

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ПО ДАННЫМ  
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

**В.Б. Каплун**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Поступила в редакцию 15 мая 2008 г.

Рассмотрены результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ) по профилю, проходящему вкрест простирания Среднеамурского осадочного бассейна. Проведен анализ результатов полевых исследований, рассмотрены различные факторы, влияющие на поведение кривых зондирований. На основании результатов ранее проведенных работ методом МТЗ в пределах впадины выбрана опорная кривая и опорный геоэлектрический разрез, которые позволили скомпенсировать влияние различного рода геоэлектрических неоднородностей и построить стартовую модель для проведения двумерного математического моделирования по полевым данным. В результате выполненных исследований построена геоэлектрическая модель строения литосферы Среднеамурского осадочного бассейна вкрест его простирания.

**Ключевые слова:** магнитотеллурическое зондирование, Среднеамурский осадочный бассейн.

**ВВЕДЕНИЕ**

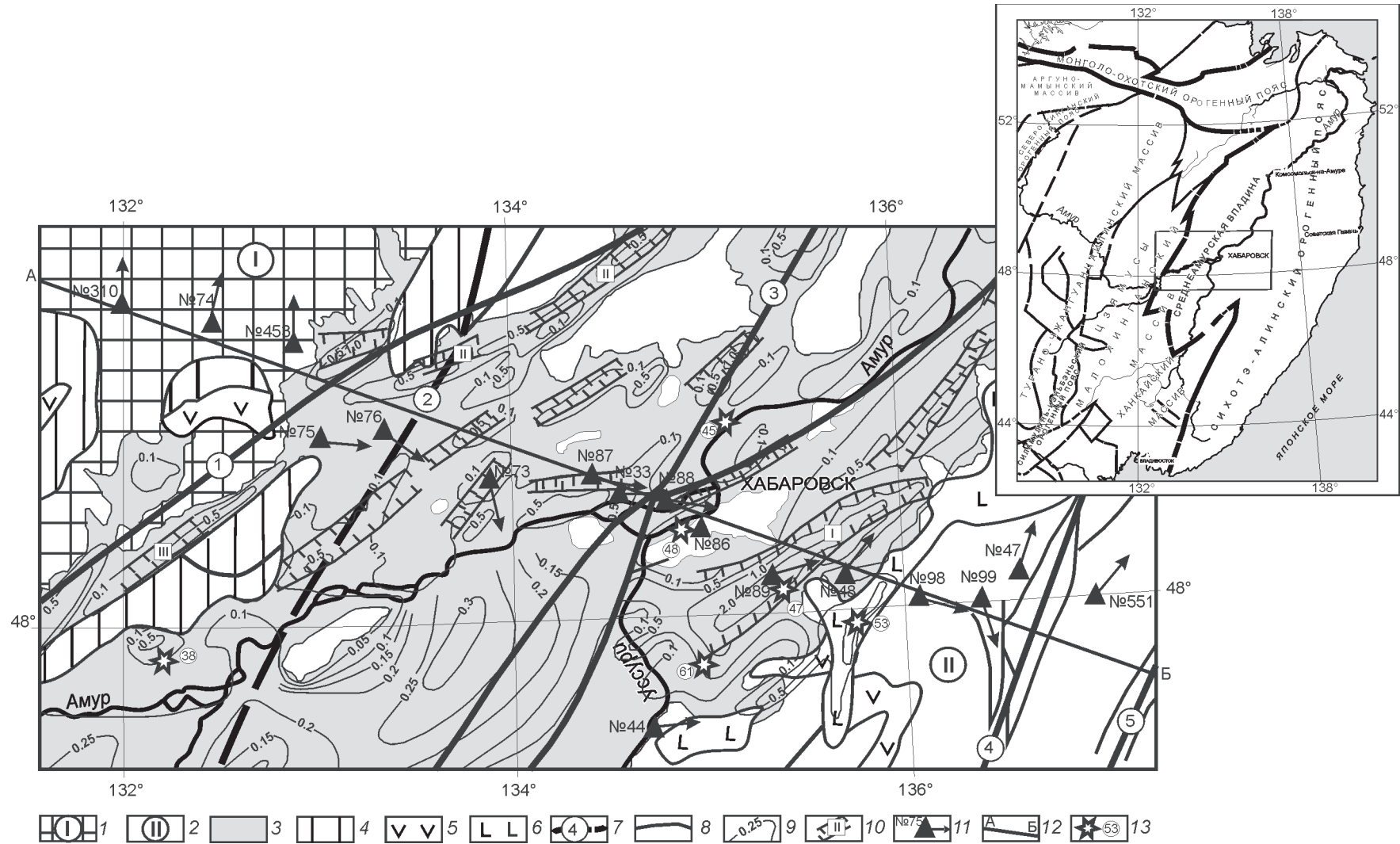
Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ) располагается в зоне сочленения Цзямусы-Малохинганского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [22] (врезка рис. 1) и представляет собой систему грабенов и горстов [3] (рис. 1).

Представления о тектонической природе САОБ менялись. Его относили к межгорным впадинам (Е.Б. Бельтнев, М.Г. Золотов, Л.И. Красный), рифтам [4], Б.А. Натальин отнес САОБ к составным осадочным бассейнам [12–14]. На ранних этапах бассейн развивался как передовой прогиб, заложившийся перед фронтом перемещавшихся в северо-западном направлении масс, а позднее – как структура растяжения, при влиянии на его строение сдвиговых перемещений, проходивших в промежутке между этими двумя стадиями. Некоторые исследователи [5] согласны с такой трактовкой тектонического развития САОБ, но считают, что история его формирования еще более сложная [5]. В связи с этим большое значение в понимании процесса формирования САОБ имеет информация о его глубинном строении, которая получена по данным небольшого количества структурных и картировочных скважин и результатам геофизических работ. Однако и по настоящее

время из-за слабой изученности САОБ нет модели его глубинного строения. В связи с этим целью данной работы было продолжение изучения глубинного строения САОБ с использованием метода магнитотеллурического зондирования. Исследования проводились по профилю, пересекающему центральную часть САОБ (рис. 1).

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ**

В Среднеамурском осадочном бассейне выделяется около 50 грабенов и погружений, наиболее крупными из них являются Лобей-Бирофельдский, Кур-Урмийский и Переяславский (рис. 1). Преобладают полуграбены и среди них – с крутыми сбросовыми восточными и юго-восточными бортами. В строении бассейна условно можно выделить три структурно-фациальные зоны, отличающиеся особенностями строения, размерами по площади и глубине погружения ложа грабенов: северо-западная, центральная и юго-восточная [3]. Северо-западная зона (Лобей-Бирофельдский и Кур-Урмийский грабены) ограничена с северо-запада Малохинганским блоком Цзямусы-Малохинганского массива, а на юго-востоке – поднятиями Ульдур-Чуркинского и Ванданского хребтов (по системе разломов Танлу). Она характеризуется пологим северо-западным (прибуреинским) и кру-



**Рис. 1.** Тектоническая карта района работ, по [Карсаков и др., 2005], с упрощениями.

Основные тектонические элементы: 1 – Цзямусы-Малохинганский массив; 2 – Сихотэ-Алиньский орогенный пояс; 3 – Среднеамурский осадочный бассейн; 4 – краевые прогибы различного возраста; 5 – вулканические пояса различного возраста; 6 – позднекайнозойские базальты; 7 – основные разломы: 1 – Илань-Итунский, 2 – Куканский, 3 – Амурский, 4 – Центрально-Сихотэ-Алиньский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алиньский; 8 – второстепенные разломы; 9 – изопахиты мощности осадочного чехла Среднеамурского осадочного бассейна, значения даны в километрах; 10 – грабены, основные: I – Переяславский, II – Кур-Урмийский, III – Лобэй-Бирюфельдский; 11 – пункты МТЗ и их номера, стрелками указано направление большой оси полярной диаграммы основного импеданса; 12 – линия профиля; 13 – пункты измерения теплового потока и его величина в мВт/м<sup>2</sup>.

