

УДК 550.837.211

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

© 1999 г. М. Н. Бердичевский, Л. Л. Ваньян, А. В. Кошурников

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Институт океанологии РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 21.12.98 г.

Магнитотеллурические зондирования, выполненные в Байкальской рифтовой зоне, могут играть роль арбитра в споре между двумя моделями глубинного строения рифта: моделью мантийного диапира (Н.Н. Пузырев, С.В. Крылов, А.Ф. Грачев) и моделью астеносферного выступа (Ю.А. Зорин). Интерпретация МТ-зондирований проведена в режиме проверки гипотез, позволяющем избежать ошибок, возникающих при нормализации кривых кажущегося сопротивления, искаженных статическим смещением. Результаты интерпретации вполне согласуются с моделью мантийного диапира, дающего субгоризонтальную пластовую апофизу в интервале глубин 40–60 км, и грубо противоречат модели астеносферного выступа, примыкающего к поверхности Мохо. Таким образом, магнитотеллурические зондирования свидетельствуют в пользу модели мантийного диапира. Благодаря своим уникальным возможностям магнитотеллурика разрешает многолетнюю дискуссию о глубинном строении Байкальского рифта.

ВВЕДЕНИЕ

Магнитотеллурические зондирования ведутся в Байкальском регионе более тридцати лет, начиная с середины шестидесятых годов. Эти пионерские работы, начатые по инициативе В.И. Поспеева, оказали глубокое влияние на развитие отечественной геоэлектрики. За три десятилетия в пределах рифтовой зоны и в прилегающих к ней областях было выполнено около тысячи МТ-зондирований. Однако полученный материал неоднороден по качеству. Значительная часть Прибайкалья и Байкальской рифтовой зоны была исследована на заре магнитотеллурики, в шестидесятых и семидесятых годах, когда наблюдения проводились посредством аналоговой среднечастотной аппаратуры и обрабатывались вручную с помощью грубых (визуально-графических или оценочных) способов. Интерпретация этих зондирований обычно сводилась к одномерной инверсии эффективных кривых кажущегося сопротивления, игнорирующей искажения, вызванные приповерхностными неоднородностями. Полноценные магнитотеллурические измерения, использующие цифровую широкодиапазонную аппаратуру и современные способы спектрального анализа МТ-вариаций, начались к концу семидесятых годов, когда центр магнитотеллурической активности уже переместился в районы Забайкалья и далее на восток, по трассе строящейся железной дороги БАМ. Исторически сложилась парадоксальная ситуация. Одна из самых интересных геологических провинций России, которая многие годы являлась опытным полигоном отечественной гео-

электрики, до сих пор не обеспечена достаточно надежной геоэлектрической моделью, реализующей современные возможности магнитотеллурики. Вместе с тем именно магнитотеллурика могла бы дать информацию о флюидном режиме тектоносферы и зонах дегидратации и частичного плавления, столь необходимую во все еще продолжающейся дискуссии о глубинном строении Байкальского рифта.

В настоящей статье мы хотим вернуться к МТ-зондированиям, выполненным в различные годы в пределах Байкальской рифтовой зоны, и, отобрав наиболее надежные данные, попытаться построить обобщенную геоэлектрическую модель Байкальского региона. Мы надеемся, что на этом пути мы получим результаты, которые позволят оценить достоверность различных гипотез о глубинном строении Байкальского рифта.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

В геофизической литературе обсуждаются, по крайней мере, две модели глубинного строения Байкальского рифта.

Модель "Мантийный диапир"

На рис. 1а показан схематический разрез Байкальской рифтовой зоны, построенный Н.Н. Пузыревым и С.В. Крыловым по профилю, пересекающему озеро Байкал в его средней части

