

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ С ЕЕ ГОРНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.В. Поспеева, В.В. Потапов

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

На основе результатов магнитотеллурических исследований (МТЗ), проведенных по профилям, секущим Чуйскую впадину в направлениях ю-з.—с.-в. и з.-в., показаны особенности глубинного геоэлектрического строения ее внутреннего поля и зон перехода к северному (Курайский хребет) и южному (Южно-Чуйский хребет) горному обрамлению. Чуйская впадина представляет собой территорию с мелкоблоковым строением, с наименьшей мощностью осадочных отложений в ее осевой части (450—650 м). В ключевых участках зон перехода от впадины к Курайскому и Южно-Чуйскому хребтам прослеживается полный геоэлектрический разрез осадочных отложений общей мощностью 1000—1200 м. В разрезе осадочного чехла и палеозойского основания картируются субвертикальные проводящие неоднородности с аномально (менее 5 Ом·м) низкими значениями удельного электрического сопротивления, маркирующие неотектонические нарушения и узлы их пересечения с разломами палеозойского и мезозойского этапов заложения. Определенные по магнитотеллурическим данным кинематические характеристики разломов в целом соответствуют данным морфотектонических и геологических исследований.

Магнитотеллурические исследования, геоэлектрические горизонты, новейшие разломы, проводящие неоднородности, удельное электрическое сопротивление, Горный Алтай

DEEP STRUCTURE OF THE ZONES OF JUNCTION OF THE CHUYA TECTONIC DEPRESSION AND ITS MOUNTAINOUS FRAME IN GORNY ALTAI ACCORDING TO RESULTS OF MAGNETOTELLURIC STUDIES

E.V. Pospeeva, V.V. Potapov

Results of magnetotelluric studies (MTS) carried out along SW-NE and W-E profiles across the Chuya depression are used to demonstrate the deep geoelectric structure of its internal field and the transition zones to northern (Kurai Ridge) and southern (South Chuya Ridge) mountainous frames. The Chuya depression is an area with small-block structure, with its axial part comprised of the thinnest (450—650 m) sedimentary deposits. The key sites of the transition zones from this depression to the Kurai Ridge and the South Chuya Ridge manifest a complete geoelectric section of sedimentary deposits with a total thickness of 1000—1200 m. Subvertical conductive heterogeneous beds of abnormally low (<5 Ohm·m) specific resistivity are mapped in the section of the sedimentary cover and the Paleozoic basement. They mark neotectonic faults and the their intersection nodes with the Paleozoic and Mesozoic faults. The kinematic parameters of the faults determined from the magnetotelluric data are generally consistent with the data of morphotectonic and geological studies.

Magnetotelluric studies, geoelectric horizons, neotectonic faults, conductive heterogeneous beds, electrical resistivity, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Межгорные впадины представляют собой одно из главных структурно-вещественных выражений последовательности геологических событий. В их тектонической структуре, соотношениях с породами фундамента, в специфике проявления магматизма и осадконакопления заложена информация о геодинамике консолидированной земной коры подвижных поясов Земли и особенностях ее эволюции.

Согласно геолого-динамической модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, в кайнозое его структура была интенсивно реактивирована с формированием горных систем, сопутствующих им осадочных бассейнов, сдвигонадвиговых и рамповых структур и рифтов, образованных в результате отдаленного воздействия Индо-Евразийской коллизии [Добрецов и др., 2016; Буслов и др., 2017]. На территории Горного Алтая наиболее контрастные кайнозойские движения и деформации проявились в его юго-восточной части вблизи границы с Монголией. Анализ и корреляция геолого-геофизических данных (стратиграфических, тектонических, геоморфологических, гравитационных и гео-

электрических), а также данных термотектонического моделирования рельефа показали, что наиболее контрастные тектонические движения проявились в позднем кайнозое за последние 5 млн лет [Добрецов и др., 2016]. В результате обособились высокогорные Чулышманское и Укокское плато, ограниченные горными хребтами и разделенные Курайско-Чуйской системой впадин, представленной активным рампом, осложненным в центральной части выступом фундамента [Добрецов и др., 2016].

Чуйская впадина является частью Курайско-Чуйской системы альпийских межгорных структур, заложившихся во второй половине кайнозоя на месте раннепалеогеновой денудационной равнины [Буслов и др., 1999]. Главными чертами новейшей структуры территории являются разломные границы впадин с обрамляющими их с северо-востока и юго-запада горными сооружениями. В ходе кайнозойского этапа активизации консолидированная область была разбита на серию глыб, подвергшихся горизонтальным перемещениям с различными вертикальными составляющими амплитуды. Чуйская впадина является самой крупной межгорной котловиной Горного Алтая, заполненной сложнопостроенной толщей палеогена, неогена и плейстоцена мощностью до 1200 м [Лузгин, Русанов, 1992]. В своем развитии впадина тесно связана с ростом окружающих поднятий. Ее северной границей с конца неогена служит разрастающийся Курайский хребет, южной — Северо-Чуйский, Южно-Чуйский хребты и Сайлюгемский свод. Западную часть ограничивает Чаган-Узунский горстовый массив. В зонах сопряжения Чуйской впадины с горным обрамлением наблюдается наибольшая контрастность новейших движений. Так, амплитуда воздымания осевой зоны Курайского хребта относительно палеозойского дна Курайско-Чуйской системы впадин достигает 2700 м.

Изучение особенностей проявления в магнитотеллурическом поле специфики молодых кайнозойских процессов, протекающих во внутреннем поле и горном обрамлении Чуйской впадины, позволяет уточнить некоторые вопросы альпийской геодинамики Горного Алтая. Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) является одним из наиболее информативных, чутко реагирующим на изменение вещественного состава осадочной толщи и раздробленности ее палеозойского основания разломами новейшего этапа активизации. Целью настоящих исследований было изучение ключевых участков Чуйской впадины, включающих границу впадины и ее горное обрамление, а также картирование разломов новейшего этапа активизации, скрытых под осадочными отложениями. Это предусматривало решение следующих задач:

- построить геоэлектрические разрезы осадочного чехла Чуйской тектонической впадины по серии региональных профилей субмеридионального и широтного направлений;
- построить геоэлектрический разрез по детализационному профилю в центральной части Чуйской впадины;
- на основе комплексного анализа результатов магнитотеллурических и геоморфологических исследований определить основные черты новейшей структуры зон сочленения Чуйской впадины с ее ближайшим горным обрамлением.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основного метода при изучении глубинной структуры зон сочленения Чуйской тектонической впадины с ее ближайшим горным обрамлением применялся метод магнитотеллурического зондирования. Работы выполнялись на основе технологий V5 System — 2000 тремя комплектами аппаратуры MTU-5 компании «Phoenix Geophysics» (Канада). Регистрация пяти компонент магнитотеллурического поля (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) в диапазоне периодов 0.003—10000 с осуществлялась в синхронном режиме, что позволило увеличить точность и производительность наблюдений. Шаг наблюдений по профилям в среднем составлял около 4—5 км со сгущениями до 1 км в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения и в зоне динамического влияния новейшего разлома, расположенного в центральной части впадины (рис. 1). Регистрация электрических компонент магнитотеллурического поля (МТ-поля) осуществлялась с помощью крестообразной установки с длиной приемных линий 100 м, ориентированных по шкале магнитологов: ось X — север, ось Y — восток. Плановая и высотная привязка пунктов зондирования проводилась с помощью системы GPS. Длительность записи на точке наблюдения в среднем составляла 19—22 ч.