тым юго-восточным приразломными бортами, резко выраженной удлиненной в северо-восточном направлении формой и глубинами от 1000 до более 2500 м. Центральная зона представлена преимущественно мелкими грабенами и обширными, но неглубокими (не более 1000 м) погружениями. Лишь в области, сопряженной с юго-восточной зоной, отмечаются полуграбены с крутыми бортами и мощностью кайнозойского чехла более 1500–2000 м. Юго-восточная зона (Переяславско-Ануйская группа грабенов) ограничена на юго-востоке мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня, а на северо-западе – мезозойскими осадочно-вулканогенными структурами поднятий Хехцирского хребта, Петропавловских высот Ануйско-Хунгарийского выступа. Грабены этой группы характеризуются большими размерами по площади, глубине погружения ложа и разнообразием строения. Мощность осадочного чехла в наиболее крупном Переяславском грабене более 2000 м, а с меловым комплексом превышает 4000 м [22].

Чехлом бассейна являются континентальные озерно-аллювиальные угленосные отложения, лежащие несогласно с разрывом на докайнозойских комплексах и расчлененные на пять свит. В чехле осадочного бассейна и на обрамлении известны верхнемеловые, палеоген-неогеновые и неоген-четвертичные базальты, андезибазальты. Чехол осадочного бассейна угленосен, угли бурые. Количество угольных пластов от 3 до 39, а их мощность в различных месторождениях варьирует от 1 до 15 м. Наибольшее количество пластов (39) отмечено на Переяславской угленосной площади, а максимальная мощность (до 15 м) – на Хабаровском месторождении [22].

Формирование осадочного чехла Среднеамурского осадочного бассейна сопровождалось активной магматической деятельностью. Нижнемеловые эффузивные образования, представленные андезибазальтами, встречаются в восточной прибортовой части впадины. Там же наблюдаются выходы гранитов готеривского возраста. Верхнемеловые эффузивы в виде покровов часто встречаются вдоль восточной границы бассейна и представлены игнимбритами, липаритами и их туфами мощностью до 700 м, андезитами, андезидацитами и их туфами. На восточном и юго-восточном обрамлении бассейна широко развиты палеогеновые и неогеновые вулканогенные образования, в частности, толща андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов мощностью 700 м.

Фундамент Среднеамурского осадочного бассейна гетерогенный. В западной, незначительной по площади части развиты краевые структуры Цзяму-

сы-Малохинганского массива различного состава и возраста. Наиболее древним является верхнеархейский структурно-вещественный комплекс, представленный гнейсами и кристаллическими сланцами. Среди магматических образований преобладают гранитоиды: позднедокембрийские и раннепалеозойские.

По данным электроразведки (ВЭЗ, ДНМЭ) [7, 21] мощность осадочного чехла в северо-западных грабенах САОБ составляет 1800–2800 м, а их сопротивление колеблется от первых Ом·м, до первых сотен Ом·м, причем сопротивление уменьшается сверху вниз. Сопротивление фундамента превышает 1000 Ом·м.

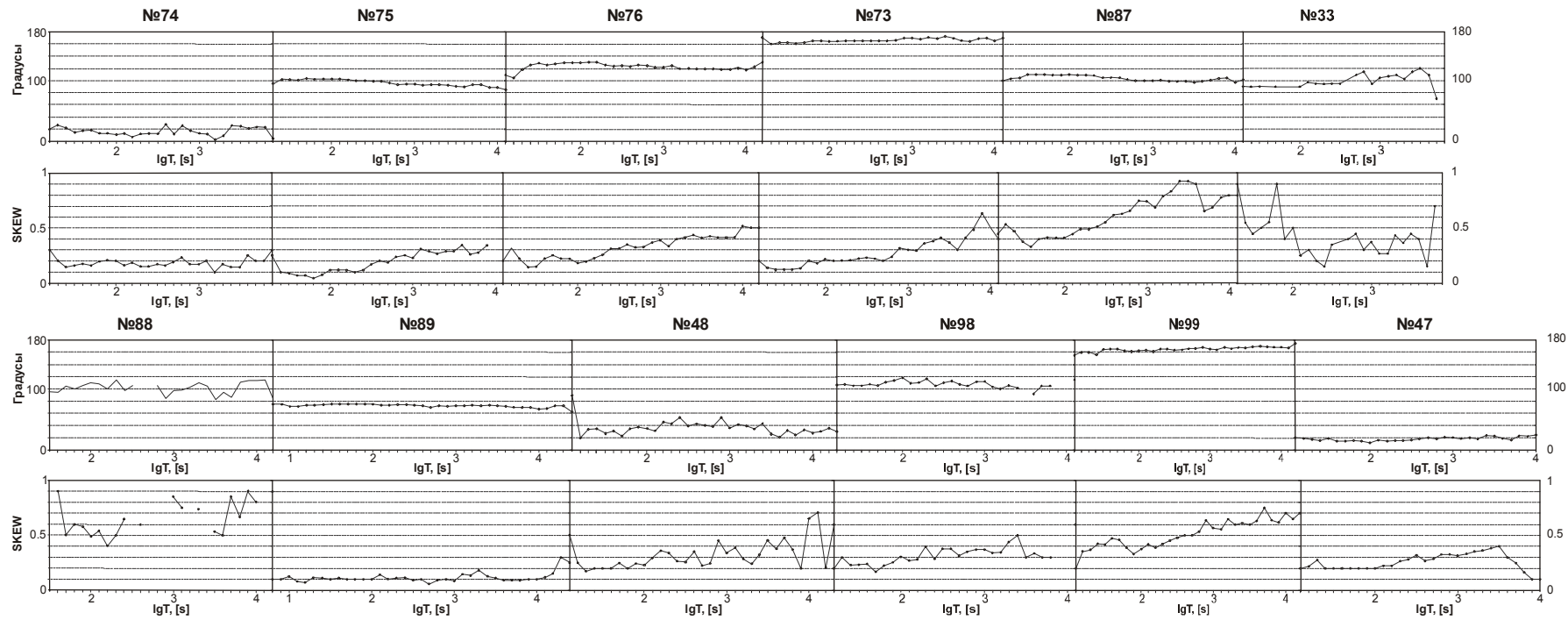
Согласно районированию гравитационного поля [23], Среднеамурский осадочный бассейн расположен в переходной аномалийной зоне, имеющей положительный средний уровень поля, на фоне которого выделяются узкие линейные минимумы силы тяжести: Сихотэ-Алинский и другие. Сам бассейн характеризуется положительной аномалией третьего ранга. Аномалии гравитационного поля имеют локальный характер и вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранию бассейна. Подобное поведение поля хорошо коррелируется с блоковым строением фундамента бассейна и его пограничным положением между Сихотэ-Алинским орогенным поясом и Цзямусы-Малохинганским массивом.

