

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: kaplun@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 21 июня 2016 г.

Выполнены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком частотном диапазоне от 10 кГц до 0.001 Гц с шагом около 5 км в 57 точках профиля, пересекающего Северный Сихотэ-Алинь вкост его простираения. Сделан анализ магнитотеллурических параметров, который показал наличие трехмерных геоэлектрических неоднородностей в низах земной коры и верхней мантии. Интерпретация кривых МТЗ проведена в рамках трехмерной модели. В результате решения обратной задачи построен геоэлектрический разрез до глубины 150 км. На разрезе выделена земная кора с сопротивлениями свыше 1000 Ом·м и переменной мощностью 30–40 км, что согласуется с результатами ГСЗ. Земная кора разделена на четыре блока глубинными разломами. Каждый блок характеризуется своим набором параметров. Подтверждено наличие на исследуемой территории глубинного Восточного разлома, а у Центрального Сихотэ-Алинского разлома наоборот не выделено глубинных корней. Верхняя мантия имеет неоднородное строение, в ней выделено три области низких сопротивлений, совпадающих с границами блоков земной коры. Отмечено увеличение электрического сопротивления в выделенных зонах при движении со стороны континента к берегу Татарского пролива. В прибрежной зоне выделен слой повышенного электрического сопротивления 300–400 Ом·м, который круто погружается от подошвы земной коры до глубины 120 км и протягивается под континент. На основе комплекса геолого-геофизических данных сделано предположение о наличии здесь древней субдуцирующей плиты и предложена модель развития региона начиная с позднего мела. На основе петрологических и петрофизических данных определен наиболее вероятный механизм электропроводности верхней мантии. Низкие электрические сопротивления связываются с плавлением сухой перидотитовой мантии.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, глубинное строение, земная кора, верхняя мантия, глубинные разломы, Северный Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная окраина Евразийского континента начиная с позднего мезозоя претерпела значительную перестройку, которая связывается с субдукционными процессами, плюмовыми явлениями, коллизией плит и перемещениями вдоль трансформных разломов. За этот период каждый из происходивших процессов оставил свой след в геологическом строении региона. Однако череда происходивших событий или заретушировала часть ранее происходивших процессов или уничтожила их следы. Многие геологические явления, отмечаемые на земной поверхности, являются следствием процессов, происходящих в мантии. Одним из источников информации о строении и физических свойствах земной коры и верхней

мантии являются магнитотеллурические зондирования. Получаемые в результате исследований данные об электропроводности, в комплексе с другими параметрами, позволяют оценить температурный режим, агрегатное состояние и вещественный состав пород литосферы. Помимо этого на геоэлектрических разрезах можно увидеть историю развития изучаемой территории в виде зон повышенного или пониженного электрического сопротивления, явившихся следствием не только современных, но и прошлых геодинамических процессов.

Целью данных исследований было изучение строения литосферы Северного Сихотэ-Алиня, определение электрических характеристик земной коры и верхней мантии, выявление зон аномальных сопро-

тивлений, выяснение их природы и связи с геодинамикой региона.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Северный Сихотэ-Алинь входит в состав Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), который протягивается в северо-восточном направлении почти на 1500 км от южного побережья Приморья до северной оконечности о. Сахалин. На западе он граничит с Бурея-Ханкайским орогенным поясом по серии разломов – Арсеньевский, Алчанский, Куканский, а на севере – с Монголо-Охотским орогенным поясом по Пауканскому разлому. Восточная граница САОП скрыта под водами Японского моря и Татарского пролива. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [8] (рис. 1). Формирование пояса началось в неокоме и продолжалось вплоть до позднего альба в обстановке трансформной окраины при крупномасштабных левосторонних перемещениях по системе окраинно-континентальных сдвигов. Формирование новообразованной континентальной литосферы завершилось внедрением больших объемов гранитоидных магм хунгарийского и татибинского комплексов. Постаккреционными образованиями пояса являются комплексы поздне-меловых и кайнозойских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВПП), протягивающегося вдоль восточной окраины САОП, несогласно перекрывающая его структуры. Магматизм пояса представлен базальтами и андезитами синанчинского комплекса (сеноман), большими массами туфов и игнимбриков кислого состава приморской серии (турон–сантон), а также андезитами самаргинского, дацитами и риодацитами сияновского вулканических комплексов (маастрихт). Источниками вулканических извержений являлись глубинные и близповерхностные очаги. В пределах ВСАВПП широко проявлены интрузии гранитоидного состава, которые, согласно геолого-петрологическим исследованиям, образуют три группы тел, сформированных на глубинах менее 3–4 км, разделенных пространственно и различающихся своими петрологическими особенностями [8].

Развитие восточной окраины Азии в мезозое–кайнозое в условиях сдвигового геодинамического режима, как следствие латерального смещения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской океанической плиты, сформировало в зоне их сочленения Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [46, 47]. ВАГСЗ представлена транзитными разломными системами, одна из которых (продольная) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ

25–30°), а две другие (диагональные) – представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной) системами, четвертая (поперечная) система ЗСЗ простирания проявлена между транзитными разломами [48]. Северный Сихотэ-Алинь входит в Тан-Лу – Сихотэ-Алинскую систему, занимающую стержневое положение в ВАГСЗ, представленную глубинными разломами, прежде всего, Тан-Лу и Центральным Сихотэ-Алинским (ЦСАР), которые являются крупнейшими на окраине Азии левыми сдвигами. К этой системе сдвигов относятся все континентальные разломы САОП вплоть до Прибрежного сдвига, проходящего по дну Японского моря вдоль континентальной окраины. ЦСАР является левым сдвигом, прослеживается более чем на 1300 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря и уходит далее под его воды [48]. Согласно другим построениям [9], северная часть ЦСАР (примерно севернее р. Амур) не прослеживается. В работе [8] северным продолжением ЦСАР является Лимурчанский разлом. Согласно [40], Тумнинский поперечный разлом делит ЦСАР на два отрезка с различной ориентировкой: собственно Сихотэ-Алинский восток-северо-восточный (20–25°) и Нижнеамурский меридиональный (0–5°). По данным [14], в Приамурской части зона ЦСАР расщепляется и распадается на ряд более мелких структурных элементов. Как левый сдвиг разлом начал формироваться не позднее юры. С конца раннего мела–палеогена по разлому осуществлялись наиболее значительные перемещения и активная интрузивная деятельность. Суммарная амплитуда смещения составляет 200 и, возможно, более километров. Имея сложную морфологию, он представляет собой серию кулисообразных и ветвящихся разрывов, заполненных ультрабазитами и гранитоидами. Наряду с базитами и гранитоидами отмечаются дислокационные гнейсы, милониты, катаклазиты, кварциты.

На северо-западную часть САОП наложен Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ), входящий в состав Восточно-Азиатского грабенового (рифтогенного) пояса [7, 10]. Согласно [41], САОБ сформировался в результате четырех стадий геодинамического развития: пассивная континентальная окраина с краевыми рифтами (поздняя юра–ранний валанжин), трансформная континентальная окраина с формированием бассейна pull-apart (поздний валанжин–альб), активная континентальная окраина с формированием островной дуги и задуговых бассейнов (средний альб–сеноман), рифтогенная стадия с формированием провинций хребтов и бассейнов (кайнозой). САОБ представляет собой систему грабенов и горстов. Выделяется около 50 грабенов и погружений. Преобладают полуграбены и среди них – с крутыми сбросовыми восточными и

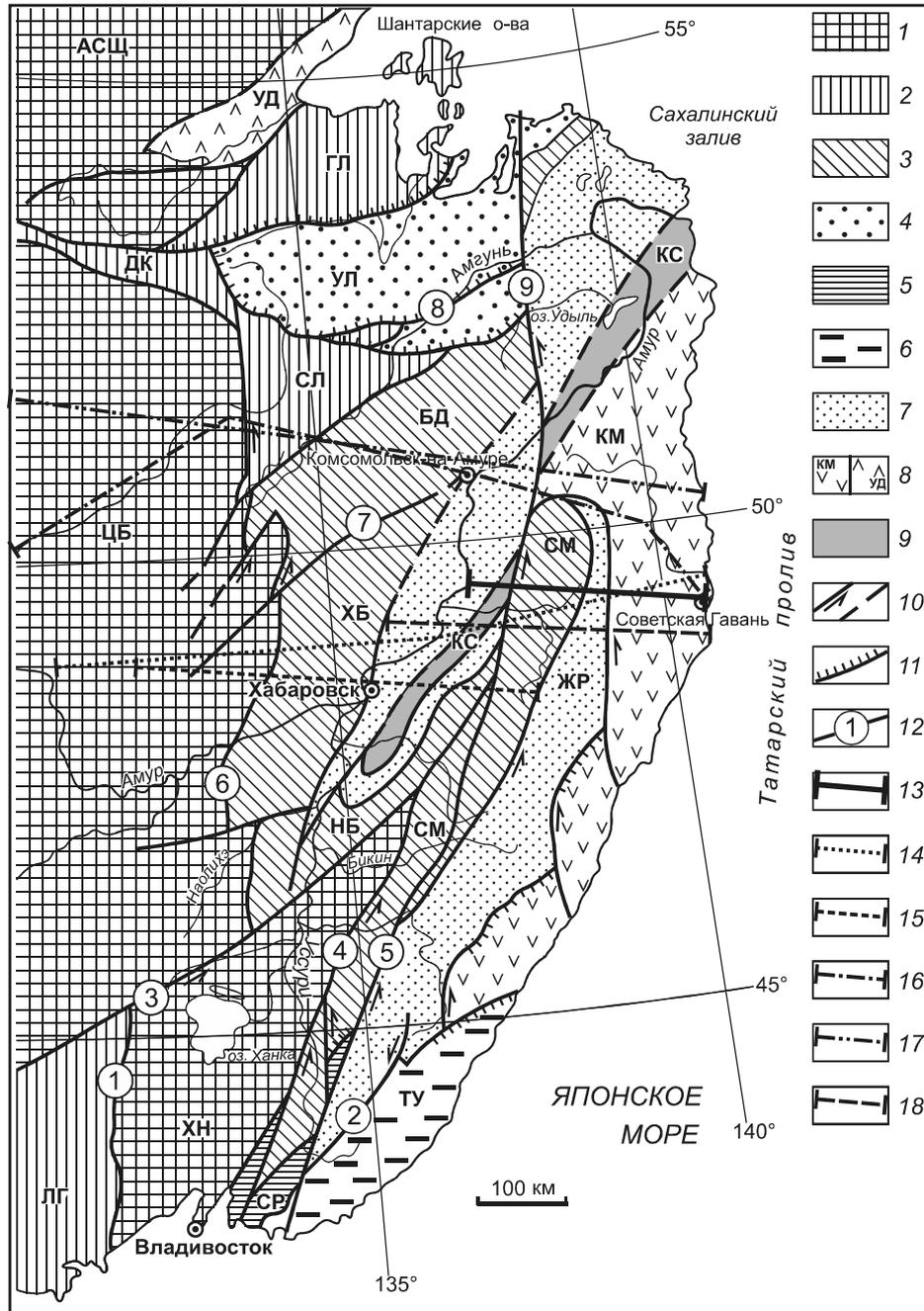


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий, по [8], с расположением профиля исследований и других использованных в статье материалов.

