

Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М., ОИФЗ РАН, 1993, 209 с.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Иогансон Л.И., Рейснер Г.И., Баясгалан А., Кочетков В.М., Курушин Р.А. Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1995, № 2—3, с. 132—152.

Родкин М.В. Флюидогеодинамическая модель литосферы Южного Каспия // Геотектоника, 2003, № 1, с. 43—53.

Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина // Тихоокеанская геология, 2002, № 4, с. 3—8.

Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г. Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1566—1573.

Файнберг Э.Б., Фискина М.В., Ротанова Н.М. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли // Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., Наука, 1977.

Эпов М.И., Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М., Потапов В.В. Геоэлектрическое строение земной коры Чуйской впадины Горного Алтая на основе комплексной интерпретации данных электромагнитных методов с контролируемым и естественным источником (МТЗ, ЗС) // Динамика физических полей Земли, М., Изд-во «Светоч Плюс», 2011, с. 31—53.

Adam A. Are there two types of conductivity anomaly (CA) caused by fluid in the crust? // Phys. Earth Planet. Inter., 1987, v. 45, № 2, p. 209—215.

Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophys., 1988, v. 62, p. 119—127.

Brown J.M., Shankland T.J. Thermodynamic parameters in the Earth as determined from seismic profiles // *Geophys. J. Int.* 1981, v. 66, p. 579—596.

England P., Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // *Geophys. J. Int.*, 1997, v. 130, p. 551—582.

England P., Molnar P. Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia // *J. Geophys. Res.*, 2005, v. 110, B12401, doi: 10.1029/2004JB003541.

Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian Basin // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 214—245.

Klemperer S.L. and BIRS group. Reflectivity of the crystalline crust: Hypotheses and tests // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1987, v. 89, p. 217—222.

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, p. 276—294.

Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York, McGraw-Hill, 1975, p. 618.

Shankland T.J., O'Connell R.J., Waff H.S. Geophysical constraints on partial melt in the upper mantle // *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1981, v. 19, p. 394.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Ph.D. Dissertation, MIT, Cambridge, 1967.

Yang S.-m., Wang Q., You X.-z. Numerical analysis of contemporary horizontal tectonic deformation fields in China from GPS data // *Acta Seismol. Sin.*, 2005, v. 18, № 2, p.135—146.

*Рекомендована к печати 26 апреля 2016 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
15 января 2016 г.*