Мощность земной коры САОБ, по данным ГСЗ [19], варьирует от 30 км в его центральной части до 34 км к его бортам, образуя валообразное поднятие верхней мантии. Основание впадины раздроблено на блоки, смещенные относительно друг друга по разломам, среди которых преобладают глубинные. Разломы, проходящие вдоль северо-западного борта бассейна, имеют северо-западное падение, а разломы юго-восточного борта – субвертикальны или слабонаклонны на юго-восток.

Во впадине выполнено около десяти измерений теплового потока, значения которого колеблются от 38 до 61 мВт/м<sup>2</sup> [6]. Проведенные расчеты показали, что САОБ находится в состоянии стационарного теплового режима со средним тепловым потоком, равным 48 мВт/м<sup>2</sup>, и геотермическим градиентом 24°C/км.

По данным МТЗ [8, 10] под САОБ выделялось два проводящих слоя: один в низах земной коры на глубинах 30–60 км и второй в верхней мантии на глубинах 100–150 км с плавным погружением под Сихотэ-Алинский орогенный пояс и резким погружением под Цзямусы-Малохинганский массив.

Результаты комплексной интерпретации данных МОВЗ и МТЗ, выполненные В.Е. Кузнецовым,



**Рис.2.** Графики изменения направления большой оси полярной диаграммы основного импеданса (вверху) и параметра неоднородности skew (внизу) в зависимости от периода регистрации для каждой точки зондирования.

В.А. Бормотовым, Н.Ф. Бормотовой, А.В. Войтенком по широтному профилю Облучье–Датга и северо-западному–юго-восточному – Ургал–Самарга [17], показали сложное глубинное строение литосферы САОБ, выражающееся в наличии области высокой плотности обменов типа PSH, подъеме кровли астеносферного проводящего слоя до глубины 90 км под центральной частью бассейна и очаговых проводящих зон. Кроме этого, на обоих профилях выделяется клиновидная область сочленения структур Цзямусы-Малохинганского массива со структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса, выходящая на поверхность в пределах центральной части САОБ.

#### МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые наблюдения электромагнитного поля проведены в период с 2005 по 2007 гг. в 12 пунктах (№№ 73–76, 86–89, 48, 98, 99, 47) по профилю Лондоко–Сукпай, проходящему вкост простирания Среднеамурской впадины (рис. 1). Кроме этого при интерпретации использовались еще три зондирования, попавшие на линию профиля – № 310, № 453 и № 551, полученные Геофизическим государственным горно-геологическим предприятием г. Хабаровска цифровыми электроразведочными станциями ЦЭС-2, одно зондирование № 33, выполненное в 1989 году аналоговой станцией ИЗМИРАН-5 [9], и зондирование № 44, которое расположено в стороне от линии профиля и не включено в построение геоэлектрического разреза, а использовалось в качестве базовой точки. Полевые работы выполнялись совместно с сотрудниками лаборатории геофизических полей ТОИ ДВО РАН и при их технической поддержке. Расстояние между пунктами наблюдений колеблется от 15 до 50 км. Регистрация электромагнитного поля велась по методике с разнесенными магнитными и электрическими каналами, т.е. запись магнитного поля осуществлялась непрерывно на базовой станции, расположенной в пункте № 44, максимально отстоящем от конца профиля – на 230 км, а электрического поля – на полевых точках. Использование данной методики возможно только при условии однородности горизонтального магнитного поля в пределах изучаемого профиля. Такие исследования были проведены на синхронных записях обсерваторий “Владивосток” и “Хабаровск”, расположенных на расстоянии около 500 км друг от друга [16]. В диапазоне периодов 20–10000 с отмечается в целом плоская частотная характеристика, и коэффициент линейной связи между одноименными компонентами магнитного поля составляет около 0.9. Регистрация электрического поля велась с использованием свин-

цовых электродов при длине диполей около 1 км без предварительного усиления и фильтрации, а магнитного поля – кварцевыми датчиками от цифровой станции ЦАИС на обсерватории “Хабаровск” при помощи 24-разрядного АЦП Е-24 фирмы “Л-Кард” с записью данных на жесткий диск персонального компьютера. Частота квантования составляла 10 Гц. Перед обработкой полевые записи фильтровались – из них убирались случайные выбросы и помехи, и данные сводились к частоте 1 Гц. В дальнейшем синхронные записи магнитного и электрического полей обрабатывались по методике, описанной в работе [20]. В результате обработки были получены кривые зондирования лишь в 11 пунктах. Кривые в пункте № 86 не были получены из-за сильных импульсных помех на электрических каналах от предприятий расположенного вблизи г. Хабаровска. По этой же причине имеется разрыв в кривых зондирования на пункте № 88. Оцифрованные записи пункта № 33 также были заново пересчитаны. Кривые зондирования строились в главных направлениях полярной диаграммы основного импеданса, определялась размерность среды, ее неоднородность, направление простирания геоэлектрических структур. На рис. 1 стрелками показаны направления большой оси полярной диаграммы основного импеданса в каждой точке зондирования. Из рисунка видно, что при движении с запада на восток происходит изменение направления осей с меридионального (северное, северо-восточное) за пределами впадины, на широтное (восточное, северо-восточное и юго-восточное) в пределах бассейна. Данные направления устойчивы во всем диапазоне измеренных периодов (рис. 2). Оценка влияния осадочного чехла впадины на поведение амплитудных кривых получена в работе [10] по результатам численного моделирования электрического поля на неоднородной пленке по программе [28]. Показано, что большая ось теллурического эллипса в пределах впадины имеет широтное направление, а при приближении к юго-восточному борту впадины наблюдается плавное уменьшение ее средней величины при практически постоянной средней величине малой оси, что хорошо подтверждает результаты полевых исследований. Лишь в двух пунктах № 73 и № 99 отмечается резкое изменение направления большой оси полярной диаграммы основного импеданса по сравнению с соседними пунктами наблюдения и вероятно связано с наличием сильных геоэлектрических неоднородностей, что также отмечается в результатах численного моделирования. Причем, если в пункте № 99 получены высокие значения параметра неоднородности геоэлектрического разреза  $skew = |(Z_{xx} + Z_{yy}) / (Z_{xy} - Z_{yx})|$  превышающего 0.3,