1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: АСЦ – Алдано-Становой щит, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, СЛ – Сулукский, ЛГ – Лаоелин-Гродековский; 3, 4 – юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 6–9 – раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального синдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский, УД – Удской), 9 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги; 11 – надвиги; 12 – основные разломы: 1 – Западно-Приморский, 2 – Фурмановский, 3 – Мишань-Фушуньский (Алчанский), 4 – Арсеньевский, 5 – Центральный Сихотэ-Алинский, 6 – Куканский, 7 – Курский, 8 – Пауканский, 9 – Лимурчанский; 13 – профиль МТЗ данных исследований с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино; 14 – профиль МОВЗ и МТЗ Облучье – Датта [2, 8, 11, 23, 24, 32]; 15 – профиль МТЗ Лондоко – Сукпай [21]; 16 – профиль МТЗ вдоль трассы БАМ [34]; 17 – плотностной разрез по профилю Свободный – Комсомольск-на-Амуре – мыс Сюркум [11]; 18 – профиль ГСЗ Литовко – Иннокентьевский [35, 36].

юго-восточными бортами. В строении САОБ выделяется три структурно-тектонических зоны северо-восточного направления: северо-западная, центральная и юго-восточная. Чехлом бассейна являются континентальные озерно-аллювиальные угленосные отложения, лежащие на докайнозойских комплексах несогласно с разрывом и расчлененные на пять свит [6].

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

САОП покрыт гравиметрической и магнитной съемкой различных масштабов. В региональном гравитационном поле САОП на всем протяжении от южного побережья до Нижнего Приамурья характеризуется минимумом, который с запада и с севера ограничен Амуро-Ханкайским и Удско-Татарским максимумами, совпадающими примерно со Среднеамурским осадочным бассейном, Ханкайским массивом и Нижним Приамурьем, соответственно. Форма аномалии полосовая, слабо изогнутая, северо-восточного простирания, с экстремумом, смещенным к северу, и имеет в северном окончании северо-западное ответвление – Омельдино-Чаятынский минимум [44].

На севере САОП проведено несколько региональных сейсмических (ГСЗ) [35, 36] и сейсмологических (МОВЗ) [23, 24] профилей.

По результатам сейсмических исследований методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) было установлено, что земная кора Северного Сихотэ-Алиня имеет минимальную мощность 30 км под САОБ, а максимальную (36 км) – под его центральной частью, являющуюся средней для всего САОП. На побережье Татарского пролива ее мощность уменьшается до 34 км. Отмечается блоковое строение земной коры. Блоки ограничиваются разломами вертикального и наклонного заложения, причем восточное их падение преобладает над западным. Анализ структурных схем для различных поверхностей раздела в земной коре показал горизонтальное смещение блоков в восточном направлении. По особенностям строения земная кора САОП относится к коре переходного типа от океанической к континентальной [36].

Результаты метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) по профилям Облучье – Датта и Ургал – Самарга показали широкое развитие в глубинном разрезе инверсных границ, что свидетельствует о высокой геодинамической активности недр региона. Выделен клиновидный блок или литосферная пластина, которая охватывает кору и самые верхи мантии и воздымается к востоку, подходя к земной поверхности в зоне Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена. На глубине 180–200 км зафиксирован инверсный раздел, отождествляемый с кровлей астеносферы, который положо погружается с запада на восток. По данным МОВЗ

также отмечается блоковая латеральная зональность. Восточнее станции Форель в строении земной коры и верхней мантии выделяется несколько сталактитоподобных областей с выраженной анизотропией скоростей, окруженных практически изотропной мантией. В пределах анизотропных интервалов фиксируется некоторое погружение подошвы коры, а над изотропными областями наоборот наблюдается относительное воздымание границы Мохо. В глубинном разрезе МОВЗ под САОП возле ареалов изотропной мантии выделяется скопление очаговых инверсных объектов, отождествляемых с объемными зонами деструкции и частичного плавления. Эти объекты в виде восходящих цепочек поднимаются от кровли астеносферного слоя к подошве земной коры под вулканогенными зонами САОП. Подобные образования также характерны для всего корового разреза САОП [32].

Магнитотеллурические исследования в северной части САОП были направлены в основном на изучение рудных районов [20, 43] и Среднеамурского осадочного бассейна [16, 17, 19, 21], а также здесь был выполнен ряд региональных профилей [18, 31, 32, 34].

Земная кора Среднеамурского осадочного бассейна, наложенного на северо-западную часть САОП, представляет собой коллаж блоков высокого сопротивления в несколько тысяч Ом·м, разделенных зонами пониженного сопротивления. На глубине 30–35 км выделяется проводящий слой сопротивлением 100 Ом·м, который воздымается к центру бассейна до глубины 15–20 км [21].

В результате работ методом магнитовариационного профилирования (МВП) по профилю Советская Гавань – Комсомольск-на-Амуре [31] определена глубина до проводящего слоя верхней мантии на участке Дюанка – Гурское, равная 100–120 км, а в районе пос. Селихино наблюдается погружение кровли проводящего слоя. Интерпретация кривых МТЗ, построенных в диапазоне периодов от 10 с до 1–1.5 ч., показала, что на западном участке профиля кровля проводящего слоя погружается до глубин 200–220 км. Кроме этого, в точке Хурмули был установлен проводящий слой на глубине около 20 км.

Индукционные векторы h_z для периода примерно 1 час, в большинстве пунктов наблюдения направлены перпендикулярно к берегу. Аномальное поведение магнитного поля наблюдается главным образом в вариациях Hz-компоненты, в то время как поле вариаций горизонтальных составляющих в целом достаточно однородно. Влияние берегового эффекта оценено на расстояние в 100–120 км.

Оценка влияния берегового эффекта, полученная путем численного моделирования на трехмерной мо-

дели, показала, что вся территория САОП подвержена его влиянию на периоде 2 часа [27].

В результате магнитотеллурических зондирований, выполненных вдоль трассы БАМ с 1976 по 1985 гг. ПГО Иркутскгеофизика цифровыми станциями, построен обобщенный геоэлектрический разрез до глубины 70 км и средние кривые для основных структур, пересеченных профилем. В результате интерпретации в северной части САОП выделено два проводящих слоя. Первый слой расположен на глубинах 25–30 км, его мощность приблизительно составляет 20–40 км, а сопротивление – 55–100 Ом·м. Отмечается подъем его кровли под СВ окончанием САОБ и погружение в сторону берега, а также увеличение электрического сопротивления в этом направлении. Второй проводящий слой выделен по двум пунктам, выполненным в восточной части профиля, и залегает на глубине 240–280 км. Природа первого проводящего слоя связывается с глубинными флюидопотоками, а второго – с частично расплавленной астеносферой [34].

На основе интерпретации около сотни одиночных МТЗ, выполненных в различных частях САОП в диапазоне примерно от 10 до нескольких тысяч секунд [28, 29], проведено районирование тектоносферы по типу геоэлектрических неоднородностей и их взаиморасположению в нижней части земной коры и на глубинах 35–80 км, построены схемы электропроводности и выделены анизотропные электропроводящие структуры для этих глубин, определены параметры геоэлектрического разреза. Для подкоревой литосферы выделяется ряд анизотропно-проводящих зон северо-восточного, северо-северо-восточного и субмеридионального направлений, которые связываются с основными сдвиговыми системами Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинской. Анизотропные электропроводящие структуры нижней части земной коры в целом согласуются со структурой подстилающей литосферы. В геоэлектрическом разрезе выделяется два проводящих слоя. Один расположен ниже поверхности Мохо с сопротивлением 80–150 Ом·м, а второй, отождествляемый с астеносферой, на глубине 130–150 км и воздыманием в сторону Татарского пролива до глубины 80 км. Его сопротивление составляет 20–50 Ом·м под континентом и 5–20 Ом·м в море. Мощность земной коры сопротивлением более 1000 Ом·м составляет 35–40 км и уменьшается под дном Татарского пролива до 20–35 км.

В результате мониторинга электромагнитного поля северо-западной части САОБ (с. Забайкальское Вяземского района Хабаровского края) [19] были построены широтная и меридиональная кривые МТЗ в диапазоне периодов $0.25 \div 10\ 000$ с, определены пара-

метры геоэлектрического разреза. По интерпретации широтной амплитудной кривой определено наличие проводящих слоев на глубинах 30–35 и 195–225 км. Также предполагается наличие еще одного проводящего слоя на глубинах 80–150 км, но его существование остается под вопросом из-за слабой электрической контрастности. Земная кора является высокоомной, ее сопротивление составляет от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч Ом·м. Верхняя мантия имеет сопротивление первые сотни Ом·м.

Таким образом, результаты МТЗ, полученные в различных частях северной части САОП и различных тектонических обстановках, показали следующее. Геоэлектрический разрез состоит из высокоомной земной коры мощностью 30–35 км, что соответствует сейсмическим данным, сопротивлением свыше 1000 Ом·м. В САОБ в верхней части земной коры выделяется слой пониженного сопротивления от первых десятков до первых сотен Ом·м мощностью до нескольких километров. В средней части земной коры на глубинах 10–15 км возможно наличие проводящего слоя с сопротивлением 20–50 Ом·м. В низах земной коры и подкоревой литосфере почти повсеместно выделяется проводящий слой сопротивлением около 100 Ом·м и мощностью в несколько десятков километров. Глубина до проводящего слоя в верхней мантии, отождествляемого с астеносферой, варьирует в широких пределах от 80 до 280 км, большинством исследований выделяется в диапазоне глубин 120–150 км. Его сопротивление составляет 20–50 Ом·м. Глубинная геоэлектрическая структура САОП характеризуется сильной трехмерной неоднородностью. Выделяется несколько уровней проводимости литосферы, которые в свою очередь состоят из разнонаправленных объектов различной проводимости. Неоднородное строение литосферы, отождествляемое с объемными зонами деструкции и частичного плавления, подтверждается результатами сейсмических методов ГСЗ и МОВЗ. Большое влияние на геоэлектрическую структуру САОП оказывают основные сдвиговые системы: Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинская. Результаты МТЗ в области длинных периодов более 2 ч. подвержены влиянию берегового эффекта.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Полевые работы были проведены в летние периоды 2013 и 2014 гг. по профилю с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино с расстоянием между пунктами наблюдения около 5 км. Всего выполнено 57 зондирований на профиле длиной примерно 310 км. Положение профиля показано на рис. 1.