Для обработки полевых данных использовалось поставляемое вместе с аппаратурой программное обеспечение SSMT2000 фирмы «Phoenix Geophysics», основанное на корреляционном методе, позволяющем рассчитать функции взаимной корреляции всех компонент МТ-поля. 1-D и 2-D инверсии выполнены в программном комплексе «WinGLink». Количественная и качественная интерпретация проводилась по методике, подробно рассмотренной в [Неведрова, Поспеева, 2009; Неведрова и др., 2011; Поспеева и др., 2014]. Важным этапом качественной интерпретации является анализ магнитотеллурических данных, позволяющий построить интерпретационную модель. На основе анализа измеренных значений тензора импеданса с применением априорных геолого-геофизических данных проводится геоэлектрическое районирование, локализация и идентификация структур, а также определяется их раз-

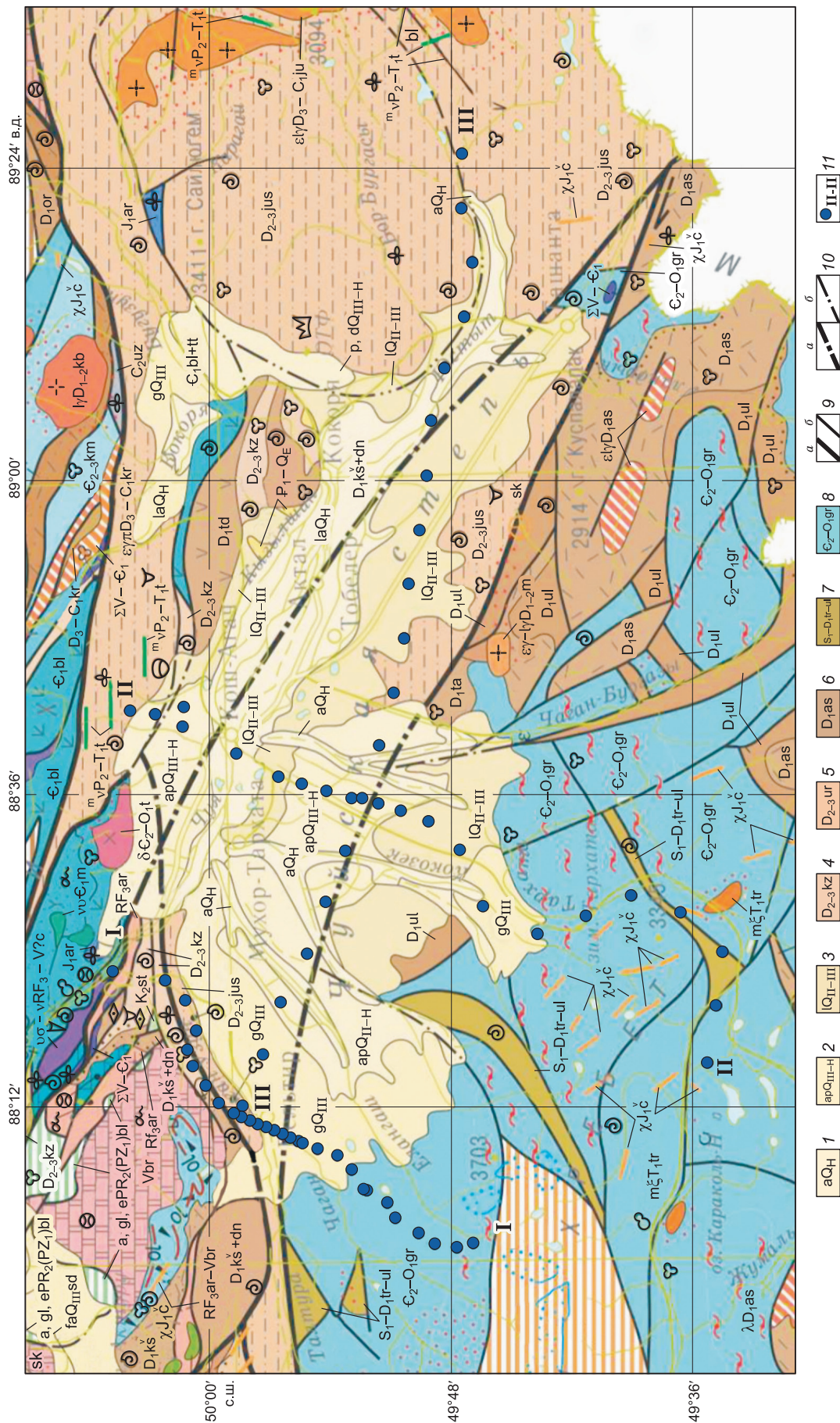


Рис. 1. Фрагмент геологической карты и расположение профилей МТЗ в пределах Чуйской впадины [Государственная..., 2011].

I — голоцен; 2 — неоплейстоцен, верхнее звено — голоцен; 3 — неоплейстоцен, среднее — верхнее звено; 4 — девон, средний — верхний отдел, кызылшнская серия; 5 — девон, средний — верхний отдел, урульская серия; 6 — девон, покровные фации и осадочные породы, Аксайская свита; 7 — силур — девон, силуритская система, нижний отдел — девонская система, нижний отдел; 8 — кембрий — ордовик, кембрийская система, средний отдел — ордовикская система, нижний отдел; 9 — сбросы и взбросы, а также достоверные разломы с неустановленной или сложной кинематикой, выходящие на поверхность; а — главные; б — прочие; 10 — сбросы и взбросы, а также достоверные разломы с неустановленной или сложной кинематикой, скрытые под вышележащими образованиями; а — главные; б — прочие; 11 — пункты МТЗ с номерами профилей.

мерность и простирание. Основную роль при этом играют магнитотеллурические параметры и полярные диаграммы тензора импеданса. Анализ магнитотеллурических параметров выполнялся на основе упрощенного теста М.Н. Бердичевского [Бердичевский, Дмитриев, 2009], позволившего установить соответствие изучаемой среды региональной двумерной модели северо-западного простирания, созданной системой аккреционных комплексов активных и пассивных окраин:

$$Nmt \gg \delta \rightarrow Skew_S \leq \delta \rightarrow Skew_B \leq \delta,$$

где Nmt — параметр неоднородности [Бердичевский и др., 1997], $Skew_S$ — параметр асимметрии [Swift, 1967], $Skew_B$ — фазочувствительный параметр асимметрии [Bahr, 1988], δ — пороговые значения, лежащие в интервале 0.05—0.15 [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. На высоких частотах ($T \ll 1$ с), значения магнитотеллурических параметров лежат в пределах пороговых, что свидетельствует о возможности одномерных оценок разреза осадочного чехла. Это подтверждается анализом диаграмм тензора импеданса, форма которых на этих частотах типична для горизонтально-слоистого разреза: диаграммы $|Z_{xx}|$ (дополнительного импеданса) стягиваются к нулю, а диаграммы $|Z_{yy}|$ (основного импеданса) близки к кругу (рис. 2, б). С понижением частоты значения Nmt возрастают, а значения $Skew_S$ и $Skew_B$ остаются в пределах пороговых и только на периодах, превышающих 100 с, отмечается повышение значений всех трех параметров, что свидетельствует о наличии глубинных трехмерных эффектов.