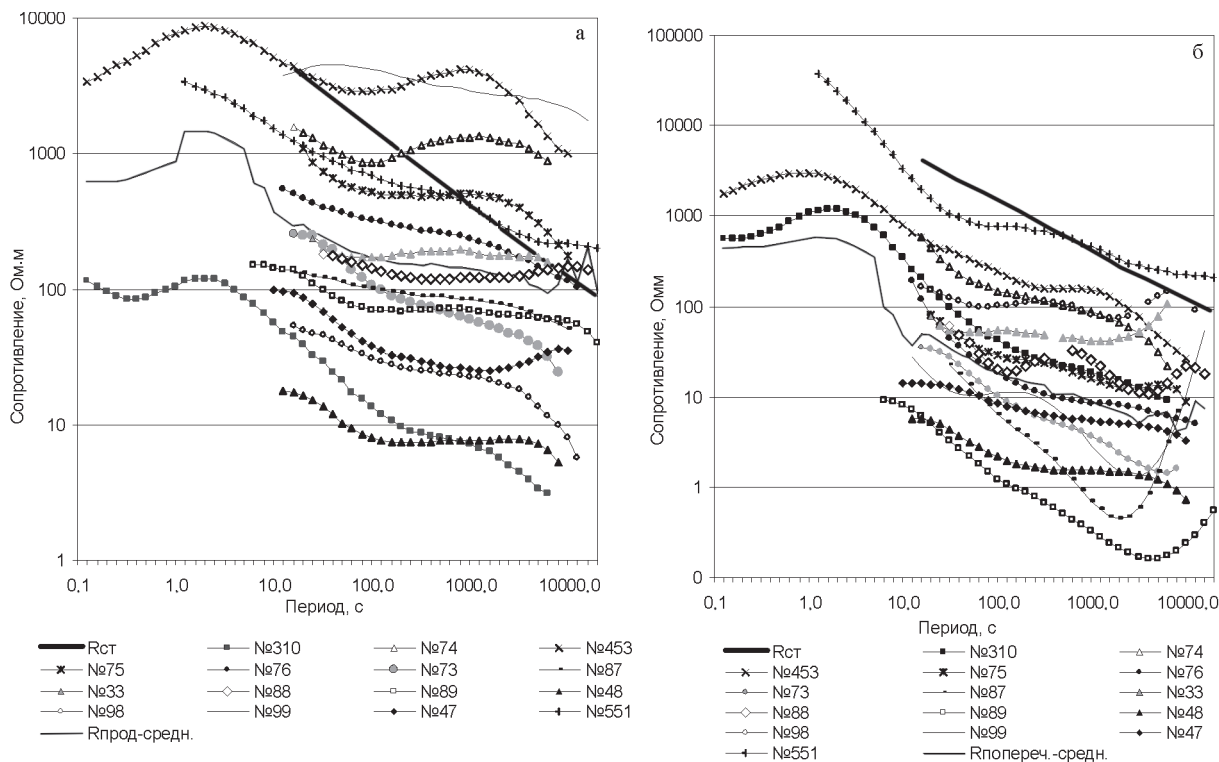


Рис. 3. Амплитудные кривые МТЗ.

а – продольные, б – поперечные.

то в пункте № 73 его значения, только на периодах свыше 1000 с, превышают эту величину. Параметр skew плавно увеличивается с увеличением периода (рис. 2), что, вероятно, связано с влиянием глубинных структур [2]. Из рис. 2 также видно, что величина параметра неоднородности постепенно растет с запада на восток до пункта № 88, где его значения на длинных периодах превышают величину 0.5, что, вероятно, вызвано влиянием глубинной трехмерной неоднородности. Далее параметр неоднородности уменьшается до величины 0.1–0.2, что свидетельствует о том, что геоэлектрический разрез близок к одномерному, и лишь на длинных периодах параметр асимметрии превышает эти значения, и в этом диапазоне периодов начинает сказываться влияние двумерности геоэлектрического разреза. Полевые кривые (рис. 3) построены в диапазоне 15–20÷8000–10000 с. В связи с тем, что параметры геоэлектрического разреза в большинстве случаев близки к двумерной модели, будем считать кривые, построенные в направлении большой оси полярной диаграммы, как продольные, а перпендикулярные им – поперечные. Рассматривая продольные амплитудные кривые МТЗ вдоль профиля, видно, что их форма выдержанна и характеризуется ниспадающей ветвью с широким минимумом в районе 100 с, переходящим в широкий

максимум и правую ниспадающую ветвь. Поперечные кривые характеризуются более сложной формой, имеют дополнительные минимумы и больший угол наклона к оси абсцисс по сравнению с продольными кривыми. Форма поперечных кривых вдоль профиля менее выдержанна, а в некоторых пунктах имеются значительные отличия от соседних точек. Подобное поведение кривых свидетельствует о неоднородном строении геоэлектрического разреза вдоль профиля и о влиянии на их форму как двумерных, так и трехмерных геоэлектрических неоднородностей. Кроме этого, уровень кривых по оси сопротивлений очень сильно меняется вдоль профиля: на три порядка у продольных кривых и на четыре порядка – у поперечных. Это свидетельствует о значительном влиянии приповерхностных неоднородностей в пунктах регистрации электрического поля. Для компенсации эффекта влияния приповерхностных неоднородностей на уровень амплитудных кривых используем метод нормирования к уровню стандартной кривой [25]. В нашем случае использование этого способа нормирования является более предпочтительным, т.к. в этом случае, имея длиннопериодные кривые, можно компенсировать не только локальные, но и региональные эффекты. Также этот способ редукции не накладывает ограничений на сопротивление верх-

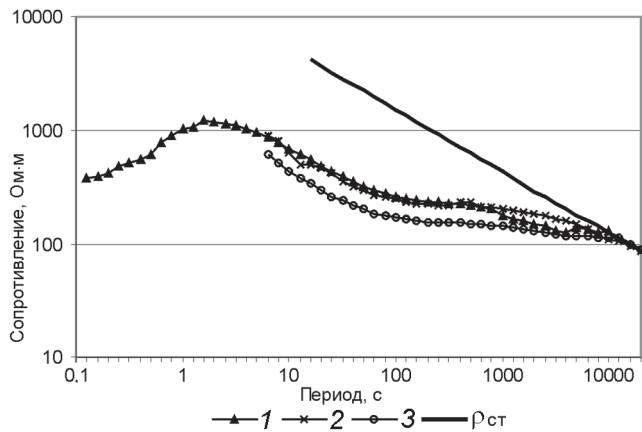


Рис. 4. Средние амплитудные кривые.

1 – средняя квазипродольная кривая субширотного профиля Облучье–оз.Гасси, 2 – средняя кривая продольных нормированных кривых профиля Лондоко–Сукпай, 3 – средняя кривая продольных кривых профиля Лондоко–Сукпай.  $\rho_{ст}$  – стандартная кривая МТЗ.

них слоев литосферы, размерность приповерхностных структур и масштаб искажающих эффектов [1]. В результате нормирования разброс продольных кривых, например, на периоде 100 с, снизился до половины порядка. Для проверки корректности выбора продольных и поперечных кривых был выполнен статистический анализ взаимной корреляции всех кривых, который показал, что продольные кривые пунктов № 74, № 453 и № 33 имеют низкий коэффициент корреляции с другими кривыми, но хорошо коррелируются между собой и коэффициент корреляции составляет 0.63–0.65. В связи с этим при интерпретации следует ожидать появления в геоэлектрическом разрезе под этими пунктами резких геоэлектрических неоднородностей.