Измерения электромагнитного поля проводились с использованием цифровой 24-разрядной станции

MTU-5A и магнитными индукционными датчиками МТС-30 и МТС-50 производства фирмы Phoenix (Канада). Длина электрических линий составляла 70 м. Установка датчиков и прокладка линий осуществлялась в направлениях – юг-север (X-компонента), запад-восток (Y-компонента). Северное и восточное заземления соединялись с положительными клеммами станции, а южное и западное – с отрицательными. Заземление электрических линий осуществлялось при помощи слабополяризующихся угольных электродов. Во всех пунктах регистрация естественного электромагнитного поля Земли проводилась в диапазоне частот 10^4 Гц÷ 10^4 Гц. После регистрации на точке осуществлялся визуальный контроль качества полевой записи и ее предварительная обработка с использованием программного пакета SSMT2000. При необходимости производился повторный замер. Профиль большей своей частью проходил по местности с отсутствием индустриальных помех, за исключением начала профиля (МТЗ № 57÷№ 56) и конца профиля (МТЗ № 16). Основной помехой являлись грозы. В связи с этим приходилось или проводить повторные замеры, или исключать из обработки участки записи, в течение которых проходили грозы. В результате были получены полевые материалы хорошего качества за исключением отдельных зондирований, которые были подвержены влиянию индустриальных помех от близлежащих населенных пунктов. Окончательная обработка полевых материалов осуществлялась в камеральных условиях программой Corrector (ООО «Северо-Запад», г. Москва) для удаления выбросов отдельных значений и сглаживания импедансных кривых МТЗ.

АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Форма амплитудных кривых широко варьирует вдоль профиля (рис. 2 а), что свидетельствует о сильной изменчивости геоэлектрического разреза. Тем не менее можно отметить, что форма кривых меняется не хаотически от точки к точке, а формируются участки профиля с подобными кривыми. Переход между группами кривых иногда происходит относительно плавно, а иногда путем резкого изменения формы кривых. Например, в начале профиля форма кривых МТЗ № 57÷№ 27 характеризуется хорошо выраженным минимумом в левой ветви, максимумом в центральной части, ниспадающей правой ветвью и уровнем сопротивления широтной и меридиональной кривых, близким друг другу. Далее, начиная с пункта МТЗ № 28 до пункта № 50, практически исчезает минимум в левой части кривой и резко увеличивается сопротивление меридиональной кривой, ее уровень сопротивления почти на порядок превышает уровень широтной кривой. Затем, на участке профиля от пун-

кта МТЗ № 24 по № 30 включительно, наблюдается пологое залегание широтной кривой во всем диапазоне периодов и левой ветви меридиональной кривой с крутым падением правой ее ветви на пунктах МТЗ № 24÷№ 2. Начиная с пункта № 3 происходит плавное увеличение уровня сопротивлений обеих кривых, которое достигает своего максимума на участке профиля от МТЗ № 48÷№ 32. Затем после пункта № 6, через серию зондирований с крутопадающими правыми ветвями (МТЗ № 7÷№ 8), средний уровень сопротивления кривых уменьшается и остается примерно около 1000 Ом·м вплоть до МТЗ № 14. Далее с пункта № 15 и до конца профиля выделяется группа зондирований, форма кривых которых близка друг другу и уровень сопротивления широтной и меридиональной кривых почти совпадает во всем диапазоне периодов. Отмечается их расхождение в области длинных периодов, где меридиональная кривая отходит от широтной вверх.

Средние амплитудные кривые, меридиональная ρ_{xy} и широтная ρ_{yx} (рис. 2 б), близки по форме, уровню сопротивления и расположены в диапазоне от примерно 300 до 6500 Ом·м. Они имеют левую восходящую ветвь, хорошо выраженный максимум в районе 1 секунды и правую ниспадающую ветвь, которая начинает плавно выполаживаться с периодов свыше 100 с, а с периодов свыше 500 с становится горизонтальной, пересекая стандартную кривую на периодах свыше 1000 с на уровне 300–370 Ом·м. Широтная кривая расположена под меридиональной кривой и практически повторяет ее форму за исключением центральной части в диапазоне периодов 0.1÷5 с, где отмечается хорошо выраженный локальный минимум. На меридиональной кривой также можно отметить проявление слабых минимумов на восходящей левой ветви, которые отражают проявление минимумов на рядовых пунктах зондирования и были сглажены в результате осреднения.

Таким образом, анализ формы амплитудных кривых показывает неоднородность и блоковое строение геоэлектрического разреза профиля исследований.

Для определения стратегии дальнейшей интерпретации полученных данных были выполнены магнитовариационный и магнитотеллурический тесты [1]. Для этого были рассчитаны магнитовариационные параметры неоднородности (N_{mv}) и асимметрии ($skew_{mv}$), магнитотеллурический параметр неоднородности (N_{mt}), параметры асимметрии Свифта ($skew_s$) и Бара ($skew_B$). Параметр неоднородности (N) позволяет оценить степень горизонтальной геоэлектрической неоднородности, а параметр асимметрии (skew) – степень отклонения среды от двумерно-однородной или осесимметричной. Пороговыми значениями, характеризующими среду как горизонтально-однородную,

были приняты предложенные в работе [1] величины для $N_{mv} = 0.05$, для $skew_{mv} = 0.2$, для N_{mt} , $skew_s$ и $skew_b$ – равным 0.15. Расчеты показали, что параметр асимметрии $skew_{mv}$ определяется неустойчиво, т.к. величины реальной и мнимой частей вектора Визе-Паркинсона $\|ReW\|$ и $\|ImW\| < 0.1$. Результаты расчетов остальных параметров представлены на рис. 3.

Магнитовариационный параметр неоднородности N_{mv} (рис. 3 а) показывает, что геоэлектрический разрез почти везде, за исключением отдельных отрезков профиля и в некотором диапазоне частот, отличается от однородно-слоистой среды. Его значение превышает величину 0.05 и в основном находится в диапазоне от 0.05 до 0.3. Под отдельными пунктами и в ограниченном частотном диапазоне наблюдается значительное превышение величины 0.3.

Магнитотеллурический параметр неоднородности N_{mt} (рис. 3 б) показывает более дифференцированное строение геоэлектрического разреза. Здесь отчетливо выделяется северо-западная и юго-восточная части профиля в частотном диапазоне от 10кГц до 0.1–1 Гц, где геоэлектрический разрез характеризуется как одномерная среда. В центральной части профиля примерно от пункта МТЗ №31 до пункта № 38 параметр N_{mt} в основном имеет значение от 0.15 до 0.3 в частотном диапазоне от 10 кГц до 0.1–1 Гц, что свидетельствует о двухмерности среды. В низкочастотной области свыше 1 Гц параметр N_{mt} превышает величину 0.3, что характеризует геоэлектрический разрез как трехмерную среду.

Характер поведения параметров асимметрии Свифта ($skew_s$) и Бара ($skew_b$) (рис. 3 в, г) похож на магнитотеллурический параметр неоднородности (N_{mt}). Здесь также выделяются северо-западная и юго-восточная части профиля в частотном диапазоне от 10 кГц до 0.1–1 Гц, где геоэлектрический разрез характеризуется как симметричная одномерная среда, центральная часть – симметричная двухмерная среда, а низкочастотная часть геоэлектрического разреза представляет собой асимметричную трехмерную среду.

Таким образом, геоэлектрический разрез профиля представляет собой сложнопостроенную среду с наличием одномерных, двухмерных и трехмерных объектов. В связи с тем, что используется весь частотный диапазон полученных кривых магнитотеллурических зондирований, интерпретация была выполнена

в рамках трехмерной модели с использованием программы ModEM [54].

БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТ

В связи с тем, что магнитотеллурические исследования проводились в прибрежной зоне Татарского пролива, следует ожидать появление на кривых МТЗ так называемого «берегового эффекта». Явление берегового эффекта связано с контрастностью электрических сопротивлений горных пород суши и морской воды, составляющих от сотен Ом·м до сотен тысяч Ом·м и 0.3–0.4 Ом·м, соответственно, которая вызывает сильную магнитотеллурическую аномалию. Признаком данного эффекта является расхождение амплитудных кривых до нескольких порядков в области низких частот, в зависимости от соотношения разности сопротивлений суша–море, и проявляется воздыманием поперечной кривой с увеличением периода. Влияние берегового эффекта может проявляться на расстоянии свыше 100 км.

Рассматривая амплитудные кривые профиля исследований (рис. 2), можно констатировать отсутствие влияния на них берегового эффекта. На рис. 2 видно, что даже на ближайшем к берегу пункте зондирования (МТЗ №16) продольная и поперечная кривые практически совпадают как по уровню, так и по форме. Наблюдаемое расхождение кривых на периодах свыше 400 с связано не с береговым эффектом, а с влиянием глубинной неоднородности. Рассматривая далее форму амплитудных кривых, удаляясь от берега, можно наблюдать ту же картину – совпадение формы и уровня продольной и поперечной кривых практически во всем диапазоне периодов вплоть до пункта МТЗ № 42, расположенного примерно в 90 км от берега.

Таким образом, можно сделать вывод, что амплитудные кривые МТЗ профиля исследований не подвержены влиянию берегового эффекта. Причиной этого, вероятно, является определенное сочетание электрического сопротивления объектов разреза, вызывающих практически полную компенсацию берегового эффекта на расстоянии от 10 и более километров от берега.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

По результатам инверсии полевых данных с использованием программы [54] построен геоэлектрический разрез, проходящий через все точки наблюдения, в связи с этим, при расстоянии между начальным

Рис 2. Амплитудные кривые МТЗ профиля с.Троицкое – с. Лидога – п. Ванино.

а – в каждой точке профиля исследований, б – средние кривые профиля исследований. ρ_{xy} – меридиональная, ρ_{yx} – широтная, ρ_{st} – стандартная.

и конечным пунктом равно 270 км, длина разреза составила 315 км. Это позволило нам без искажений определить точное положение геологических объектов, вызывающих ту или иную аномалию электрического сопротивления.

Для решения обратной задачи была создана исходная модель, состоящая из трех слоев. Первый слой мощностью 10 км, сопротивлением 1000 Ом·м, второй слой – 150 км и 500 Ом·м, третий – 100 Ом·м от 160 км и до 3805 км. В восточной части модели был добавлен первый слой глубиной 544 метра и сопротивлением 0.4 Ом·м, соответствующий Татарскому проливу, а второй слой был поднят до глубины моря. В качестве данных для расчета использовался полный импеданс для 21 периода в диапазоне от 0.1 до 3000 с. Уровень ошибки был взят 5 % $|Z_{xy}, Z_{yx}|^{1/2}$ для основного импеданса и 50 % для дополнительного. Горизонтальная сетка составлена из 32 ячеек по оси X (направлена на север), 88 по Y (на восток) с шагом 5 км в основной зоне и несколькими сужениями до 2.5 км по оси X в ячейках, содержащих точки: 27, 28, 56, 01, 24, 54, 3, 31, 53, 4, 5, 48, 47, 32, 33, 7, 11, 36, 38, 42. Вертикаль-

ная сетка состоит из 23 ячеек по оси Z (направлена вниз) с шагом $2^{1/2}$, начиная с 544 метров. В расчете использовались данные 57 точек. Среднеквадратическая ошибка инверсии составила 4.3. Результирующая модель показана на рис. 4 а.