Одной из важнейших задач при проведении исследований методом МТЗ является выявление искажений на кривых зондирования, которые связаны с латеральной неоднородностью разреза. Территория Русского Алтая в геологическом отношении принадлежит обширному ареалу развития интрузивных и метаморфических комплексов палеозойского возраста, в пределах которого удельное электрическое сопротивление (УЭС) достигает величин 10 000 Ом·м. Поэтому основной характер искажений имеет здесь гальваническую природу. В основном наблюдается « ρ -эффект», проявляющийся в статическом сме-

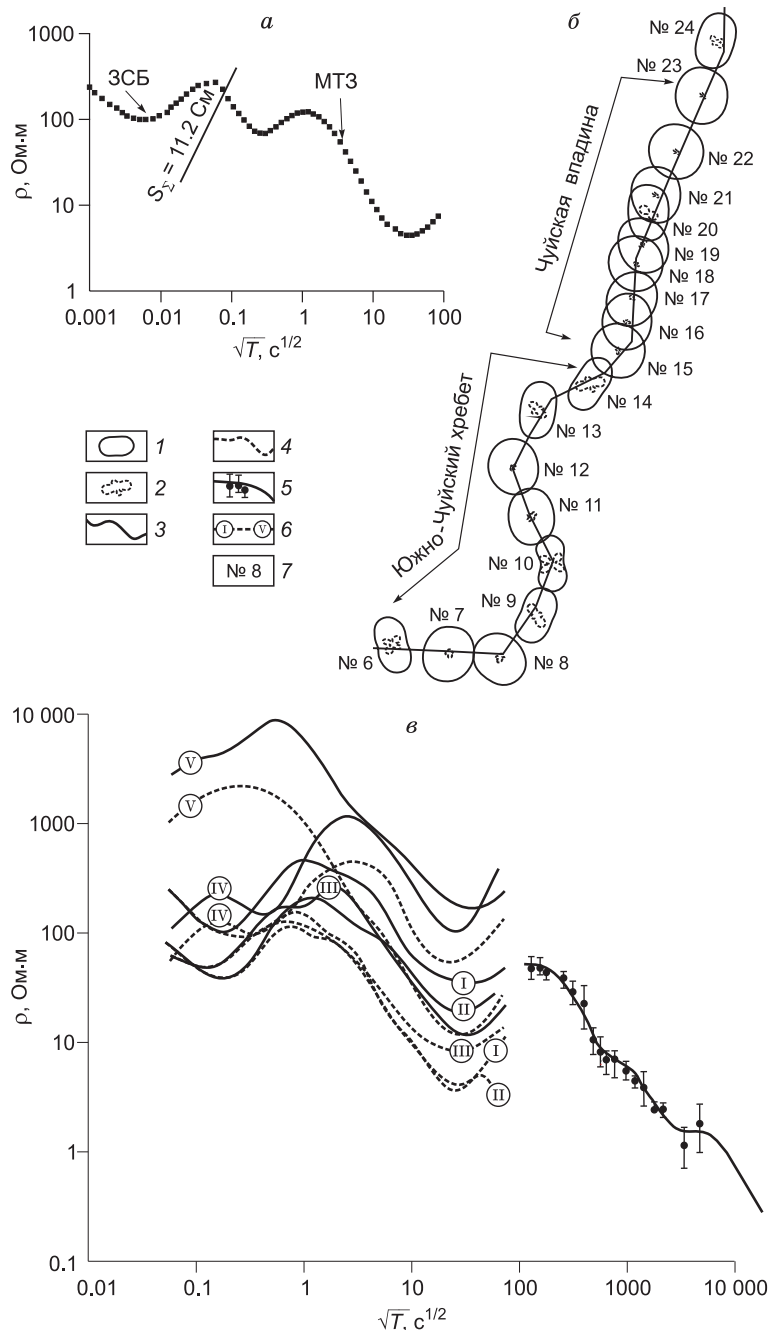


Рис. 2. Пример совмещения кривых МТЗ и ЗСБ в едином пункте зондирования (МТЗ № 102, профиль I—I) (а); полярные диаграммы тензора импеданса по профилю II—II (б); среднхарактеристические кривые МТЗ (в).

I — полярные диаграммы основного импеданса; 2 — полярные диаграммы дополнительного импеданса; 3 — поперечные кривые МТЗ; 4 — продольные кривые МТЗ; 5 — кривая глобального МВЗ; 6 — цифры в кружках: I — профиль I—I, II — профиль II—II, III — профиль III—III, IV — Курайский хребет, V — Южно-Чуйский хребет, 7 — номер МТЗ. а — прямая линия — асимптотическая (интегральная) линия проводимости осадков.

щении поперечной составляющей МТ-поля по оси сопротивлений вверх. В пределах горного обрамления Чуйской впадины Южно-Чуйского и Курайского хребтов отмечается значительное расхождение продольных и поперечных кривых, нисходящие ветви которых выходят за уровень кривой МВЗ (см. рис. 2, в). Во впадинах восходящие ветви поперечных кривых в интервале интегральной проводимости надпорной толщи (S_1) близки к восходящим ветвям продольных, а ниспадающие ветви смещены по оси сопротивления вверх практически на декаду, но не выходят за уровень глобального МВЗ (см. рис. 2, в). В этом случае при аппроксимации геоэлектрического разреза двумерной средой наиболее точные оценки параметров изучаемой среды дают продольные кривые. Правомерность такого подхода подтверждается результатами сопоставления кривых МТЗ с кривыми зондирования становлением поля в ближайшей зоне (ЗСБ) [Неведрова, Поспеева, 2009], которые применялись в качестве критерия неискренности восходящих ветвей кривых МТЗ (см. рис. 2, а), а также результатами трехмерного математического моделирования [Плоткин и др., 2017]. Нисходящие ветви кривых МТ-зондирования сопоставлялись с кривой глобального магнитовариационного зондирования (МВЗ) [Файнберг и др., 1977; Поспеев, 1979; Поспеев, Михалевский, 1981].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стадии кайнозойского и, в частности, неотектонического развития Горного Алтая определены временными рамками стратиграфических комплексов, развитых в межгорных впадинах. Наиболее полно образования палеоген-неогенового возраста представлены в самых крупных котловинах — Чуйской и Курайской. Каждый из комплексов отличается от других литологическим составом, мощностью, условиями залегания, степенью их диагенетической переработки. Присутствие в низах разрезов сравнительно грубых осадков, залегающих с разрывом на более древних отложениях, характеризует резкую смену условий осадконакопления. Эти различия в значительной степени определялись уровнем тектонической активности региона, контролировавшим развитие процессов осадконакопления, и знаменовали собой проявление региональных (или местных) тектонических движений и, как следствие, фаз усиления эрозионно-денудационных процессов [Ерофеев, 1969].

Кайнозойские отложения, выполняющие Чуйскую впадину, с разрывом залегают на морских и континентальных отложениях палеозоя и палеогеновой коре выветривания [Буслов и др., 1999; Новиков, 2004]. В них отчетливо выделяются карачумская (нижний олигоцен), кошагачская (нижний—средний миоцен), туерыкская (средний—верхний миоцен), кызылгирская (верхний миоцен—ранний плиоцен), бекенская (ранний плиоцен), терекская (верхний плиоцен) и башкауская (верхний плиоцен—нижний плейстоцен) свиты, условия осадконакопления которых свидетельствуют о вовлечении стабильного плато в процессе горообразования (рис. 3). В основании отложений впадины расположена *карачумская свита* (нижний олигоцен), представленная каолиновыми глинами с прослоями и линзами щебнистого материала, алевролитами, мелкозернистыми песками с конкрециями сидерита. На отложениях карачумской свиты трансгрессивно залегают *кошагачская*, сложенная преимущественно глинами, алевролитами и тонкозернистыми песками. *Туерыкская свита* обычно представлена очень плотными тонкозернистыми карбонатными алевролитами и мергелями. У бортов впадины в основании свиты встречаются слои более грубозернистого материала песка, галечника, конгломерата, а в разрезах, прилегающих к Курайскому хребту, — прослой неокатанных палеозойских пород. *Кызылгирская свита* сложена грубозернистыми песчаными, гравийными и щебнистыми отложениями со слоями глин и алевролитов. К *бекенской свите* отнесены алевролиты, мелкозернистые пески с линзами грубого гравийного материала. *Терекская* и *башкауская свиты* представлены грубообломочной, преимущественно субаэральной молассой — галечниками, валунниками, конгломератами, щебнями.