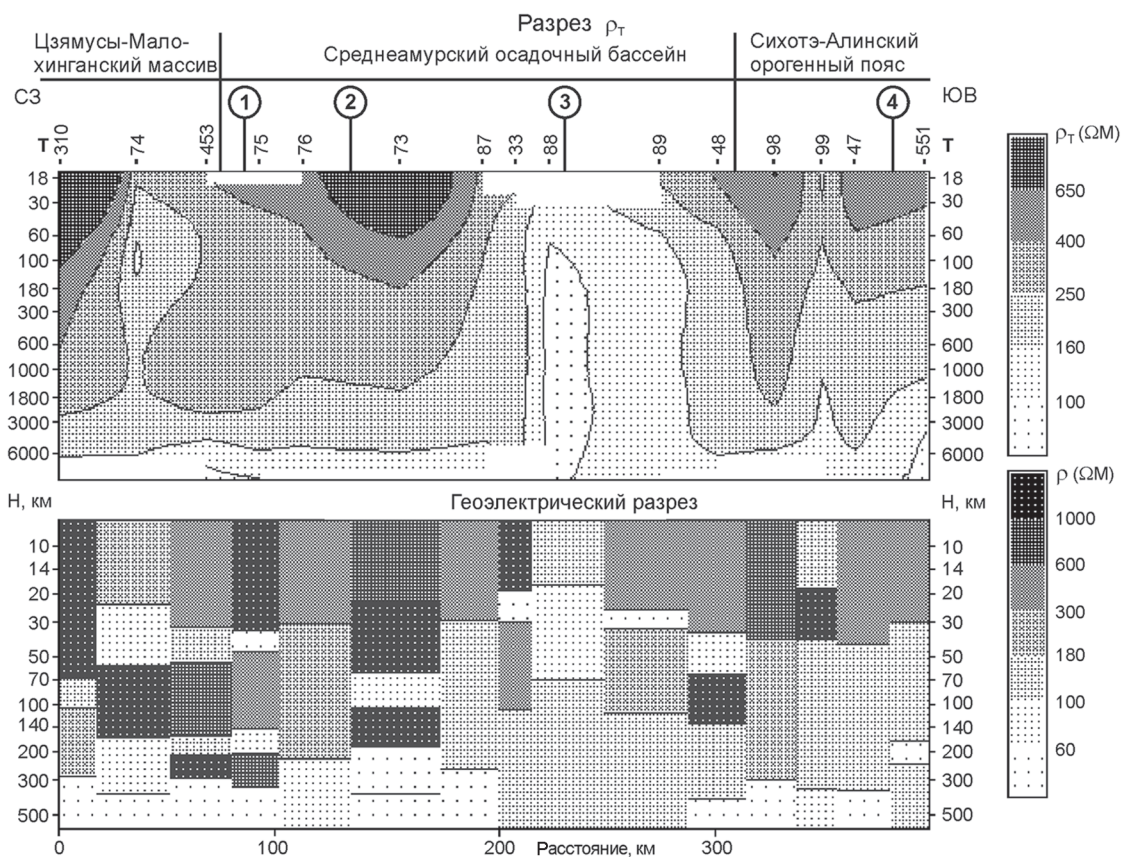
Для продольных кривых были построены средняя кривая и средняя кривая нормированных продольных кривых, которые были сопоставлены со средней квазипродольной кривой профиля п.Облучье–оз.Гасси (рис. 4), пересекающего САОБ в широтном направлении [10]. Из рис. 4 видно, что средняя кривая продольных нормированных кривых профиля Лондоко–Сукпай и квазипродольная кривая профиля п. Облучье–оз. Гасси совпадают друг с другом в диапазоне 10÷1000 с. В диапазоне 1000÷10000 с эти кривые имеют различия, выражающиеся в отсутствии на средней кривой продольных нормированных кривых минимума, имеющегося на квазипродольной кривой профиля п. Облучье–оз. Гасси. Средняя продольная кривая имеет форму, подобную форме средней нормированной кривой профиля Лон-

доко–Сукпай, но они расположены на разных уровнях по оси сопротивлений. На периоде 100 с это расхождение составляет 78 Ом·м или 31 %, при величинах 248 Ом·м – у средней нормированной продольной кривой и 170 Ом·м – у средней продольной. Средняя продольная кривая лежит ниже средней нормированной продольной кривой или из-за влияния индукционного эффекта, вызванного осадочным чехлом впадины, или из-за общего более низкого сопротивления геоэлектрического разреза профиля исследований по сравнению с субширотным профилем п. Облучье–оз. Гасси, что может сказываться на различиях длиннопериодных ветвей средней нормированной и квазипродольной кривых, или из-за недостаточного количества данных в длиннопериодной области квазипродольных кривых профиля п. Облучье–оз. Гасси.

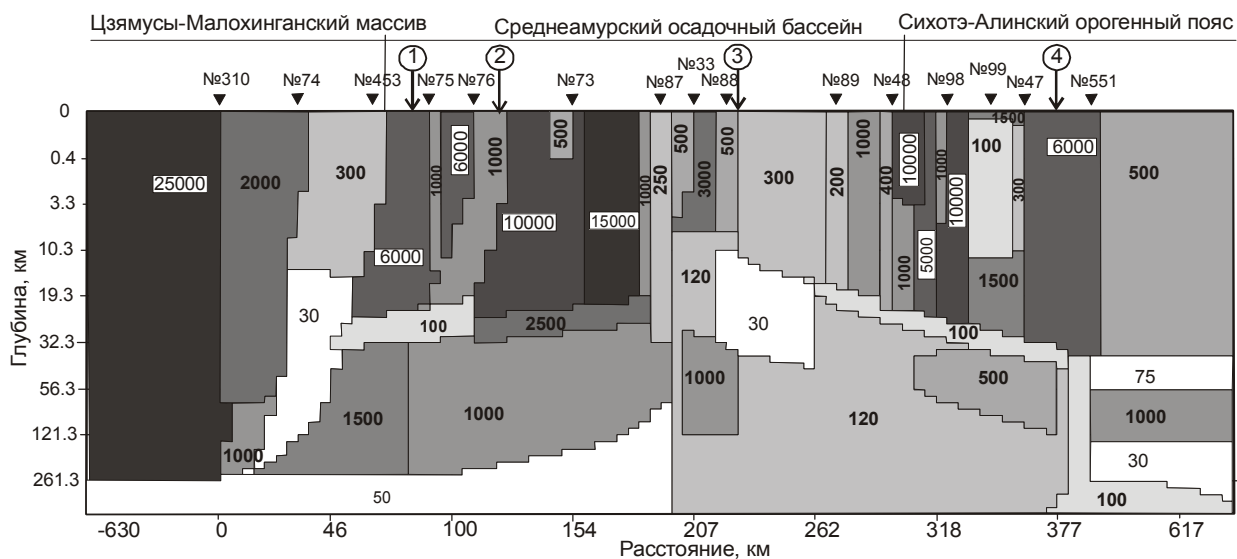
Выполненный анализ показал, что продольные кривые более выдержаны по форме вдоль профиля, чем поперечные кривые. Форма и положение средней продольной кривой профиля хорошо согласуется с квазипродольной средней кривой субширотного профиля п. Облучье–оз. Гасси. Выбранные для интерпретации амплитудные кривые наилучшим образом соответствуют двумерной модели геоэлектрического разреза, хотя и не исключается присутствие трехмерных глубинных неоднородностей.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На первоначальном этапе была выполнена одномерная интерпретация нормированных продольных кривых для количественных оценок геоэлектрического разреза и получения исходной модели для двумерной интерпретации. Одномерная интерпретация проводилась с помощью программы IPI-MTS (автор А.А. Бобачев, МГУ). Полученные результаты показаны на рис. 5. Обобщенная модель геоэлектрического разреза имеет следующие параметры. Первый, верхний, высокоомный слой с сопротивлением от 1000 Ом·м и более, на Цзямусы-Малохинганском массиве – первые десятки тысяч Ом·м, мощностью, меняющейся от 80 км под Цзямусы-Малохинганским массивом до 25 км под центральной частью САОБ и далее опять увеличивающейся до 40 км в сторону Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Второй слой – низкоомный, сопротивлением менее 100 Ом·м и мощностью 10–20 км. Третий слой – высокоомный, с сопротивлением в первые тысячи Ом·м и средней мощностью около 100 км. Подошва этого слоя сильно варьирует по глубине, максимально приближаясь к поверхности под центральной частью САОБ, и в среднем лежит на глубине 90 км. Под Сихотэ-Алинским орогенным поясом он опускается на глубину



**Рис. 5.** Геоэлектрический разрез  $\rho(T)$  и одномерная модель по профилю Лондоко–Сукпай. Стрелки с цифрами в кружках показывают положение разломов и их номера согласно рис. 1.