Геоэлектрический разрез профиля исследований представляет собой слоисто-блоковую модель. Верхняя часть разреза мощностью примерно от 30 до 40 км имеет высокое электрическое сопротивление свыше 1 000 Ом·м, состоит из четырех блоков, разделенных зонами пониженного электрического сопротивления менее 1 000 Ом·м, воздымающихся с глубины 60–80 км к земной поверхности. Сопротивление блоков различно. У первых трех блоков, при рассмотрении с СЗ на ЮВ, отмечаются более высокие электрические сопротивления от 1 000 до свыше 100 000 Ом·м, а в четвертом блоке – от 1 000 до 10 000 Ом·м. На разрезе выделяются три зоны низкого электрического сопротивления от 10 до 100 Ом·м, совпадающие с положением границ между блоками высокого электрического сопротивления и залегающие в их основании. Отмечается последовательное увеличение их

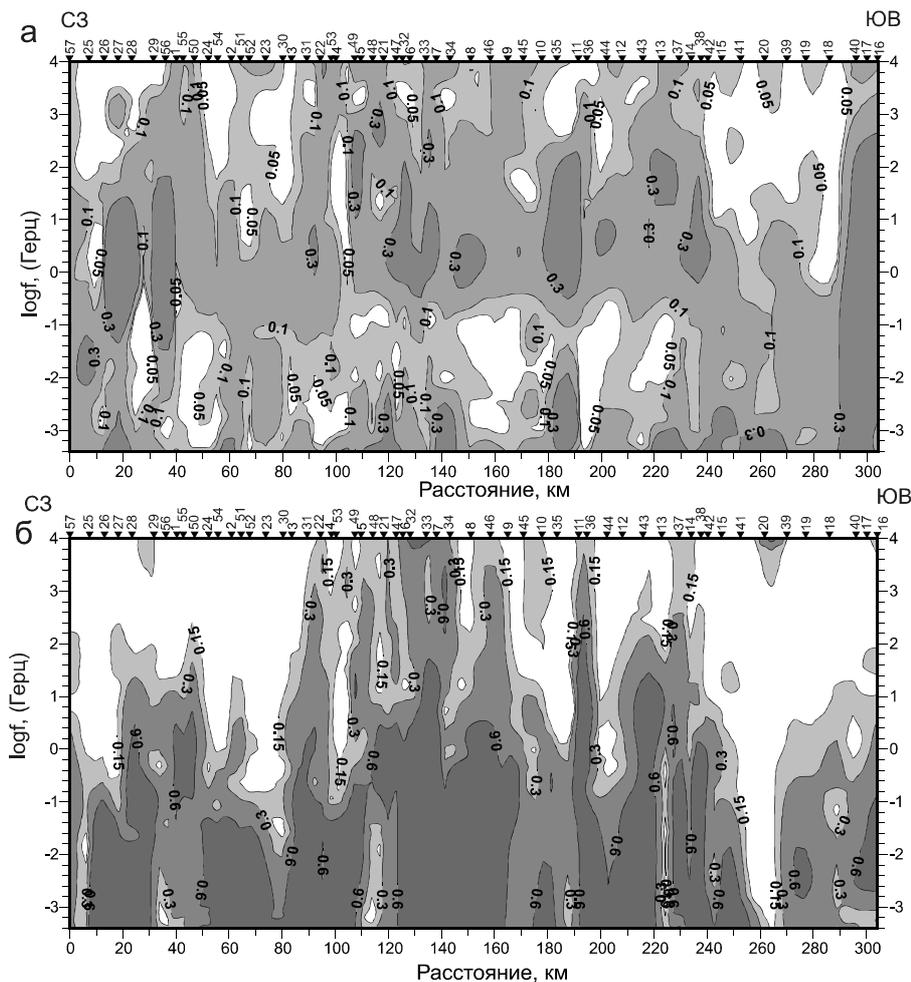


Рис. 3. Разрезы параметров неоднородности и асимметрии: а – магнитовариационный параметр неоднородности (N_{mv}), б – магнитотеллурический параметр неоднородности (N_{mt}).

сопротивления при движении с СЗ на ЮВ – 10, 50 и 100 Ом·м, соответственно. Характерной особенностью геоэлектрического разреза является наличие в крайней ЮВ его части слоя повышенного электрического сопротивления 300–500 Ом·м (среднее значение 350 Ом·м) мощностью 25–35 км, круто погружающегося от подошвы верхнего высокоомного слоя до глубины 120 км и протягивающегося до начала профиля в СЗ части. На глубинах 80–120 км располагается слой сопротивлением 200–300 Ом·м, имеющий подъем кровли до глубин 40–60 км, ЮЗ окончание которого воздымается к подошве верхнего высокоомного слоя. В нем также выделяются блоки пониженного электрического сопротивления, расположенные под двумя СЗ зонами низких сопротивлений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Земная кора и разломная тектоника

Сопоставление геоэлектрического разреза (рис. 4 а) с тектоническими элементами (рис. 1), вынесенными в верхнюю его часть, показывает, что нет однозначного соответствия границ террейнов с глу-

бинным строением. Тем не менее, очевидно просматривается связь глубинного строения с тектоникой региона. Наиболее отчетливо выделяются на геоэлектрическом разрезе глубинные разломы, положение которых взято из карты разломов территории Дальнего Востока России [14]. Однако и в этом случае можно отметить, что не все разломы, отмеченные на вышеуказанной карте, нашли свое отражение на геоэлектрическом разрезе и, наоборот, есть аномальные зоны, которые трактуются нами как глубинный разлом, но они не нанесены на карту.

Из рис. 4 а видно, что электрическое сопротивление земной коры в пределах одного и того же террейна изменяется в широких пределах и неоднородно по латерали. Рассматривая, например, Кемский террейн, можно видеть, что он состоит из двух блоков, имеющих разные мощность и электрическое сопротивление. Эти блоки разделены зоной пониженного сопротивления, протягивающейся от земной поверхности до подошвы земной коры, и пространственно совпадающей с западной границей Совгаванского плато базальтов. Эта зона пониженного электрического сопротивления

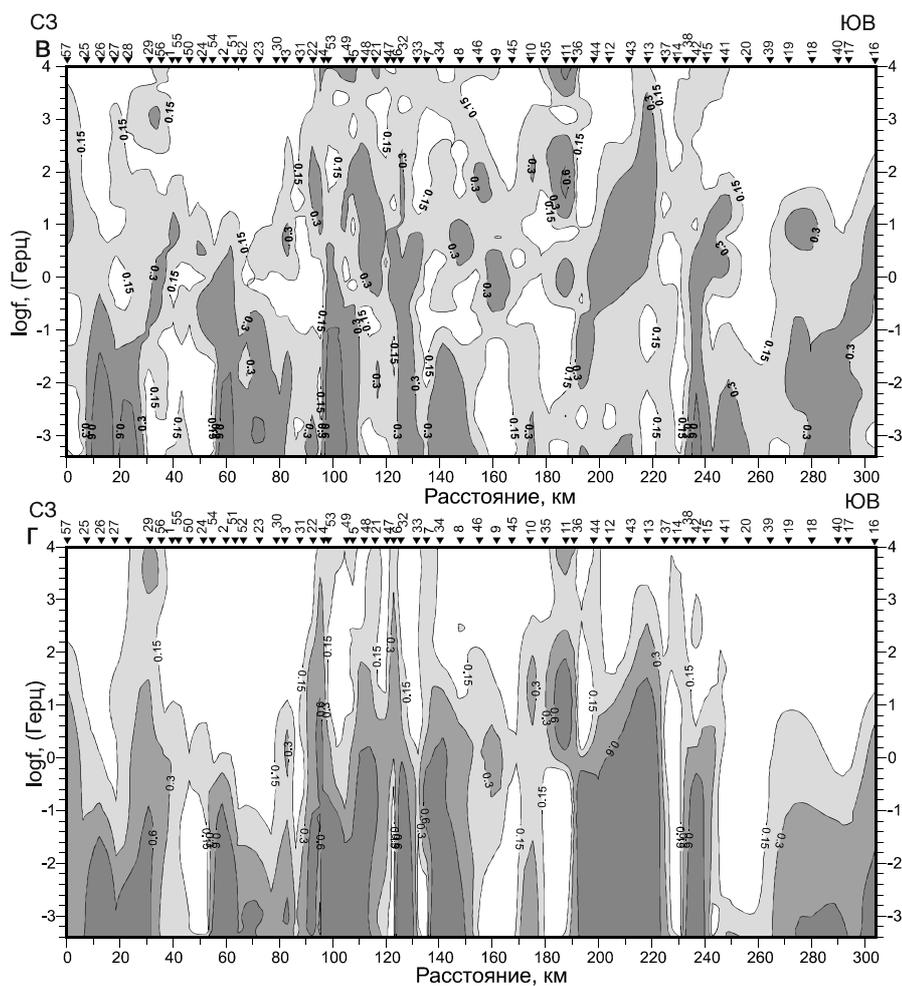
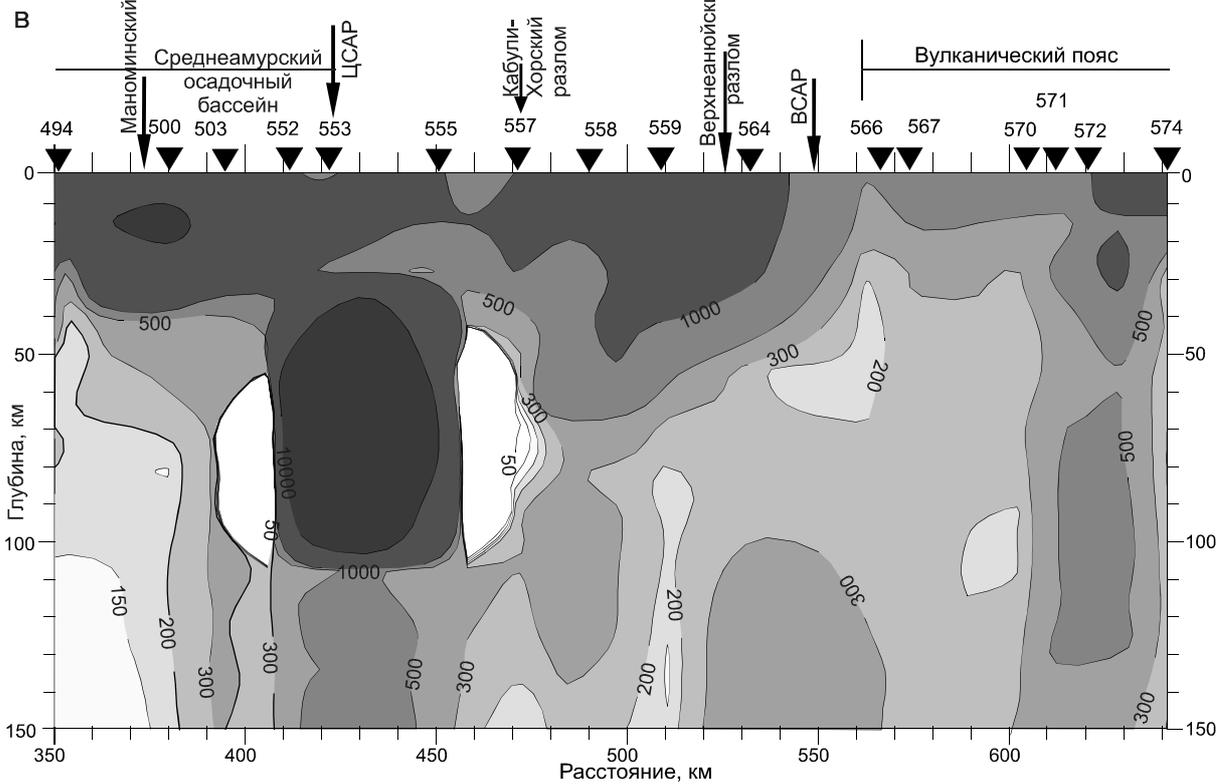
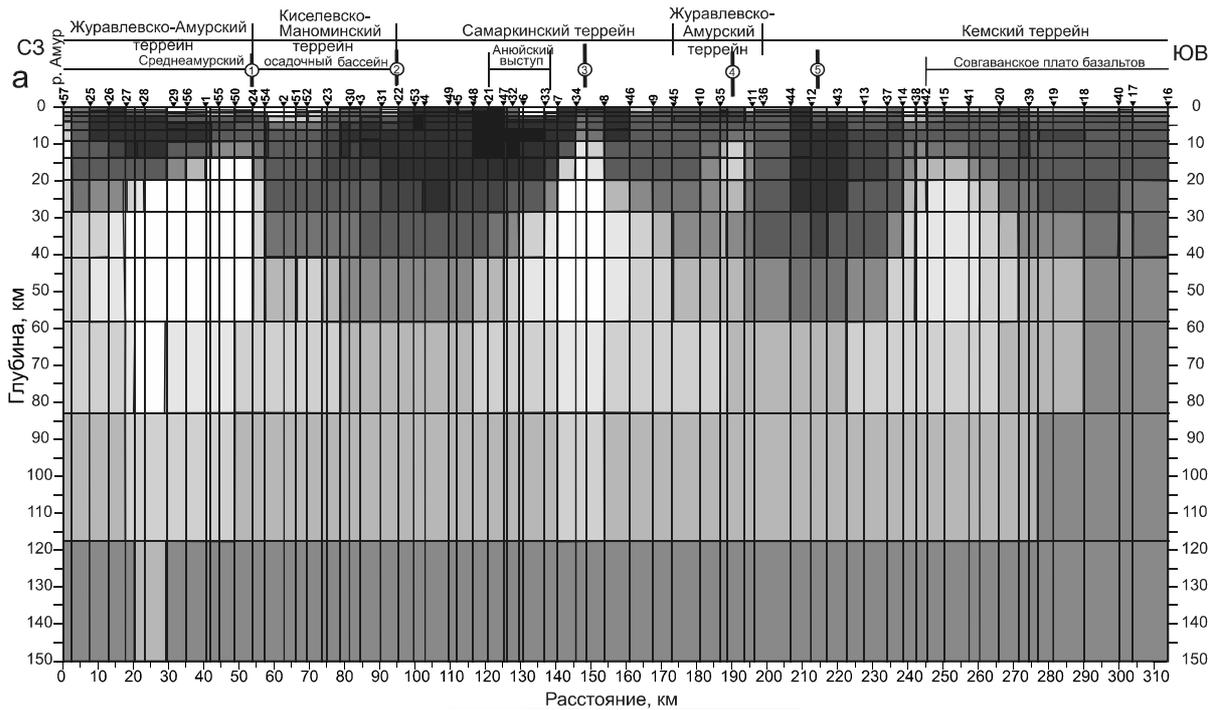