Отложения новейшего этапа активизации подразделяются на три геоэлектрических горизонта:

$$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3.$$

Первый горизонт — с наибольшими значениями УЭС — включает четвертичные отложения башкауской, кызылгирской и бекенской свит. Второй горизонт представлен отложениями туерыкской свиты, наиболее проводящий — третий горизонт — приурочен к отложениям кошагачской свиты. Отмечаются значительные вариации параметров геоэлектрических горизонтов (мощности и удельного сопротивления) при переходе от внутреннего поля Чуйской впадины к ее горному обрамлению — Южно-Чуйскому и Курайскому хребтам и Чаган-Узунскому горсту. Эти изменения четко прослеживаются по геоэлектрическим разрезам, построенным по профилям, секущим впадину в направлении юго-запад—северо-восток (рис. 4, 5).

В пределах рассматриваемой территории, согласно [Буслов и др., 1999], расположены два типа зон перехода от Чуйской впадины к ее горному обрамлению. Первый тип включает в себя систему взбросов, надвигов и сдвигов, по ней впадина граничит с Курайским хребтом; второй — сложнопостро-

Рис. 3. Сводный разрез кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая.

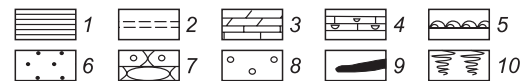
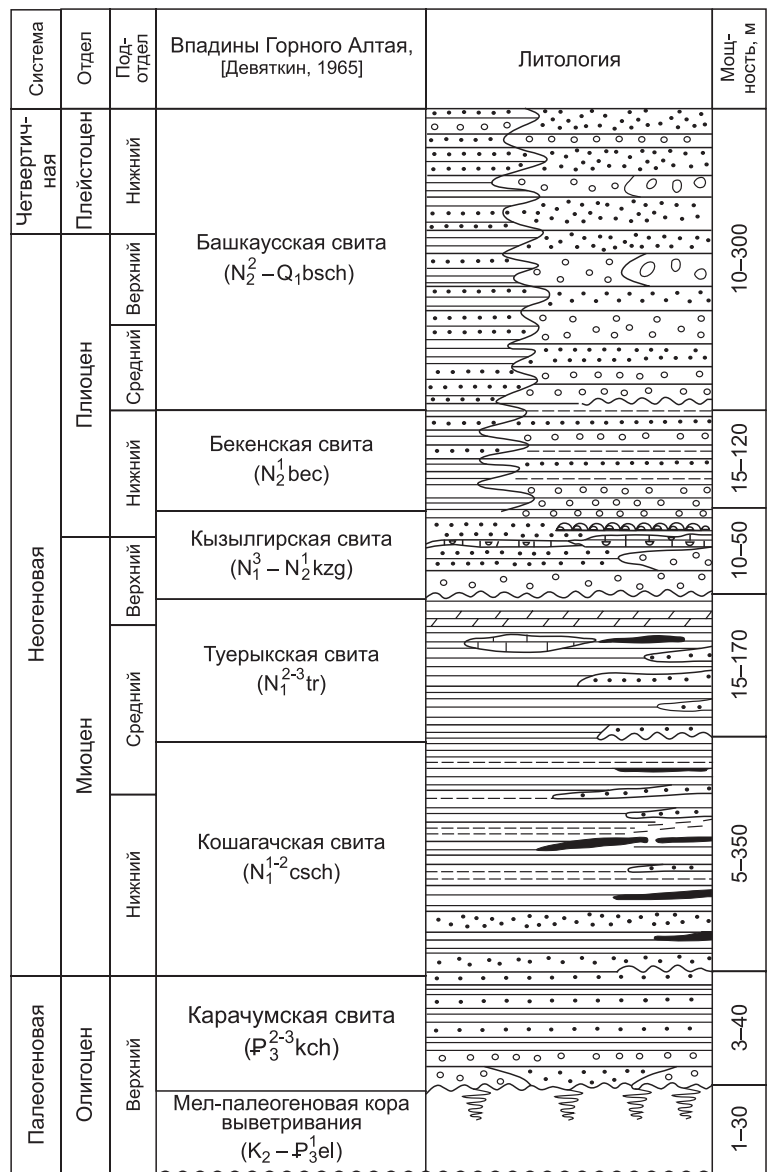
1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — мергели и известняки; 4 — ракушечники; 5 — строматолитовые известняки; 6 — пески; 7 — галечники и конгломерат; 8 — валунники; 9 — бурые угли; 10 — коры выветривания.

енную мозаично-блоковую зону, по которой впадина граничит с Чаган-Узунским горстом. Предполагается, что зона сочленения Чуйской впадины с Южно-Чуйским хребтом имеет сложное сдвигонадвиговое строение [Новиков, 2004].

Зона сочленения Чуйской впадины с Южно-Чуйским хребтом. С юга Чуйская впадина ограничивается Южно-Чуйский хребтом. 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 высокометаморфизованными породами. Южно-Чуйский хребет представляет собой асимметричное, вытянутое в субширотном направлении поднятие — складку. Оба крыла этой складки — пологое и протяженное северное, крутое и короткое южное — разбиты продольными разломами, по которым в поднятие вовлечены при-склоновые части дниц Чуйской впадины и долины Джазатора [Агатова, 2000].

Южно-Чуйский хребет представлен вулканогенно-осадочными отложениями кембрия, ордовика, силура и девона, местами прорванными интрузиями гранитов и долеритов. В его водораздельной части выделен южно-чуйский амфиболито-гнейсово-кристаллосланцевый полиметаморфический комплекс, его породы представлены метапелитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами хлоритовой, биотитовой, кордиеритовой гранат-силлиманитовой ступеней метаморфизма. В целом комплекс характеризуется зональным строением. Северная граница блока с флишеидными отложениями горно-алтайской серии представляет собой пакет тектонических пластин неоднородно-метаморфизованных пород, сформированный в результате праводвиговых деформаций вдоль Чарышско-Теректинского глубинного разлома. Породы комплекса прорваны массивами гранитов среднедевонского рахманского и мезозойского чингатуйского интрузивных комплексов.