**Рис. 6.** Двумерная модель профиля Лондоко-Сукпай.

Треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Стрелки с цифрами в кружках показывают положение разломов и их номера согласно рис. 1. Цифрами на модели показаны значения удельного сопротивления ( $\Omega \cdot m$ ).



120 км, а под Цзямусы-Малохинганским массивом – до 160–180 км. Кроме этого, на геоэлектрическом разрезе видно, что и средняя величина сопротивления этого слоя выше северо-западнее от Амурского разлома. Помимо субгоризонтальных слоев на геоэлектрических разрезах выделяются субвертикальные зоны низких сопротивлений, прослеживающиеся от поверхности до первого проводящего слоя. Эти субвертикальные низкоомные зоны хорошо коррелируются с основными разломами, показанными на рис. 1.

Полученный по данным одномерной интерпретации геоэлектрический разрез был введен в программу двумерного математического моделирования К. Новожицкого [18] в качестве стартовой модели. Шаг сетки по горизонтали был переменный и в среднем составлял 5 км, по вертикали шаг сетки также был переменный, увеличивающийся с глубиной. Подбор геоэлектрического разреза проводился для продольной кривой, а поперечная кривая выступала в качестве признака геоэлектрической неоднородности разреза. При рассмотрении поведения кривых вдоль профиля можно выделить два вида искажений. Первый вид характеризуется разбросом поперечных кривых по оси сопротивлений при подобию по форме с продольными кривыми и незначительным увеличением угла их наклона к оси абсцисс. Второй вид искажений выражается в виде крутонаклоненной к оси абсцисс ветви поперечной кривой, лежащей ниже продольной кривой или иногда пересекающей ее. Это свидетельствует о наличии вблизи пункта зондирования геоэлектрического тела низкого сопротивления.

В результате подбора был получен геоэлектрический разрез, представленный на рис. 6. Среднеквадратическая ошибка подбора для продольных кривых большинства зондирований составила от 8 до 20 % и лишь в пункте № 88 достигла 40 %, что, вероятно, вызвано резкой локальной геоэлектрической неоднородностью, которая отчетливо проявляется на поперечной кривой и выражается в ее форме, представленной крутопадающей ветвью с двумя глубокими минимумами, разделенными резким максимумом. Такого рода искажения появляются в случае наличия в геоэлектрическом разрезе локального объекта низкого сопротивления. Для поперечных кривых погрешность составляла десятки процентов, а иногда сотни, но в каждом случае наблюдалось подобие их формы и характер выделенных выше типов искажений.

Двумерное моделирование подтвердило основные черты геоэлектрического разреза, полученного в результате одномерной интерпретации, и показало его сложное строение. Характерной осо-

бенностью геоэлектрического разреза является обширная область пониженных сопротивлений куполовидной формы под его центральной частью. Верхняя часть разреза имеет сложное строение с чередованием блоков различного сопротивления. В северо-западной части профиля верхняя часть разреза представляет собой слой высокого сопротивления более 2500 Ом·м, что согласуется с данными электроразведки методом ДНМЭ [21], разбитый на блоки узкими зонами пониженного сопротивления. Мощность слоя меняется от примерно 25 км в районе Илань-Итунского разлома до 15 км под центральной частью профиля в районе Амурского разлома. Юго-восточная часть профиля характеризуется более пониженными значениями сопротивления верхней части геоэлектрического разреза около 1500 Ом·м, за исключением крайних юго-восточных блоков, расположенных вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, который отмечается сложным сочетанием блоков низкого до 100 Ом·м и высокого до 10000 Ом·м сопротивления. Мощность слоя плавно увеличивается на юго-восток примерно от 15 км до 37 км. Верхний высокоомный слой юго-восточной части профиля состоит из блоков, разделенных узкими зонами низкого сопротивления. В основании этого слоя расположен тонкий проводящий слой сопротивлением около 100 Ом·м и мощностью около 5 км.

В северо-западной части профиля выделяется субвертикальная зона низкого сопротивления от 300 Ом·м в верхней части до 30 Ом·м в нижней ее части, шириной около 35 км, уходящая на глубину до 230 км и наклоненная под Цзямусы-Малохинганский массив. Пространственно эта зона совпадает с Илань-Итунским разломом. Здесь же расположена еще одна субвертикальная зона пониженного, относительно соседних блоков, сопротивления в 1000 Ом·м, шириной около 15 км. Она прослеживается на глубину до 20–22 км, где подстилается проводящим слоем мощностью до 10 км и сопротивлением около 100 Ом·м, который соединяется с субвертикальной зоной Илань-Итунского разлома. Эта субвертикальная зона пространственно совпадает с Куканьским разломом. В этой же части профиля ниже по разрезу выделяется слой повышенного сопротивления 1000–1500 Ом·м, мощностью 100–15 км, погружающийся в сторону Цзямусы-Малохинганского массива.

Центральная часть профиля между пунктами № 87 и № 89 на геоэлектрическом разрезе характеризуется областью пониженных сопротивлений, пронизывающей как верхнюю мантию, так и земную кору, сопротивление которой составляет около 500 Ом·м,

хотя и здесь выделяется небольшой блок высокого сопротивления между пунктами № 33 и № 88.

Полученная модель является генерализованной, т. к. из нее исключены мелкие неоднородности, которые не меняют общей картины строения геоэлектрического разреза, а влияют лишь в основном на уровень и форму поперечных кривых.