Рис. 3. (Продолжение).
 в – параметр асимметрии Свифта ($skew_S$), г – параметр асимметрии Бара ($skew_B$).



трактуются нами как глубинный разлом. Этот разлом не отражен на карте разломов [14], но выделен ранее В.П. Уткиным [46, 47] как Восточный разлом. Подтверждением может служить сейсмогеологический разрез (рис. 4 б), построенный по результатам ГСЗ [36] и расположенный примерно в пятидесяти километрах южнее профиля исследований параллельно его простиранию (рис. 1). На сейсмогеологическом разрезе этот разлом пространственно совпадает с зоной низких электрических сопротивлений и разделяет два блока земной коры различной мощности. Находит свое подтверждение Восточный разлом и на геоэлектрическом разрезе (рис. 4 в), построенном по результатам МТЗ, выполненных Геофизическим ГТПП (г. Хабаровск) по профилю Облучье – мыс Датта [11] (положение профиля смотри на рис.1) в период 1991–1997 гг. цифровыми электроразведочными станциями. Интерпретация проведена в рамках одномерной модели с использованием трансформации Е. Нибле [56] для нормированных к стандартной кривой [5] максимальных амплитудных кривых. Для интерпретации использовалось 16 кривых на профиле длиной около 290 км. Несмотря на большой шаг регистрации и неравномерность расположения точек по профилю здесь также выделяется граница в виде зоны низкого электрического сопротивления, восходящей из верхней мантии к земной поверхности в районе прохождения Восточного разлома.

Прибрежный блок, пространственно совпадающий с Совгаванским плато базальтов, имеет пониженную мощность примерно 32–33 км по отношению к континентальному блоку с мощностью 35–36 км (рис. 4 б). Прибрежный блок имеет относительно однородное строение и, как уже отмечалось, пониженное электрическое сопротивление 1 000–10 000 Ом·м (рис. 4 а) по сравнению с другими блоками земной коры, пересеченными профилем. Сопоставление геоэлектрического разреза с сейсмогеологическим показывает, что если принять за подошву земной коры слой с сопротивлением 1000 и более Ом·м, ее мощность близка мощности, полученной по результатам ГСЗ. Кроме этого можно отметить, что участки, где

поверхность М выделена условно, совпадают с зонами низкого электрического сопротивления.

Наименьшая мощность слоя высокого сопротивления, около 30 км, наблюдается в Журавлевско-Амурском террейне под Среднеамурской впадиной, а наибольшей – обладает СЗ блок Кемского террейна, расположенный между Верхнеанюйским и Восточным разломами, и СЗ блок Самаркинского террейна, расположенный между Центральным Сихотэ-Алинским и Кабули-Хорским разломами. Последний блок характеризуется наиболее высоким сопротивлением, превышающим 100 000 Ом·м. Область с высокими сопротивлениями пространственно совпадает с Анюйским куполом, метаморфические породы которого, согласно геохимическим и Sm-Nd изотопным исследованиям, близки по составу юрско-раннемеловым осадочным породам Самаркинской аккреционной призмы [22]. Высокие значения электрического сопротивления, вероятно, могут быть связаны с высокотемпературным метаморфизмом в обстановке пологих тектонических деформаций с преобладающей ориентировкой сжатия с северо-запада на юго-восток [22].

На сейсмогеологическом разрезе (рис. 4 б) выделено четыре глубинных разлома и несколько коровых. При рассмотрении с востока на запад первый глубинный разлом соответствует Восточному, согласно [46, 47], второй – Кабули-Хорскому, третий – Маноминскому и четвертый – Хехцирскому, по [14]. Таким образом, мы видим, что все выделенные по данным ГСЗ глубинные разломы совпадают с зонами низкого электрического сопротивления, восходящими из верхней мантии к дневной поверхности и разделяющими высокоомные блоки земной коры, за исключением Хехцирского, который расположен за пределами профиля исследований. Остается неясным вопрос с Центральным Сихотэ-Алинским, Верхнеанюйским и Восточно-Сихотэ-Алинским (ВСАР) разломами. ВСАР не выделяется ни по данным ГСЗ, ни по результатам МТЗ. Возможно, что в пределах изучаемой территории этот разлом выклинивается и не имеет глубоких корней. Верхнеанюйский разлом по данным

Рис. 4. Геофизические разрезы.

а – геоэлектрический разрез по профилю с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино, построенный по результатам трехмерной интерпретации. Перевернутые треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Цифры в кружках – разломы и их номера: 1 – Маноминский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеанюйский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский.

б – юго-восточная часть сейсмогеологического разреза Литовко – Иннокентьевский из работы [35, 36]:

1 – вулканогенно-осадочный слой; 2 – складчато-кристаллический фундамент; 3 – «гранитно-метаморфический слой», а – нижняя толща, б – верхняя толща; 4 – «базальтовый слой»; 5 – разрывные нарушения по сейсмическим данным, 6 – сейсмические границы достоверные, 7 – сейсмические границы предполагаемые, 8 – поверхность Мохоровичича, 9 – пластовые скорости, км/с;

в – восточная часть геоэлектрического разреза профиля Облучье – мыс Датта [11]: изолинии в Ом·м; перевернутые треугольники – пункты МТЗ и их номера; стрелками указано положение разломов.

ГСЗ является коровым, что отчасти подтверждается и результатами МТЗ, но, тем не менее, на геоэлектрическом разрезе выделяются его более глубокие корни, проникающие к подошве земной коры. В отличие от других глубинных разломов он проявлен менее контрастно. Наиболее дискуссионным является выделение Центрального Сихотэ-Алинского разлома. ЦСАР хорошо выражен в рельефе и в поверхностной геологии, отчетливо прослеживается на аэро- и космических снимках, в поле силы тяжести выражен зоной градиента, а в магнитном поле – зоной повышенной дифференциации. Однако в районе исследований, как видно из результатов ГСЗ и МТЗ, ЦСАР, выделяется как коровый, с глубиной заложения до 10 км. На геоэлектрическом разрезе (рис. 4 в) под местоположением ЦСАР в верхней мантии выделяется аномальная зона высоких электрических сопротивлений. Анализ карты очагов землетрясений юга Дальнего Востока показал, что ЦСАР также не является сейсмогенерирующим, как, впрочем, и другие разломы, пересеченные профилем исследований [8]. Данная территория, согласно [12], располагается в зоне Сихотэ-Алинского асейсмического окна.

Совместно с профилем МТЗ (рис. 4 в) Геофизическим ГГП (г. Хабаровск) были проведены исследования МОВЗ [8], результаты которого показаны на рис. 5 а. На разрезе представлена плотность распределения точек обмена по волнам типа PSH, которые возникают при расщеплении обменных волн PS в разломных зонах жестких блоков. Эти границы обмена картируют зоны разломов как квазианизотропные линейные области. Согласно [2], САОП картируется как жесткий блок с разломными зонами литосферного заложения. Южная часть Анюйского купола характеризуется как высокоскоростной анизотропный блок, корни которого, возможно, уходят в верхнюю мантию. Прибрежный блок также отмечается как высокоскоростной и анизотропный, по периферии которого на различных глубинах зафиксированы землетрясения. СЗ часть Прибрежного блока характеризуется как субвертикальная низкоскоростная изотропная зона, в центре которой располагается Восточный разлом. Восточный фланг САОБ выделяется низкоскоростной линзой и характеризуется как изотропный объект.

На сейсмическом разрезе (рис. 5 а) Маноминский и Восточный разломы расположены над изотропными зонами, уходящими в верхнюю мантию, ЦСАР и ВСАР находятся в краевых частях анизотропной зоны, расположенной под серединой САОП, Кабули-Хорский разлом – в пределах наиболее жесткого блока САОП, погружающегося в верхнюю мантию вертикально, а Верхнеанюйский – в краевой его части, погруженной до глубины подошвы земной коры.