Границей Южно-Чуйского хребта с Чуйской впадиной служит зона глубинного разлома, пространственно совпадающая с субвертикальной проводящей неоднородностью, с минимальными значениями удельного электрического сопротивления менее 5 Ом·м. На глубинах с абсолютными отметками 3500 м (пункты 16, 15) и 7500 м (пункты 19, 18) картируются наклонные проводящие зоны, маркирующие разломы кайнозойского этапа активизации (см. рис. 4, а). Глубинные флюидонасыщенные разломы образуют проводящие каналы, которые, пересекая высокоомную литосферу, обеспечивают вертикаль-



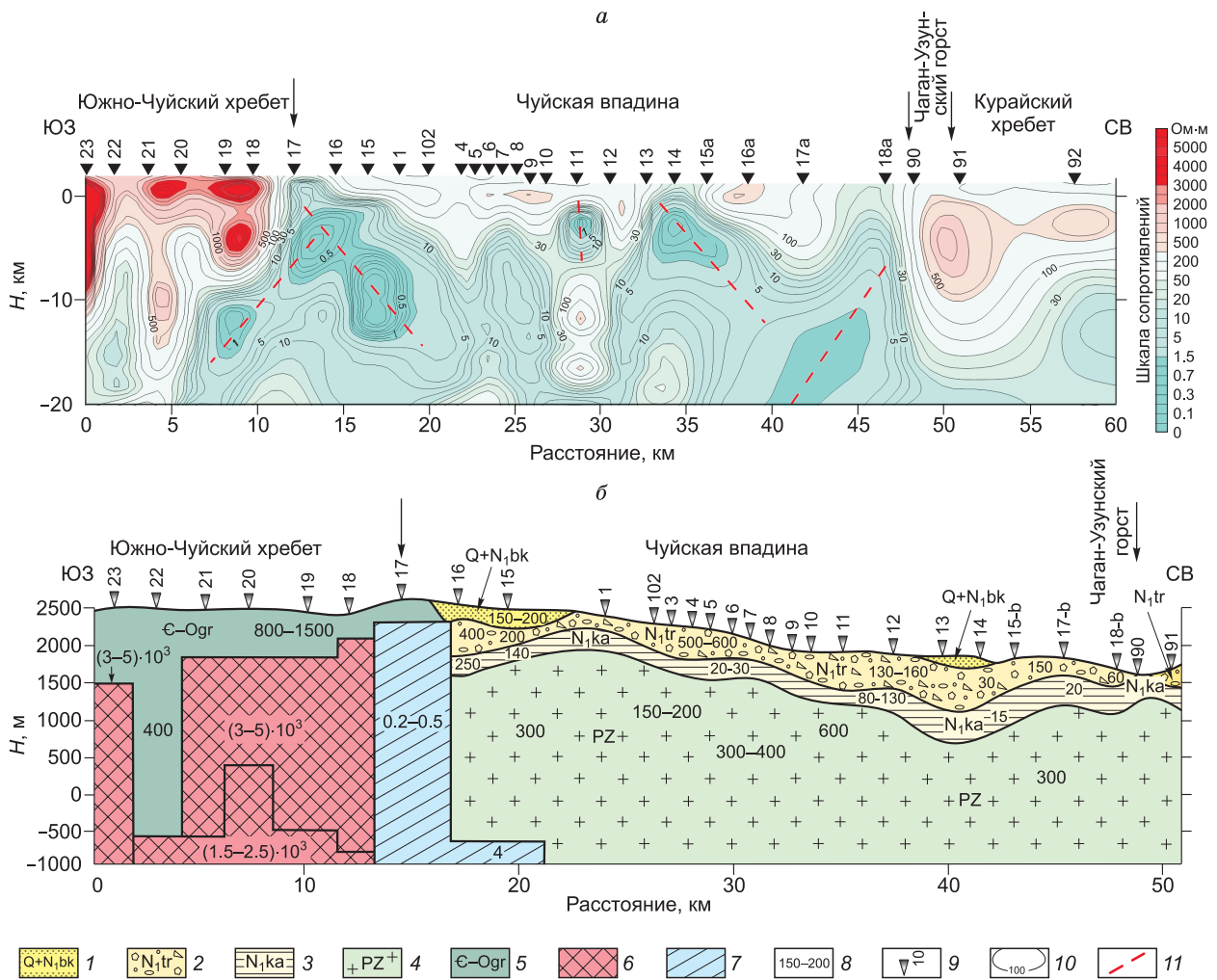


Рис. 4. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю I—I.

a — глубинный, *б* — осадочный. 1 — четвертичные отложения башкауской и бекенской свит верхнего плиоцена; 2 — отложения туерьской свиты нижнего 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 удельного электрического сопротивления ($\text{Ом}\cdot\text{м}$); 7 — геоэлектрические неоднородности с низкими значениями удельного электрического сопротивления ($\text{Ом}\cdot\text{м}$), приуроченные к зонам дробления новейших разломов; 8 — значения удельного электрического сопротивления ($\text{Ом}\cdot\text{м}$); 9 — пункты МТЗ и их номера; 10 — изолинии удельного электрического сопротивления; 11 — зоны глубинных разломов.

ное перераспределение избыточных токов и фиксируются в магнитотеллурическом поле в виде проводящих геоэлектрических неоднородностей ($\rho < 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) с вертикальными и наклонными боковыми границами [Бердичевский, Дмитриев, 2009; Новиков, Поспеева, 2017; Плоткин и др., 2017]. Возможность определения угла наклона проводящих неоднородностей была оценена в процессе численного моделирования [Плоткин и др., 2017]. Результаты показали, что наклон боковых границ неоднородностей четко фиксируется в магнитотеллурическом поле и зависит от направления падения сместителей разломов, которые они маркируют. Для оценки возможности и реализации такого подхода был проведен совместный анализ материалов морфотектонических, геоморфологических [Девяткин, 1965; Дергунов, 1972; Новиков, 2004; Ветров и др., 2016; Новиков, Поспеева, 2017; Плоткин и др., 2017] и магнитотеллурических исследований, на основании чего было установлено, что для сбросов и сдвигов характерно вертикальное падение сместителей, а для взбросов и надвигов — наклонное [Новиков, Поспеева, 2017]. Конфигурация проводящей неоднородности подтверждает предположение о сложном сдвигонадвиговом строении зоны перехода от Чуйской впадины к Южно-Чуйскому хребту. Граница Чуйской впадины с Южно-Чуйским хребтом фиксируется не только сменой уплощенного дна крутыми склонами хребта, но и сменой рыхлых кайнозойских осадков, выполняющих впадину, скальными докайнозойскими

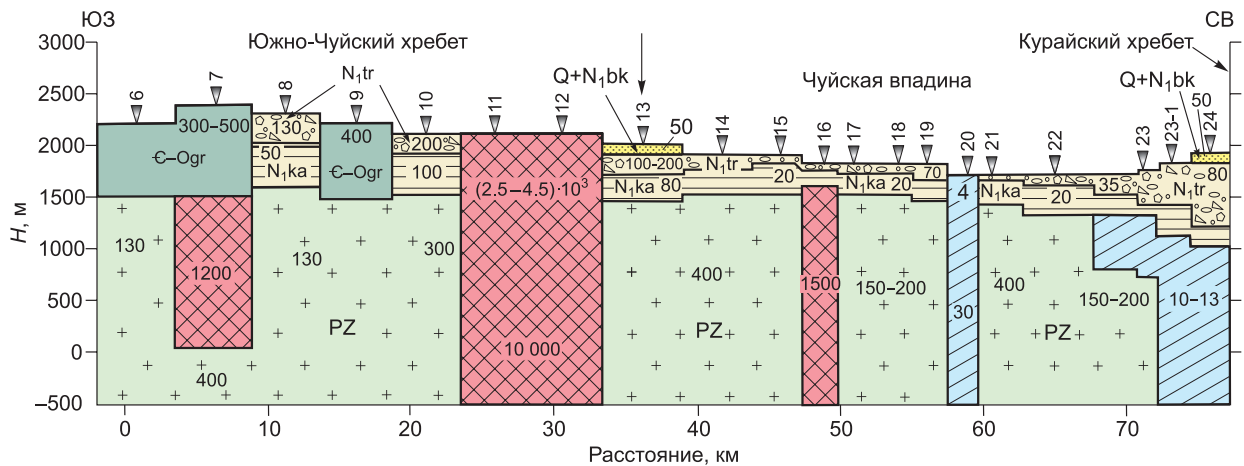


Рис. 5. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю II—II.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