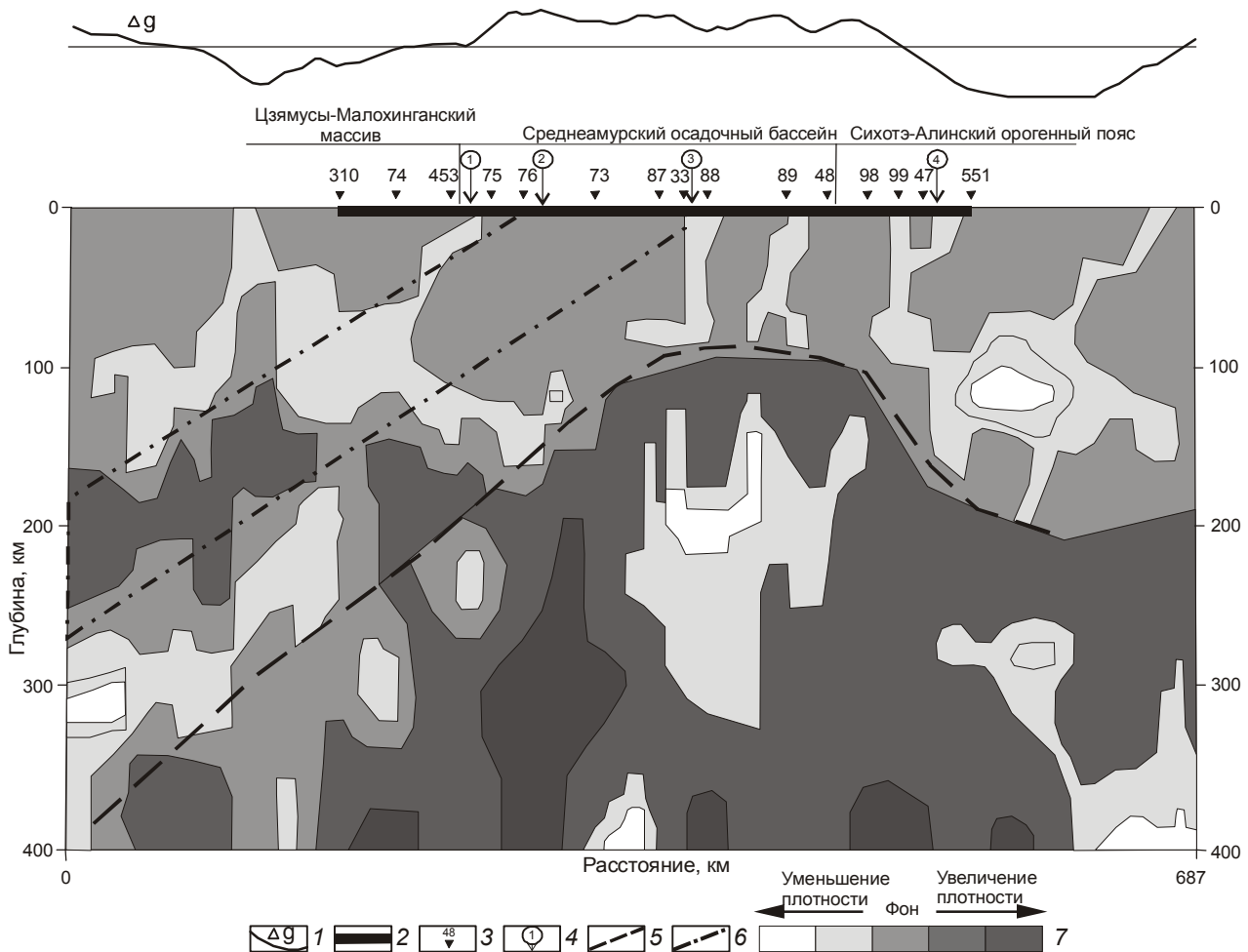
Таким образом, моделирование показало, что большую часть искажений формы и уровня кривых вносит верхняя часть геоэлектрического разреза. Блоковое строение земной коры приводит к резким изменениям формы и положения поперечной кривой. Продольная кривая при этом, изменяя уровень по оси сопротивлений, устойчиво сохраняет свою форму. Кроме этого, вероятно, что глубинная часть геоэлектрического разреза содержит трехмерные неоднородности, т.к. в некоторых случаях не удалось достаточно хорошо подобрать разрез в рамках двумерной модели.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Модель геоэлектрического строения профиля Лондоко–Сукпай, пересекающего Среднеамурский осадочный бассейн вкрест его простирания, подтвердила ранее полученные результаты МТЗ [8, 10, 22], показавшие наличие под Среднеамурским осадочным бассейном нижнекорового проводящего слоя, воздымающегося под центральной его частью до глубины 15–20 км, и резкой субвертикальной геоэлектрической неоднородности, связанной с Илань-Итунским разломом. Впервые, по данным МТЗ, была обнаружена структура погружения высокоомного слоя, мощностью около 100–150 км, под Цзямусы-Малохинганский массив, которая хорошо согласуется с результатами МОВЗ [11, 22]. По этим данным в северо-западной части САОБ выделяется клиновидный блок или литосферная пластина, охватывающая земную кору и часть верхней мантии и подстилаемая сейсмическим горизонтом, воздымающимся к востоку и подходящим к земной поверхности восточнее Ванданской подзоны Сихотэ-Алинского орогенного пояса в районе р. Кур, т.е. на левом берегу р. Амур. По мнению автора работы [11, 22], образование клиновидного блока вызвано восточным смещением Амурской плиты. Не отрицая движения Амурской плиты в восточном направлении, подтвержденного современными данными по GPS измерениям [24], более соответствующей полученному геоэлектрическому разрезу представляется модель развития САОБ, описанная в работе [15]. На первом этапе развития в раннемеловое время происходила субдукция, о чем свидетельствует погружающийся слой повышенного сопротивления в верхней мантии в северо-западной части профиля, который может быть ос-

танцом субдуцировавшей плиты. Заложение САОБ происходило в начале позднего мела в результате коллизии. На поздних этапах развитие САОБ происходило в обстановке растяжения, и в этот период произошел подъем мантийного вещества, что отражается на геоэлектрическом разрезе в виде куполовидной структуры пониженного электрического сопротивления и повышенными значениями гравитационного поля. Куполовидная структура, выделенная на разрезе Лондоко–Сукпай, является отражением валобразного поднятия верхней мантии в пределах бассейна, что согласуется с данными ГСЗ [19] и гравиметрии. Поздний этап развития САОБ также сопровождался широким развитием базальтового магматизма по разломам, параллельным с простиранием бассейна. Результаты моделирования показали, что земная кора САОБ имеет сложное, блоковое строение, что хорошо согласуется со строением его фундамента [3]. Помимо процессов сжатия и растяжения на строение впадины оказали влияние и сдвиговые процессы. Основной границей, по которой вероятно происходили перемещения, являются Илань-Итунский и Амурский разломы. На геоэлектрическом разрезе Илань-Итунский разлом представлен мощной зоной пониженного сопротивления, наклоненной под Цзямусы-Малохинганский массив и прослеживающейся на всю мощность литосферы, а Амурский разлом характеризуется как контрастная геоэлектрическая граница между двумя блоками литосферы. Межразломная область характеризуется пониженными сопротивлениями земной коры и верхней мантии, имеет ширину 50–70 км и ограничена с обеих сторон зонами повышенных сопротивлений. Эта область совпадает с юго-восточной зоной САОБ [3], имеющей самые крупные и глубокие грабены. Геоэлектрический разрез САОБ (рис. 6) так же, как и в работе [3], можно разделить на северо-западную часть, примыкающую к Илань-Итунскому разлому, и центральную, наиболее высокоомную и уходящую своими корнями под Цзямусы-Малохинганский массив.

Центрально-Сихотэ-Алинский разлом отчетливо на геоэлектрических разрезах не проявился, хотя отмеченная северо-западнее от него субвертикальная зона пониженного сопротивления, вероятно, связана с ним, что также отражено в результатах плотностного моделирования (рис. 7). Трехмерное моделирование гравитационного поля Среднеамурского осадочного бассейна М 1:2 500 000 проводилось по программе [27] с шагом по горизонтали 12.5 км и по вертикали – 5 км. На рис. 7 показан вертикальный срез 3D модели вдоль линии профиля МТЗ. На данном срезе отмечается хорошо выраженный куполовидный подъем мантии повышенной плотности под цен-



**Рис. 7.** Плотностной срез 3D модели Среднеамурского осадочного бассейна вдоль линии профиля МТЗ.

1 – график гравитационного поля вдоль линии разреза, 2 – положение профиля исследований, 3 – пункты МТЗ и их номера, 4 – номера разломов согласно рис.1, 5 – положение кровли поднятия мантии, 6 – блок повышенной плотности, сопоставляемый с блоком повышенного сопротивления, погружающегося под Цзямусы-Малохинганский массив, 7 – плотность в условных единицах.