Из рис. 5 а можно сделать вывод, что все разломы, пересеченные профилем, находятся в различных геодинамических обстановках.

Верхняя мантия

Рассмотрение поведения электрического сопротивления верхней мантии (рис. 4 а) показывает, что его наименьшие значения наблюдаются от подошвы земной коры до глубины 80 км. В подкоровой части, при движении с СЗ на ЮВ, оно увеличивается от 10 до 100 Ом·м, а размер зон низкого сопротивления сокращается. По данным [34], сопротивление под центральной частью Северного Сихотэ-Алиня составляет 75–100 Ом·м. Верхняя мантия ЮВ части геоэлектрического разреза (рис. 4 а) представлена слоем повышенного электрического сопротивления 350 Ом·м мощностью около 30 км, круто погружающемся от подошвы земной коры до глубины около 120 км и затем выполаживающемся в СЗ направлении. В диапазоне глубин 80–120 км электрическое сопротивление составляет 200–300 Ом·м. Таким образом, электрическое сопротивление верхней мантии, в пределах профиля исследований, увеличивается с СЗ на ЮВ и с глубиной в диапазоне от 30 до 150 км, что свидетельствует об изменении ее свойств в этих направлениях. Сходное распределение электрического сопротивления в верхней мантии отмечается и на геоэлектрическом разрезе рис. 4 в. Наименьшими сопротивлениями характеризуется диапазон глубин от 30 до 100–110 км, где его значение в основном колеблется от 150 до 300 Ом·м, за исключением зоны под ЦСАР. На геоэлектрическом разрезе в его ЮВ окончании выделяется область повышенных сопротивлений 300÷600 Ом·м, которая круто опускается от основания земной коры до глубины 150 км. В диапазоне глубин 110–150 км прослеживаются отдельные зоны повышенных сопротивлений от 250 до 300 Ом·м, за исключением СЗ части геоэлектрического разреза, где на этих глубинах выделяется зона низких электрических сопротивлений менее 150 Ом·м. При рассмотрении профиля МОВЗ (рис. 5 а) в его ЮВ части отчетливо выделяется анизотропная высокоскоростная зона мощностью около 30 км, круто погружающаяся в верхнюю мантию от подошвы земной коры. Верхняя мантия профиля, по данным МОВЗ, характеризуется сильной неоднородностью. В ней отмечается наличие высокоскоростных анизотропных зон, сконцентрированных в основном под центральной частью Северного Сихотэ-Алиня на различных глубинах, погружающихся под разными углами и направлениями и разделенных изотропными низкоскоростными зонами различной конфигурации. В работе [32] отмечалось, что в сейсмическом разрезе широко развиты инверсные

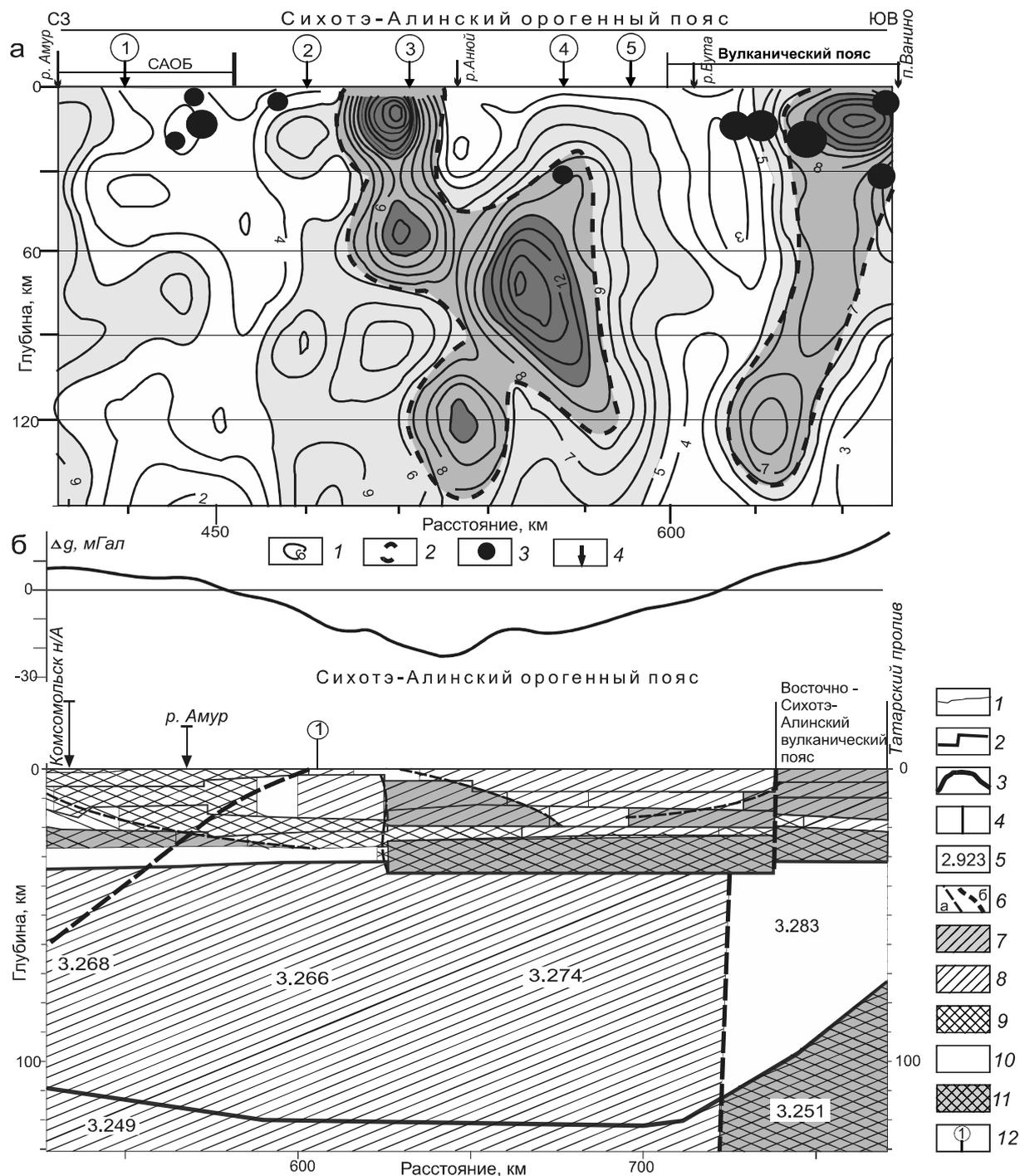


Рис. 5. Сейсмический и плотностной разрезы. Положение профилей и ссылки показаны на рис. 1. На рисунке приведены лишь восточные части профилей.

а) сейсмический разрез, построенный по данным МОВЗ: 1 – изолинии плотности распределения точек обмена (PSH), 2 – разломные зоны по данным МОВЗ, 3 – землетрясения с $M = 3.5 \div 5.5$, 4 – разломы согласно рис. 4 а;

б) плотностной разрез по профилю Свободный – Комсомольск-на-Амур – мыс Сюркум: 1 – сейсмические границы в земной коре; 2 – рельеф подошвы земной коры (сейсмическая граница Мохо); 3 – подошва литосферы по геотемпературным данным (кровля астеносферы); 4 – вертикальные границы вычисленных плотностных неоднородностей; 5 – вычисленные значения плотности, $10^{-3} \cdot \text{кг/м}^3$; 6 – предполагаемые границы: а – тектонические нарушения; б – границы литосферных блоков; 7–11 – шкала изменений плотности относительно средних значений толщи в каждом слое: 7 – минимальная и низкая плотность, 8 – пониженные значения, 9 – средние, 10 – повышенные, 11 – высокие и максимальные; 12 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

Над разрезом показан график гравитационного поля Δg , мГал.

границы, которые свидетельствуют о высокой геодинамической активности недр. К ареалам изотропной мантии тяготеют скопления очаговых инверсионных объектов, представленных пакетами инверсных площадок, которые отождествляются с объемными зонами деструкции и частичного плавления.

Согласно результатам плотностного моделирования, выполненного В.Я. Подгорным по профилю ГСЗ Свободный – Комсомольск-на-Амуре – м. Сюркум [11], расположенному примерно в 100 км к северу от профиля исследований, на разрезе на участке от Татарского пролива до г. Комсомольск-на-Амуре отмечается уменьшение плотности пород верхней мантии с востока на запад (рис. 5 б). Под ВСАВПП выделяется блок повышенной плотности, погружающийся до глубины 135 км, что согласуется с данными МОВЗ и МТЗ.

Таким образом, сопоставление геоэлектрического разреза по профилю с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино с другими результатами, полученными в районе исследований, показало их соответствие друг другу. Имеющиеся различия могут быть связаны с несовпадением пунктов измерений.

Геодинамическая модель развития региона

Геоэлектрический разрез по профилю с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино имеет сходство с субдукционной зоной. Это согласуется с геологическими данными. Согласно моделям развития восточной окраины Азии [49] и, в частности, восточного Сихотэ-Алиня [26], в позднем мелу здесь существовала зона субдукции (рис. 6 а), которая в ходе эволюции региона переместилась к Курило-Камчатскому тропу. В этот период происходило переплавление континентальной коры и субдуцирующих осадков в подконтинентальной мантии и извержение большого объема кислых вулканитов. О наличии древней зоны субдукции свидетельствуют геохимические данные базальтов Совгаванского плато ВСАВПП [25], которые выявили здесь отчетливо выраженную поперечную геохимическую зональность. По мере удаления от побережья возрастает уровень содержания калия и большинства других некогерентных элементов в породах, что свидетельствует об увеличении расстояния от желоба и увеличении глубины его погружения. Согласно данным о зависимости содержания K_2O в породах с одинаковой кремнекислотностью вулканитов ВСАВПП определено, что расстояние от островной дуги до зоны Беньофа составляет около 150 км [4]. В настоящее время расстояние между восточными побережьями о. Сахалин и континента (в районе Татарского пролива) составляет около 250 км, то есть за период от начала образования Японского моря древ-

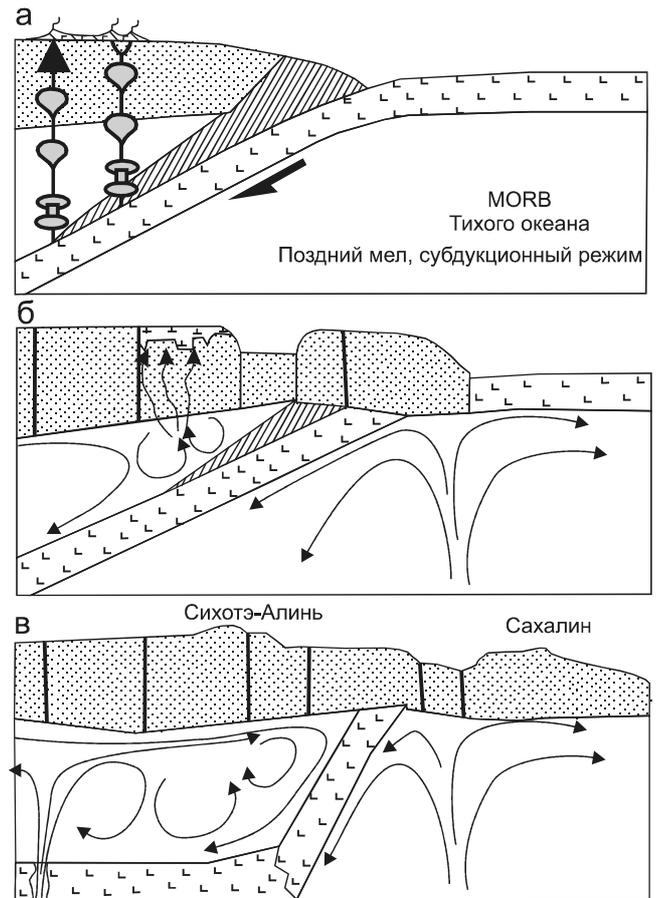


Рис. 6. Модель развития Северного Сихотэ-Алиня, по [26], с изменениями и дополнениями.