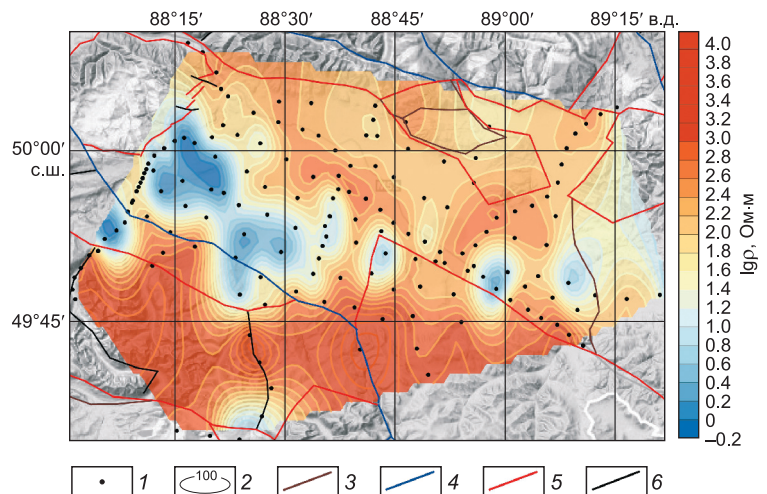
метаморфизованными образованиями и гранитоидными интрузиями [Новиков, 2004] с высокими значениями удельного сопротивления, достигающими $(4-5) \cdot 10^3$ Ом·м (см. рис. 4, а). В зоне перехода от впадины к хребту прослеживается полный геоэлектрический разрез кайнозойских осадков общей мощностью 1000 м (см. рис. 4, б; 5). Здесь же отмечается увеличение значений удельного электрического сопротивления третьего геоэлектрического горизонта до 130—270 Ом·м. Вероятно, это связано с резким уменьшением мощности кошагачской свиты за счет пород карачумской свиты, которая на этом участке профиля входит в состав третьего геоэлектрического горизонта. Карачумская свита представляет собой переслаивание очень плотных каолиновых глин, песчаников и гравелитов, среди них встречаются неокатанные обломки палеозойских пород Южно-Чуйского хребта. Грубообломочный состав и пестрые цвета окраски карачумской свиты позволяют рассматривать ее как континентальную молассу [Буслов и др., 1999]. Она фиксирует начальный этап горообразования в раннем олигоцене на территории Чуйской впадины [Буслов и др., 1999; Новиков, 2004].

Во внутреннем поле впадины мощность осадочных отложений изменяется от 500 до 700 м и представлена двумя геоэлектрическими горизонтами, за исключением центральной части профиля (пункты 13, 14), где мощность увеличивается до 1200 м за счет четвертичных отложений башкауской, кзылгирской и бекенской свит (см. рис. 5).

Зона сочленения Чуйской впадины с Курайским хребтом. Образование Курайского хребта произошло в результате позднекайнозойской активизации тектонических движений. Установлено, что его интенсивный рост относится к концу плиоцена [Новиков, 2004]. Одновременно Курайский хребт надвигался на осадки Чуйской впадины с накоплением грубообломочных пород с повышенными значениями УЭС (см. рис. 5, б). Осевая часть Курайского хребта представлена зонально-метаморфическим комплексом пород эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма: гранитогнейсами, мигматитами, различными по составу гнейсами и амфиболитами. Значительную часть его

Рис. 6. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 5 км в пределах Чуйской впадины.

1 — пункты МТЗ; 2 — изолинии УЭС; зоны новейших разломов, по [Новиков, Поспеева, 2017]; 3 — неустановленной кинематики, 4 — правые сдвиги и взбрососдвиги, 5 — взбросы и надвиги, 6 — сбросы и грабены.



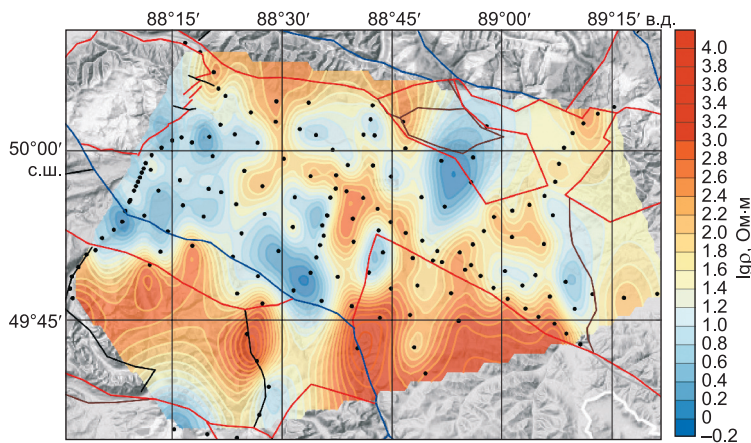


Рис. 7. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 10 км в пределах Чуйской впадины.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

северного склона занимают глубокометаморфизованные породы курайского комплекса: амфиболиты, биотит-амфиболитовые сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы.

Зона перехода от Чуйской впадины к Курайскому хребту представлена полным разрезом кайнозойских осадков

общей мощностью 1200 м. Во внутреннем поле впадины их мощность уменьшается до 400—450 м, из-за отсутствия отложений первого геоэлектрического горизонта — башкаусской, кызылгирской и бекенской свит (см. рис. 5). С Курайским хребтом Чуйская впадина граничит по проводящей геоэлектрической неоднородности, маркирующей зону глубинного долгоживущего разлома. Наклонное падение сместителя глубинного разлома свидетельствует о его взбрососдвиговом характере, в пользу которого говорит несовпадение планового положения разломов и изолиний удельного электрического сопротивления (рис. 7). Поскольку при косом падении разломов на глубине 5 км они попадают совсем в другую позицию, чем на дневной поверхности. Надвигание палеозойских пород на кайнозойские осадки впадины, связанное с развитием интенсивных дислокаций, было повсеместно закартировано на ее границе с Курайским хребтом еще в середине прошлого века [Девяткин, 1965]. В настоящее время южный склон Курайского хребта представляет собой огромную лестницу, ступени которой образованы реликтами единой в прошлом поверхности выравнивания и вовлеченными в воздымание древними предгорными равнинами, а уступы между ними расположены по линии активных в кайнозойском разломов [Новиков, 2004]. Результаты анализа профиля показали, что основание Чуйской впадины это не единый блок, погруженный за счет надвигания на него хребтов обрамления, а представляет собой относительно опущенную систему мелких блоков, окруженную приподнятыми блоками — хребтами, характеризующимися высокими значениями УЭС (см. рис. 5—7). В результате процессов внутриконтинентального орогенеза, затронувших Чуйскую впадину, произошло дробление ее основания и формирование линейно вытянутых новейших прогибов, генетически связанных с ростом прилегающих поднятий. Интенсивные деформации раннего [Ветров и др., 2016] или позднего [Девяткин, 1965] плиоцена привели к перемещению глыб и формированию в пределах впадины мелкосопочного рельефа — выступов фундамента с высокими значениями УЭС (250—400 Ом·м) (см. рис. 7). Они отчетливо фиксируются в ее центральной части, где палеозойские породы фундамента, приподнятые по разломам кайнозойского этапа заложения, разделяют впадину на две примерно равные части [Новиков, Поспеева, 2017] (см. рис. 7). Наименьшая мощность осадочных отложений впадины фиксируется в ее осевой части, а в направлении к ее северной и южной границам она существенно возрастает (рис. 8).