тральной частью САОБ до глубины 80–90 км. В левой части среза, соответствующей северо-западной части профиля МТЗ, выделяется наклонная под Цзямусы-Малохинганский массив область повышенной плотности, сопоставляемая с областью повышенного сопротивления, выделенной по данным МТЗ, которая подстилается областью пониженной плотности, также наклоненной под Цзямусы-Малохинганский массив. Выделенные области не представляют собой единые тела, а разбиты на несколько крупных блоков, границы между которыми совпадают с Илань-Итунским разломом, что подтверждает результаты двумерного моделирования МТЗ. Остальные разломы, пересеченные линией профиля, также имеют связь с верхнемантийными неоднородностями, но она выражена не так отчетливо, как для Илань-Итун-

ского разлома. Подобное глубинное строение САОБ, показанное на рис. 7, отмечается и на других срезах, сделанных вкрест его простирания, что подтверждает наличие реликта литосферной плиты, погружающегося в северо-западном направлении, и согласуется с выводами работы [15]. Кроме этого, по результатам трехмерного гравитационного моделирования можно отметить, что глубинное строение САОБ сложнопостроенное, выделяемые слои разбиты на отдельные блоки, которые смещены относительно друг друга. Модель представляет собой коллаж тел различной плотности.

В районе профиля в пределах Среднеамурской впадины имеется шесть пунктов измерения теплового потока [6] (рис.1), величина которого варьирует от 38 до 61 мВт/м<sup>2</sup>, среднее значение теплового потока

составляет 47 мВт/м<sup>2</sup>, что близко соответствует среднему значению теплового потока для всего бассейна, равного 48 мВт/м<sup>2</sup> [6]. Используя эмпирическую формулу из работы [26], связывающую между собой величину теплового потока и мощность литосферы,  $h=h_0q^a$ , где  $h$  – глубина залегания проводящего слоя,  $h_0$  – численный параметр, равный 35 км для нижнекорового проводящего слоя и 155 км – для астеносферы,  $q$  – величина теплового потока в единицах HFU (1HFU ≈ 42 мВт/м<sup>2</sup>),  $a$  – численный параметр, равный 1.30 для нижнекорового проводника и 1.46 – для астеносферы, оценим примерные глубины проводящего слоя в земной коре и астеносферы. Для корового проводящего слоя  $h_k=30$  км, а для астеносферы  $h_a=131.5$  км. Для минимального значения величины теплового потока  $h_k=40$  км и  $h_a=179$  км, а для максимального – 21.5 км и 90 км, соответственно. Мощность литосферы, полученная из данных о тепловом потоке [6], составляет 100–120 км. Выполненные расчеты показывают хорошее соответствие результатов, полученных по данным о тепловом потоке, с результатами магнитотеллурических зондирований. В северо-западной части впадины, где наблюдается минимальное значение величины теплового потока, мощность литосферы резко возрастает, а в центральной части, где величина теплового потока максимальная, мощность литосферы минимальная. Оценки мощности литосферы по обоим методам имеют сопоставимые величины.

### ВЫВОДЫ

Выполненные полевые работы МТЗ с использованием методики с разнесенными магнитными и электрическими каналами показали, что результаты исследований сопоставимы с ранее полученными данными в диапазоне измеряемых периодов и данная методика является эффективной при проведении региональных работ.

Глубинное строение центральной части Среднеамурского осадочного бассейна характеризуется наличием в поперечном разрезе куполовидной структуры верхней мантии пониженного сопротивления и повышенной плотности, перекрытой сложнопостроенной земной корой. В верхней мантии северо-западной части САОБ выделен слой повышенного сопротивления и повышенной плотности, погружающийся под Цзямусы-Малохинганский массив и связываемый с реликтом субдуцировавшей литосферной плиты. Земная кора бассейна представляет собой коллаж блоков высокого сопротивления, разделенных зонами пониженного сопротивления, что согласуется с результатами поверхностной электроразведки и строением фундамента, а также представлениями о

состоянии растяжения бассейна и широким распространением базальтового магматизма. Выделенная в северо-западной части профиля субвертикальная зона пониженного сопротивления, секущая литосферу и уходящая корнями в верхнюю мантию, связывается с Илань-Итунским разломом, являющемся ветвью региональной разломной системы Танлу, по которой (согласно современным представлениям [5]) происходят сдвиговые перемещения. Полученные результаты свидетельствуют, что САОБ охватывает всю зону сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, ограниченную Илань-Итунским и, по-видимому, Центрально-Сихотэ-Алинским разломами.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит сотрудников Института тектоники и геофизики ДВО РАН П.Ю. Горнова за помощь в проведении полевых работ, д.г.-м.н., профессора Ю.Ф. Малышева и д.г.-м.н. В.Г. Варнавского за ценные замечания, высказанные в ходе подготовки статьи.

Особую благодарность автор выражает сотрудникам Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН к.г.-м.н. В.М. Никифорову и к.г.-м.н. И.В. Дмитриеву за помощь и поддержку на всех этапах проведения исследований.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 07-05-00726-а, ДВО РАН 06-1-ОНЗ-108 и 06-1-ОНЗ-110.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. Фазовая нормализация кривых глубинного магнитотеллурического зондирования // Физика Земли. 1995. № 8. С. 85–88.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастушан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1997. 161 с.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
6. Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Материалы Четвертого международного междисциплинарного научного симпозиума “Закономерности строения и эволюция геосфер”. Хабаровск, 1998. С. 86–89.
7. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсмические работы МОГТ на территории Еврейской автономной области // Геофизика. 1999. Спец. вып. к 50-летию “Иркутскгеофизики”. С. 29–32.
8. Каплун В.Б., Григорица Т.В. Результаты магнитотеллури-

- ческих зондирований в Среднеамурской впадине // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 109–111.
9. Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных в зоне сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 5. С. 59–68.
  10. 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.
  11. Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 61–67.
  12. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. 1989. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН СССР, 1989. 57 с.
  13. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
  14. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–25.
  15. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история формирования осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.
  16. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 3–14.
  17. 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.
  18. Новожинский К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. 2001. № 6. С. 72–85.
  19. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1979. С. 43–53.
  20. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурических зондирований. М.: Недра, 1985. 133 с.
  21. Структуры и нефтегазоносность западной части Среднеамурской впадины / Отв. ред. А.Э. Конторович. Владивосток: ИКАРП ДВО РАН, 1999. 86 с.
  22. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте м-ба 1:1500000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
  23. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
  24. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
  25. Электроразведка. Справочник геофизика. Магнитотеллурические методы. М.: Недра, 1989. С. 261–310.
  26. Adam A. Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 17. P. 21 с 28.
  27. Li Y. and Oldenburg D. W. 3D inversion of gravity data // Geophysics. 1998. V. 63. P. 109–119
  28. Yegorov I.V., Chernyak E.L., Palshin N.A. et al. Numerical thin sheet modeling of the telluric field distortion by the hybrid technique. II theoretical background, an example, the computer program, a test run and the computer listings // The development of the deep geoelectric model of the Baltic Shield, P. 1. Numerical methods / eds. Hjelt, S.E., Vanyan, L.L. Department of Geophysics, University of Oulu, Report N 7. 1983. P. 39–78.

*Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым*

*V.B. Kaplun*

### **The geoelectrical section of the lithosphere in the central part of the Middle Amur sedimentary basin from magnetotelluric sounding data (Far East)**

The results of magnetotelluric sounding along the profile running across strike of the Middle Amur sedimentary basin are considered. An analysis was done of the field work results, and different factors are examined which govern the behavior of the sounding curves. Based on the results of previous work done by the magnetotelluric sounding method, a reference curve and a reference geoelectrical section were indicated within the basin, which made it possible to compensate the influence of different geoelectrical inhomogeneities and construct a start model for bivariate mathematical modeling based on the field data. The investigations resulted in the construction of the geoelectrical model of the lithosphere structure of the Middle Amur sedimentary basin across its strike.

**Key words:** magnetotelluric sounding, Middle Amur sedimentary basin.