няя зона Беньофа отодвинулась на восток на расстояние около 100 км. Если принять, что длительность процесса составляла 20 млн лет, то скорость перемещения равняется 5 мм в год. Согласно современным геодинамическим исследованиям на территории Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского пояса (САССОП) с использованием GPS метода [45] зарегистрировано смещение пунктов наблюдения 7–10 мм в год на восток относительно пункта YSSK (Южно-Сахалинск). По данным ГСЗ, МОВЗ, МОВ ОГТ, в настоящее время на восточной окраине в южной части о. Сахалин выделяется древняя зона Беньофа в верхней мантии [15]. В северной части о. Сахалин выделяется палеосубдукционная зона, но лишь до подошвы земной коры [39]. Наличие древних сейсмофокальных зон в земной коре о. Сахалин достаточно подробно описано в работе [13]. В связи с этим можно предположить, что на следующем этапе развития в кайнозое на границе палеогена–неогена вследствие сдвиговых перемещений произошел разрыв субдуцирующей плиты (рис. 6 б). В результате этого погружившаяся часть плиты переместилась под континент, а ее верхняя часть уперлась в

континентальную окраину. Затем, вследствие влияния поднимающихся потоков мантии, она переместилась в восточном направлении, и произошло образование Японского моря. В дальнейшем это привело к разрушению и плавлению погружающейся части плиты, образованию в ней «окон», через которые поток океанической мантии стал попадать в подконтинентальную верхнюю мантию, смешиваясь с ней (рис. 6 в). Это привело, во-первых, к появлению под континентом нескольких конвективных ячеек, что явилось причиной возникновения в земной коре дополнительных зон сжатия и растяжения, а, во-вторых, изменился состав подконтинентальной мантии, что объясняет химический состав вулканитов, свидетельствующий о нескольких источниках магм [26, 38], и, как следствие, изменение электрического сопротивления.

Предлагаемая модель развития региона применима лишь к изучаемой территории. Для других частей САСОП второй и третий этапы развития могут быть другими или более сложными, т.к. процессы происходили не одновременно для всей территории, ее различные части в один и тот же период времени находились под различными направлениями и величинами напряжений, отличался геотермический режим и химический состав верхней мантии.

Различие геодинамического режима западной и восточной частей Северного Сихотэ-Алиня подтверждается как геофизическими, так и геологическими данными. Для мел-палеогеновых гранитоидов происходит углубление магматических очагов с 12–15 до 18–20 км с востока на запад [3]. Результаты сравнительного изучения минералогии позднекайнозойских щелочных базальтов из вулканических построек Западного и Восточного Сихотэ-Алиня показали, что подъем магмы на востоке протекал в условиях режима сжатия, а на западе – в режиме растяжения. На востоке кристаллизация щелочнобазальтоидных расплавов началась вблизи границы коры и верхней мантии, а на западе – на сравнительно небольших глубинах [33]. В работе [37] на основе аналитических исследований концентраций микроэлементов методом ICP-MS, изотопных стронциевых отношений и ^{40}Ar – ^{39}Ar датировок вулканических пород Среднеамурского осадочного бассейна определено, что в интервале 15–4 млн лет назад протекал мантийный вулканизм, который смещался от его СЗ границы к ЮВ, а на его фоне происходило подплавление земной коры. Авторы сделали предположение, что выплавление обедненного расплава типа N-MORB сопровождалось интенсивным локальным растяжением коры САОБ. По комплексу геолого-геофизических признаков и сейсмичности территории юга Дальнего Восто-

ка России определено, что в зоне Татарского пролива стресс близок к чистому сдвигу, с субгоризонтальным СЗ растяжением, а зона СВАВПП находится в режиме регионального сейсмогенерирующего тектонического сжатия [12]. Таким образом, геолого-геофизические данные показывают, что земная кора в районе профиля исследований состоит из чередующихся зон сжатия-растяжения с наличием сдвиговой составляющей.

Оценка теплового режима и состава верхней мантии

Территория профиля исследований слабо изучена геотермическими методами [11]. Имеется два измерения теплового потока в ВСАВПП, значения которых разнятся более чем в 2 раза (200 и 87 мВт/м²) и десять измерений в южной части САОБ, диапазон значений которых колеблется от 38 до 61 мВт/м². В работе [11] все значения для ВСАВПП и САОБ были осреднены и получены величины 60 и 50 мВт/м², соответственно. Выполненные расчеты температур на подошве земной коры по сейсмическому профилю Свободный – Косомольск-на-Амуре – мыс Сюркум для района ВСАВПП, расположенного примерно в 100 км севернее профиля исследований, показали значения 630° С.

Температуру можно также рассчитать из величины скорости сейсмических волн на поверхности Мохо по формуле

$$P_n = 8.456 - 0.000729 \cdot T_m, \quad (1)$$

где: P_n – скорость сейсмических волн (км/с), T_m – температура на границе Мохо, предложенная Black and Braille [50] на основании изучения скорости сейсмических волн и термальной структуры литосферы Северной Америки. Скорость сейсмических волн на границе М профиля Литовко – Иннокентьевский (рис. 4 б) варьирует в довольно широких пределах от 7.4 до 8.4 км/с. Наименьшие ее значения – под центральной частью САОП, а наибольшие – под ЮВ бортом САОБ. Под ВСАВПП величина скорости сейсмических волн составляет 7.9 км/с. Расчеты по формуле (1) дают следующие значения температур на поверхности М: ВСАВПП – 760°С, центральная часть САОП – 1450°С, ЮВ борт САОБ – 80°С. На сейсмогеологическом разрезе [35, 36] под САОБ скорость сейсмических волн на поверхности М значительно уменьшается в ее центральной части до 7.2 км/с. Значение температуры на поверхности М, согласно формуле (1), при этом будет достигать 1700°С. Как было обсуждено Hurdman and Lewis [53], значение скорости имеет некоторую неопределенность, связанную с учетом упругих свойств вещества мантии и анизотропии скорости, что приводит к погрешности $\pm 150^\circ \text{C}$. Из полученных результатов видно, что рас-

четные максимальная и минимальная температуры не соответствуют реальным ее значениям на этих глубинах. С другой стороны, и скорости сейсмических волн довольно значительно изменяются в соседних блоках. На протяжении всего профиля ГСЗ, длиной около 450 км, разность между максимальной и минимальной скоростями достигает 1.2 км/с, причем эта величина отмечается в пределах САОБ.

Сопоставляя значения электрического сопротивления (рис. 4 а) со значениями сейсмических скоростей на границе М (рис. 4 б), можно отметить как их некоторое соответствие, так и значительное противоречие. На рис. 4 а наблюдается последовательное уменьшение электрического сопротивления пород верхней мантии с ЮВ на СЗ, в этом же направлении происходит уменьшение скорости сейсмических волн с 7.9 до 7.4 км/с, но только до Маноминского разлома, а далее происходит резкий скачок скорости до 8.4 км/с. То есть, там, где расположена зона с наименьшим электрическим сопротивлением около 10 Ом·м, наблюдается наибольшая скорость сейсмических волн. Как известно, уменьшение электрического сопротивления пород верхней мантии связывается в основном с появлением расплавов или флюидов, что, в свою очередь, зависит от температуры, состава пород и давления. Также хорошо известно, что скорость сейсмических волн в жидких и газообразных средах меньше по сравнению с таковой в твердой среде. Об уменьшении электрического сопротивления под САОБ свидетельствуют не только результаты МТЗ по исследуемому профилю, но и результаты МТЗ по профилю Облучье – мыс Датта (рис. 4 в) [11] и через центральную часть САОБ [21]. Как отмечалось выше, согласно сейсмическим данным МОВЗ, восточный фланг САОБ выделяется низкоскоростной линзой и характеризуется как изотропный низкоскоростной объект [8]. Таким образом, наблюдается противоречие между результатами сейсмических и электромагнитных данных о физическом состоянии верхней мантии под ЮВ бортом САОБ.

Одним из объяснений этого явления может быть химическое преобразование глубинных флюидов (H_2 , CO_2 , CO , CH_4 , H_2O) с образованием графита и углекислого газа в основании земной коры, приводящее к снижению электрического сопротивления перидотита в этих Р-Т условиях до 100–300 Ом·м [30]. Это явление наиболее ярко проявляется в разломных зонах, создавая анизотропно-проводящие зоны [29, 30].

По оценкам [26], генерация первичных магм позднемiocен-плиоценовых платобазальтов Восточного Сихотэ-Алиня должна была происходить в безводных условиях в интервале температур 1280–1540 °С и давлении 1.3–4.1 ГПа (48–140 км) со степенью плавления, превышающей 10 об. %.

На основании лабораторных измерений [51, 52] была получена формула оценки температуры солидуса сухой перидотитовой мантии как функции давления:

$$T(^{\circ}C) = -5.104 P^2 + 132.899P + 1120.661 \text{ для } P < 10 \text{ ГПа. (2)}$$

Для диапазона давления 1.3–4.1 ГПа значения температуры, согласно формуле (2), составит 1285 °С ÷ 1580 °С, что практически совпадает с температурным интервалом, полученным в работе [26].

Значение температуры можно также вычислить из формулы (3), связывающей электропроводность, температуру и процентное содержание H_2O , полученной в работе [55] при изучении водных базальтовых расплавов.

$$\log \sigma = 2.172 - (860.82 - 204.46 \sqrt{w}) / (T - 1146.8), \quad (3)$$

где: σ – электропроводность в См/м, T – температура в Кельвинах, w – содержание H_2O в wt %.

Из формулы (3) можно выразить температуру как:

$$T = [(860.82 - 204.46 \sqrt{w}) / (2.172 - \log \sigma)] + 1146.8. \quad (4)$$

При электрическом сопротивлении проводника в верхней мантии, равном 10 Ом·м (электропроводность $\sigma = 0.1$ См/м), и сухой мантии, т.е. $w = 0$ wt %, величина температуры составляет 1418 К или 1145 °С, а при электрическом сопротивлении 100 Ом·м (электропроводность $\sigma = 0.01$ См/м) величина температуры составляет 1353 К или 1080 °С.