Геоэлектрическое строение внутреннего поля Чуйской впадины. Профиль, пересекающий впадину в направлении запад—восток, характеризует геоэлектрическое строение ее внутреннего поля (рис. 9). По особенностям распределения удельного электрического сопротивления профиль можно разбить на две части: восточную и западную, разделенные между собой сложнопостроенной геоэлектрической неоднородностью с высокими значениями УЭС, отвечающими породам палеозойского основания, а также метаморфическим и интрузивным комплексам горного обрамления. В восточной части профиля прослеживается полный разрез кайнозойских осадков с максимальной мощностью 900 м в районе пунктов 21 и 24 (см. рис. 9). В западной части профиля осадочный разрез представлен двумя геоэлектрическими горизонтами, приуроченными к отложениям туерьской и кошагачской свит. Здесь максимальная мощность осадочных отложений составляет 1000 м (п. 12).

Формирование Чуйской впадины связано с процессами рельефообразования, а именно с тектоническими движениями по разломам [Ветров и др., 2016]. Это подтверждается особенностями внутренней структуры земной коры, выраженными распределением удельного электрического сопротивления (УЭС). В пределах палеозойского основания картируются субвертикальные зоны с пониженными значениями удельного сопротивления, которые составляют 1—4 Ом·м. Глубина залегания их верхних кромок располагается в интервале глубин 50...—1200 м, а в районе п. 19 неоднородность практически выходит на дневную поверхность (см. рис. 9). Проводящие зоны пространственно сопряжены с новейшими

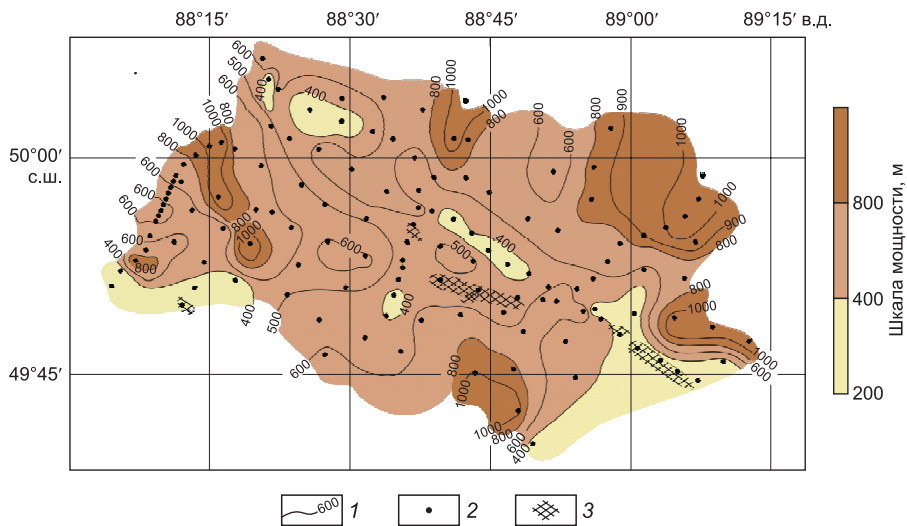


Рис. 8. Мощность кайнозойских осадков Чуйской впадины.

1 — изолинии мощности осадочных отложений (м), 2 — пункты МТЗ; 3 — выходы на поверхность пород фундамента.

разломами, установленными морфотектоническими и геоморфологическими исследованиями. Особый интерес в этом плане представляет разломная зона, выявленная в районе п. 19, с целью изучения которой были проведены детальные магнитотеллурические исследования с шагом 1 км. Результаты этих исследований показали, что разлом является не сбросом с вертикальным падением сместителя, а сдвигонадвиговой зоной (см. рис. 9).

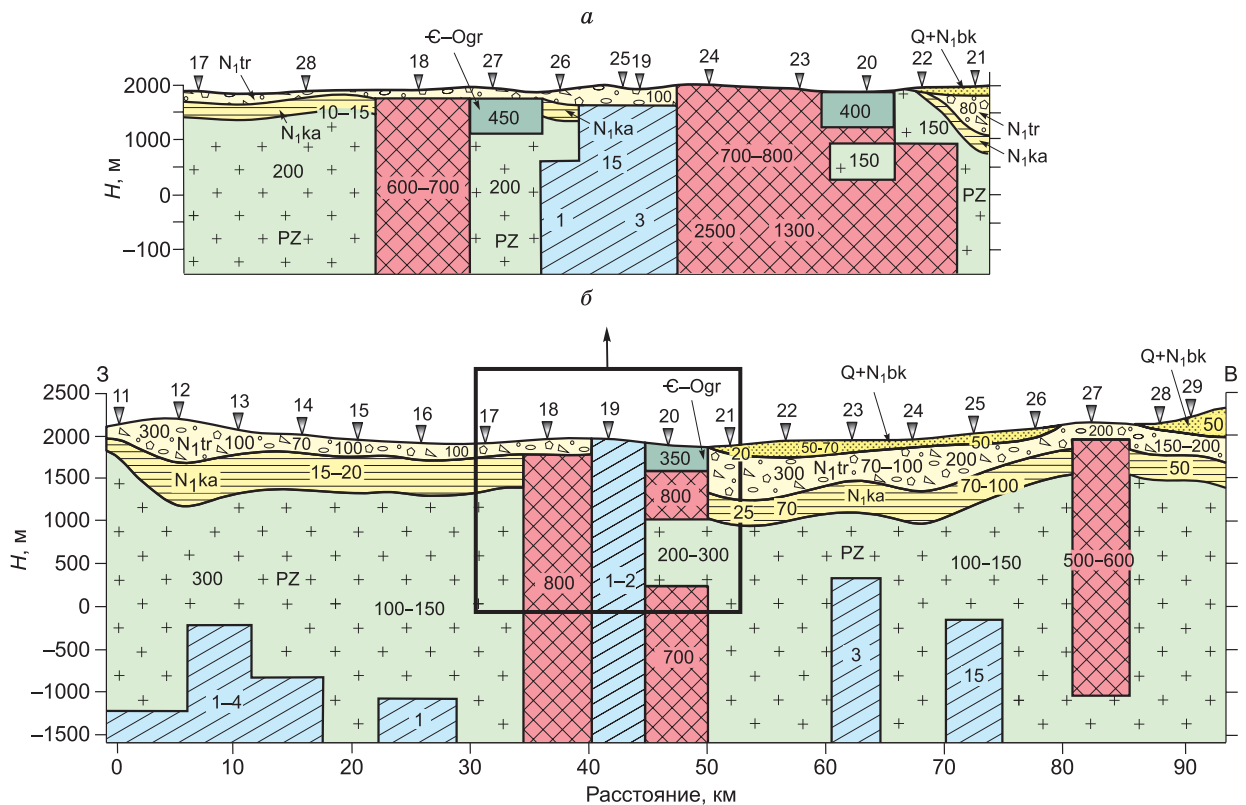


Рис. 9. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю III—III.

а — детальный, б — основной. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Наличие глубокопроникающих разломов, служащих в период своего активного существования флюидопроводниками, является одной из характерных черт литосферы. Выявление и изучение таких зон имеет важное значение при проведении сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности. Установлено, что развитие разломных зон сопровождается сейсмичностью и сопряжено с деформациями земной коры, которые отражаются в неотектонических движениях и выделяются в рельефе земной поверхности [Шерман, Семинский, 2010]. Разломные зоны представляют собой места сброса энергии, накопленной в упругой деформации блоков земной коры, и именно они являются источником сейсмогенных процессов [Гзовский, 1975; Калинина, 2005]. Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что внезапный подъем флюида в разломных зонах инициирует землетрясения. Значения удельного электрического сопротивления флюида на глубинах 10—20 км могут составлять 0.10—1.0 Ом·м в условиях гидростатических давлений и 0.01—0.10 Ом·м в условиях литостатических [Nesbitt, 1993]. Поэтому разломные зоны четко фиксируются на геоэлектрических разрезах в виде субвертикальных проводящих неоднородностей с различным наклоном их боковых границ. В настоящее время сжимающее усилие в пределах Горного Алтая имеет северное направление, а Западно-Сибирский и Джунгарский блоки, который 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. При этом кайнозойские нарушения лишь частично обновляют зоны палеозойских и мезозойских разломов и секут их под разными углами [Новиков, 2004], что отчетливо проявляется на глубинных геоэлектрических разрезах (см. рис. 4, а). Интересно отметить, что если угол пересечения составляет 85—90°, то на полярных диаграммах тензора импеданса отмечается смена простирания региональной структуры на противоположное направление [Потапов, Поспеева, 2010; Эпов и др., 2012; Поспеева и др., 2017].

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 привнесом глубинного эндогенного флюида. В одной из таких зон, вытянутой в северо-западном направлении, располагается Чуйская впадина (см. рис. 7). Здесь сопротивление разреза земной коры составляет менее 300 Ом·м, уменьшаясь до 50 Ом·м в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения. Это хорошо согласуется со структурой гравитационного поля юго-восточной части Горного Алтая [Добрецов и др., 2016, рис. 7], в котором в этом интервале глубин установлена зона разуплотнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие выводы:

1. Чуйская межгорная впадина представляет собой территорию с мелкоблоковым строением, характеризующимся различными типами геоэлектрического разреза осадочного чехла и консолидированной части разреза земной коры. В ключевых участках зон перехода от Чуйской впадины к Курайскому и Южно-Чуйскому хребтам прослеживается полный геоэлектрический разрез кайнозойских осадков общей мощностью 1000—1200 м. При этом на участке перехода к Южно-Чуйскому хребту отмечается резкое увеличение удельного сопротивления третьего геоэлектрического горизонта за счет грубообломочных отложений карачумской свиты, в которых встречаются неокатанные породы Южно-Чуйского хребта. Во внутреннем поле Чуйской впадины геоэлектрический разрез представлен двумя геоэлектрическими горизонтами (ρ_2 и ρ_3) общей мощностью 450—650 м. В центральной части впадины фиксируются выступы фундамента с высокими значениями удельного электрического сопротивления (300—400 Ом·м), 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 в ее осевой части и составляют 400—500 м, по направлению к северной и южной ее границам они возрастают до 800—1000 м.

2. Региональные глубинные разломы, по которым Чуйская впадина граничит с горным обрамлением на геоэлектрическом разрезе, отчетливо проявлены субвертикальными зонами с минимально низкими значениями сопротивлений (менее 5 Ом·м). Наклон их боковых совпадает с положением плоскостей разломов, определенным по геолого-структурным данным на поверхности. Границей Чуйской впадины с Курайским хребтом служит зона глубинного разлома, пространственно совпадающая с субвертикальной проводящей неоднородностью с явно выраженным наклоном боковых границ. Наклонное падение сместителя свидетельствует о ее взбрососдвиговом характере, что, согласно [Буслов и др., 1999], соответствует первому типу зон перехода от впадины к горному обрамлению. Границей Южно-Чуйского хребта с Чуйской впадиной является сложнопостроенная проводящая геоэлектрическая неоднородность, представляющая собой узел пересечения разломов с вертикальным и наклонным паде-

нием сместителей. Это подтверждает предположение о сложном сдвигонадвиговом строении зоны перехода от Чуйской впадины к Южно-Чуйскому хребту.

3. Полученные результаты свидетельствуют о тесной временной и генетической связи Чуйской впадины с ростом прилегающих поднятий. Формирование наиболее крупных зон кайнозойских деформаций на границах хребтов и впадин происходит за счет поэтапного вовлечения в поднятия периферических частей впадин по вновь образующимся разломам. Эти процессы отразились в распределении геоэлектрических параметров: увеличению мощности и удельного сопротивления современных осадков в зонах перехода от Чуйской впадины к ее горному обрамлению и наличию субвертикальных проводящих неоднородностей, маркирующих зоны новейших разломов.

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р. Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе России: история горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Материалы региональной научно-практической конференции. Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 2000, с. 165—169.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 679 с.

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

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

Буслов М.М., Травин А.В., Абилдаева М.А., Рубанова Е.С. Позднепалеозойская покровно-сдвиговая тектоника Алтае-Саянской складчатой области: эффект дальнего воздействия конвергенции континентальных плит // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2017, вып. 15, с. 21—23.

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

Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение) м-ба 1:1 000 000. Алтае-Саянская серия. М-45 (Горно-Алтайск). СПб., ВСЕГЕИ, 2011, <http://geoportal.vsegei.ru/geonetwork/srv/rus/search/#/48002608-f62b-4bcf-944e-7793f0310ecd>

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 535 с.

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

Дергунов А.Б. Структура сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника, 1971, № 3, с. 99—110.

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.

Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, Наука, 1969, 167 с.

Калинина Л.Ю. Роль разломов и глубинной структуры в пространственном контроле землетрясений на Северо-Востоке России: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2005, 34 с.

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., 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.

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

Новиков И.С., Поспеева Е.В. Неотектоника восточной части Горного Алтая по данным магнитотеллурического зондирования // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (7), с. 959—971.

Плоткин В.В., Поспеева Е.В., Губин Д.И. Инверсия магнитотеллурических данных в разломных зонах Горного Алтая на основе трехмерной модели // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (5), с. 801—811.

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.

Поспеева Е.В., Потапов В.В., Витте Л.В. Магнитотеллурические зондирования в Западно-Забайкальском секторе Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (1), с. 157—175.

Потапов В.В., Поспеева Е.В. Анализ полярных диаграмм тензора импеданса при исследовании северо-западного плеча Байкальского рифта // Геобайкал-2010: первая международная научно-практическая конференция по электромагнитным методам исследования. Тезисы докладов. Иркутск, 2010, CD-ROM.

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, с. 114—126.

Шерман С.И., Семинский К.Ж. Тектонофизические исследования в Институте земной коры СО РАН: принципиальные достижения и актуальные задачи // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 4—23.

Эпов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В. Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 380—398.

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

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.

Nesbitt B.E. Electrical resistivities of crustal fluids // J. Geophys. Res., 1993, v. 98, B3, p. 4301—4310.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Dissertation MIT. Cambridge, 1967, 248 p.

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
И.Н. Ельцовым*

*Поступила в редакцию 20 мая 2019 г.,
принята в печать 24 сентября 2019 г.*