Из расчетов видно, что величины температур для проводников верхней мантии значительно ниже температур генерации первичных магм позднемiocен-плиоценовых платобазальтов Восточного Сихотэ-Алиня, полученных в работе [26]. Это может свидетельствовать о том, что с позднемiocен-плиоценового времени произошло значительное изменение геотермического режима верхней мантии под ВСАВП Северного Сихотэ-Алиня и ее температура понизилась на 200 °С.

Чем вызвано изменение электрического сопротивления в подлитосферной мантии вдоль профиля? Исходя из геолого-геофизических данных, приведенных выше, основной причиной является изменение состава верхней мантии. Одним из доказательств этого может служить состав базальтов совганской свиты, содержащих повышенное содержание кремнезема, который не является хорошим проводником электрического тока. И наоборот, повышенное содержание железа, от 8.5 до 9.7 % суммарной концентрации [42], может привести к значительному уменьшению электрического сопротивления. Об этом свидетельствуют и результаты исследований базальтов при высоких давлениях и температурах [55], которые также показали, что для безводных базальтовых расплавов доми-

нирующую роль играют ионы легких щелочей (Li и Na), а вклад ионов CO₂ будет слабым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам магнитотеллурических зондирований, выполненных в Северном Сихотэ-Алине по профилю с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино, определено, что земная кора имеет высокое электрическое сопротивление свыше 1 000 Ом·м и переменную мощность от 30 до 40 км. Она разделена на три блока, границами которых являются глубинные разломы Маноминский, Кабули-Хорский и Восточный. Каждый блок имеет свои характеристические признаки – величины электрического сопротивления, мощность, сложность строения. Наиболее высокое электрическое сопротивление выделено в районе Анюйского купола, где оно превышает 100 000 Ом·м. Наиболее однородным строением отмечается прибрежный блок Татарского пролива, перекрытый ВСАВПП. Маноминский, Кабули-Хорский, Верхнеанюйский, по [14], и Восточный, по [46, 47], разломы выделены как глубинные. Центральный Сихотэ-Алинский разлом определяется на исследуемой территории как коровый с глубиной заложения около 10 км. Не нашел своего отражения на геоэлектрическом разрезе Восточно-Сихотэ-Алинский разлом. Положение Маноминского, Кабули-Хорского, Верхнеанюйского и Восточного разломов контролируется зонами пониженного электрического сопротивления, секущими земную кору и уходящими в подкоровую мантию. Положение разломов и их глубина заложения, а также мощность земной коры хорошо согласуются с результатами ГСЗ. Отмечается, что участки, где поверхность М выделена условно, совпадают с зонами низкого электрического сопротивления.

Верхняя мантия Северного Сихотэ-Алиня имеет неоднородное строение. В ней выделяются области низкого электрического сопротивления 10÷100 Ом·м на глубинах от подошвы земной коры до 80 км, положение которых контролирует глубинные разломы Маноминский, Кабули-Хорский и Восточный. Наблюдается тенденция уменьшения электрического сопротивления от побережья Татарского пролива в глубь континента под Среднеамурский осадочный бассейн.

В мантии выделен слой повышенного электрического сопротивления 300–400 Ом·м, круто опускающийся от подошвы земной коры прибрежного блока до глубины 120 км и протягивающийся под континент, который интерпретируется как остаток древней субдцировавшей плиты. На основании этого и с использованием других геолого-геофизических данных дано обоснование этого предположения и предложена модель развития района исследований.

Сопоставление геофизических (электропроводность, скорость сейсмических волн, температура, давление, плотность) и петрологических данных о составе пород верхней мантии и ее характеристиках (степени плавления, водонасыщенности и др.) показало как их соответствие, так и расхождения. Оценки температуры на поверхности Мохо по скорости сейсмических волн показали их значительное несоответствие с геотермическими данными. Выявлено аномальное поведение скорости сейсмических волн под юго-восточным бортом Среднеамурского осадочного бассейна. Привлечение петрологических данных и результатов исследований электропроводности пород мантии при высоких давлениях и температурах показало, что полученные значения электрического сопротивления могут быть объяснены наличием сухого расплава перидотита. Изменение электрического сопротивления вдоль профиля могут быть связаны с вариациями в составе мантии Fe и Na.

Оценка температур верхней мантии по величине электропроводности показала, что их современные значения на 200°C меньше, чем для позднемiocенового времени.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №16-17-00015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Науч. мир, 2009. 680 с.
2. Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Кайнозойский этап развития северной ветви Тан-Лу-Охотской рифтовой системы: глубинное строение и сейсмогеодинамика // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 1, № 1. С. 26–41.
3. Валуй Г.А. Гранитообразование в зоне перехода континент–океан по данным Sm-Nd-Sr-O изотопии // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 181–184.
4. Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука, 2014. 246 с.
5. Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Файнберг Э.Б. и др. Электропроводность астеносферы Восточно-Европейской платформы // Исследование пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М.: Наука, 1977. С. 156–158.
6. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
7. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
9. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1: 2 500 000: Объясн. записка. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.

10. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.8. Восток СССР / Ред. Л.И. Красный, В.К. Путинцев. Л.: Недра, 1984. 560 с.
11. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. – 332 с.
12. Горкуша С.В., Морин А.О. Сейсмичность, блоковая делимость и тектонический стресс юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С.42–50.
13. Гранник В.М. Палеосейсмофокальные зоны Сахалина // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 3. С. 50–65.
14. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
15. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. Глубинное строение и сеймотектоника южной части Охотоморского региона (по профилю Южный Сахалин–Южные Курилы) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 46–57.
16. Каплун В.Б., Григорица Т.В. Результаты магнитотеллурических зондирований в Средне-Амурской впадине // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 109–111.
17. Каплун В.Б. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 111–115.
18. Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п.Облучье–оз.Гасси (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 122–135.
19. Каплун В.Б. Результаты геоэлектрического мониторинга методом магнитотеллурического зондирования (с. Забайкальское, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 2. С. 24–33.
20. Каплун В.Б. Геоэлектрическая модель литосферы Комсомольского и Баджалского рудных районов по данным МТЗ // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 84–93.
21. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 86–98.
22. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Владимиров В.Г., Касаткин С.А. Геохимические особенности пород Анюйского метаморфического купола (Сихотэ-Алинь): состав протолитов и возможная природа метаморфизма // Геохимия. 2014. № 3. С. 249–266.
23. Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 61–67.
24. Кузнецов В.Е. Признаки современной геодинамической активности северной периферии Амурской литосферной пластины (по данным МОВЗ) // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26–29 сентября 2000 г. / Под ред. Ф.Г. Корчагина. г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. 285 с. С. 40–49.
25. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент–океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189–209.
26. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 84–108.
27. Никифоров В.М., Пальшин Н.А., Старжинский С.С., Кузнецов В.А. Численное моделирование трехмерного берегового эффекта в Приморье // Физика Земли. 2004. № 8. С. 56–69.
28. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Старжинский С.С. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 18–25.
29. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Шкабарня Г.Н. Геоэлектрическая структура тектоносферы на юге Дальнего Востока: связь с тектоникой, металлогенией, нефтегазоносностью // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы всерос. конф., 12–15 сентября 2011, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. 664 с. С. 289–293.
30. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. и др. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 54–65.
31. Никифорова Н.Н., Ахмадулин В.А., Порай-Кошиц А.М. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 42–49.
32. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
33. Петухова Л.Л., Приходько В.С., Чубаров В.М. Сравнительная минералогия позднекайнозойских щелочных базальтоидов Западного и Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 83–91.
34. Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара-Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 109–113.
35. Потапьев С.В. Авиасейсмические исследования земной коры М.: Наука, 1977. 170 с.
36. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1980. С. 43–53.
37. Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Семенова В.Г., Травин А.В. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, юго-восток России // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 3–27.
38. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Мантийные источники кайнозойских вулканических пород Восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 47–65.
39. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 3–8.
40. Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.

41. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л.Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (серия «Осадочные бассейны Востока России»; гл. ред. А.И. Ханчук. Т. 3).
42. Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 93–117.
43. Талтыкин Ю.В. К вопросу о глубинной электропроводности Комсомольско-Баджальского района // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 130–133.
44. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
45. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
46. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алия // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 4. С. 955–958.
47. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.
48. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 21–43.
49. Чехов А.Д. Механизм формирования Дальневосточных окраинных бассейнов (на примере Охотоморской литосферной плиты) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 49–54.
50. Black P.R., Braile L.W. Pn velocity and cooling of the continental lithosphere // J. Geophys. Res. 1982. V. 87, N 10. P. 557–568.
51. Hirschmann M.M. Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition // Geochim. Geophys. Geosyst. 2000. V. 1, N 10. doi:10.1029/2000GC000089.
52. Hirschmann M.M., Tenner T., Aubaud C., Withers A.C. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning // Phys. Earth Planet. In. 2009. V. 176, N 1–2. P. 54–68.
53. Hyndman R.D., Lewis T.J. Geophysical consequences of the Cordillera–Craton thermal transition in southwestern Canada // Tectonophysics. 1999. V. 306, N 3–4. P. 397–422.
54. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosci. 2014. V. 66. P. 40–53.
55. Ni H., Keppler H., Behrens H. Electrical conductivity of hydrous basaltic melts implications for partial melting in the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. 162:637–650.
56. Niblett E.R., Sayn Wittgenstein C. Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method. Ibid. 1960. V. 25. P. 998.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

V.B. Kaplun, A.K. Bronnikov

The geoelectric section of the crust and upper mantle of the northern Sikhote Alin from magnetotelluric sounding data

Magnetotelluric soundings (MTS) were carried out in a broad frequency range of 10 kHz to 0.001 Hz at a total of 5-km spaced 57 sounding sites of the profile intersecting the northern Sikhote Alin across the strike. The analysis of obtained magnetotelluric parameters has been made which shows three-dimensional geoelectric nonuniformities in the lower crust and upper mantle. The MTS curve interpretation was made in the framework of a three-dimensional model. As a result of the inverse problem solution, the geoelectric section down to a 150 km depth has been constructed. The section distinguishes the crust of a resistivity higher than 1000 Ohm·m and variable thickness between 30 and 40 km which is consistent with deep seismic sounding (DSS) data. The crust is divided into four blocks with deep faults, and each block is characterized by a set of parameters. The data support the existence of the Vostochny deep fault in the study area, whereas, on the contrary, the deep roots for the Central Sikhote Alin fault have not been established. The upper mantle structure is nonuniform; three low-resistivity zones are distinguished that coincide with the boundaries of crustal blocks. In the revealed zones, an increase in the resistivity is notable in the area from the continent to the Tatar Strait coast. A high-resistivity layer of 300–400 Ohm·m was observed in the coastal area, which was steeply dipping from the crustal base down to a 120 km depth and extended beneath the continent. Based on a set of geological-geophysical data, the ancient subducting plate is suggested in this area, and the evolutionary model of the region is proposed starting from the Late Cretaceous. The most probable mechanism of conductivity within the upper mantle is determined from petrological and petrophysical data. The low resistivity values are linked to dry peridotite mantle melting.

Key words: magnetotelluric soundings, deep structure, crust, upper mantle, deep faults, northern Sikhote Alin, Far East of Russia.