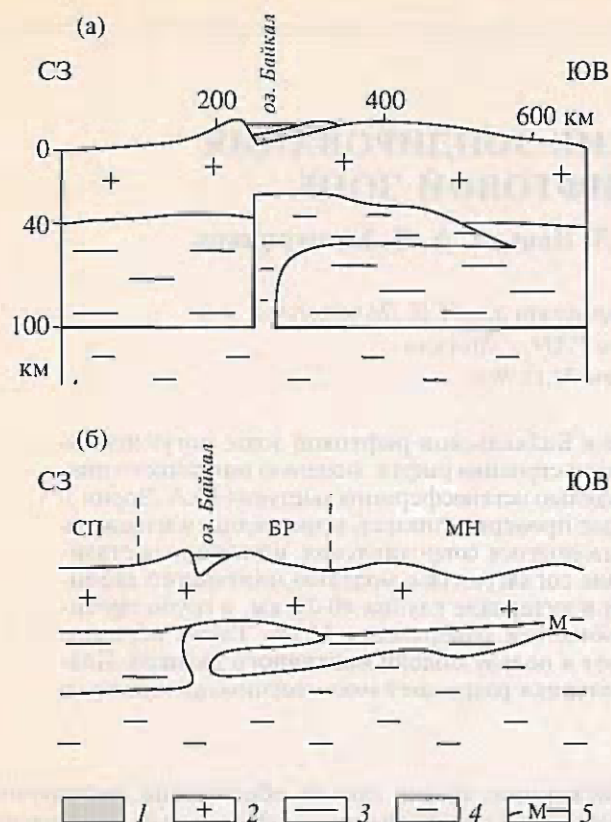


Рис. 1. Разрез Байкальской рифтовой зоны: модель "Мантйный диапир". а – по Пузыреву и Крылову [Крылов, 1975; Крылов 1981; Пузырев, 1997], б – по Грачеву [Грачев, 1996]. СП – Сибирская платформа, БР – Байкальский рифт, МН – Монголия. 1 – осадочные породы, 2 – земная кора, 3 – нормальная мантия, 4 – аномальная мантия, 5 – поверхность Мохо.

[Крылов, 1975; Крылов, 1981; Пузырев, 1997]. Построения выполнены по данным глубинных сейсмических зондирований и сейсмологии. Здесь на глубине порядка 100 км видна горизонтальная (субгоризонтальная) поверхность низкоскоростной астеносферы. От нее ответвляется субвертикальный щелевидный канал, приуроченный к зоне сочленения Сибирской платформы с Байкальской областью. К этому каналу примыкает субгоризонтальная пластовая зона низких скоростей, получившая название аномальной мантии. Аномальная низкоскоростная мантия имеет форму "навеса", соприкасающегося с поверхностью Мохо. Ее средняя мощность составляет около 20 км. Она отделена от горизонтальной астеносферы и простирается в северо-восточном направлении более, чем на 1500 км. В поперечном сечении Байкальского рифта зона аномальной мантии плавно выклинивается к юго-востоку.

Схема Пузырева–Крылова получила убедительное развитие в работах А.Ф. Грачева, посвященных динамике материкового рифтогенеза [Грачев, 1996]. В своих построениях А.Ф. Грачев

подчеркивает асимметрию Байкальского рифта, проявляющуюся в подъеме низкоскоростной астеносферы при переходе от платформы к складчатой области (рис 1б). Образование аномальной мантии с ее субвертикальным стволом и субгоризонтальной апофизой он трактует как внедрение мантийного диапира в континентальную литосферу, характерное для предрифтового режима.

Модель "Астеносферный выступ"

Эта альтернативная модель построена Ю.А. Зориным и его коллегами по данным гравиметрии, глубинных сейсмических зондирований и телесеизмических наблюдений [Зорин, 1971; Gao, 1994]. В своем развитии она прошла через несколько версий. Ранняя версия модели показана на рис. 2а. Здесь представлен глубинный геолого-геофизический разрез Байкальского рифта по поперечному профилю. В мантии рифтовой зоны выделяется обширная компактная область пониженных плотностей, достигающая поверхности Мохо (и даже ее пересекающая). Эта область трактуется как астеносферный выступ, корни которого уходят на большие глубины. Симметрию астеносферного выступа нарушает небольшой острый мыс, выклинивающийся к юго-востоку. В современной версии модели этот мыс отсутствует, а астеносферный выступ, характеризующийся значительным понижением плотностей и скоростей, отчетливо асимметричен (рис. 2б).

Главное различие между этими моделями заключается в том, что в модели Пузырева–Крылова–Грачева аномальная мантия, обнаруженная непосредственно под поверхностью Мохо, имеет характер пластовой апофизы, отделенной от основной астеносферы, а в модели Зорина она представлена как мощное сплошное тело, сливающееся с глубокой мантией. Предварительные оценки показывают, что при магнитотеллурическом зондировании таких структур могут наблюдаться существенно разные эффекты.

Рассматриваемые модели ничего не говорят о строении земной коры в районе Байкальского рифта. Здесь нам важно отметить два момента:

(1) в пределах Байкальской рифтовой зоны довольно устойчиво выделяется коровый волновод с кровлей на глубине 12–15 км [Крылов, 1981];

(2) литосфера Байкальского региона рассечена множеством глубинных разломов [Милановский, 1989]. Два мощных разлома (Обручевский и Баргузинский) окаймляют Байкальский грабен. Главный Монголо-Охотский разлом отделяет Селенгино-Яблоновую складчатую систему от Восточно-Забайкальско-Охотской складчатой системы.

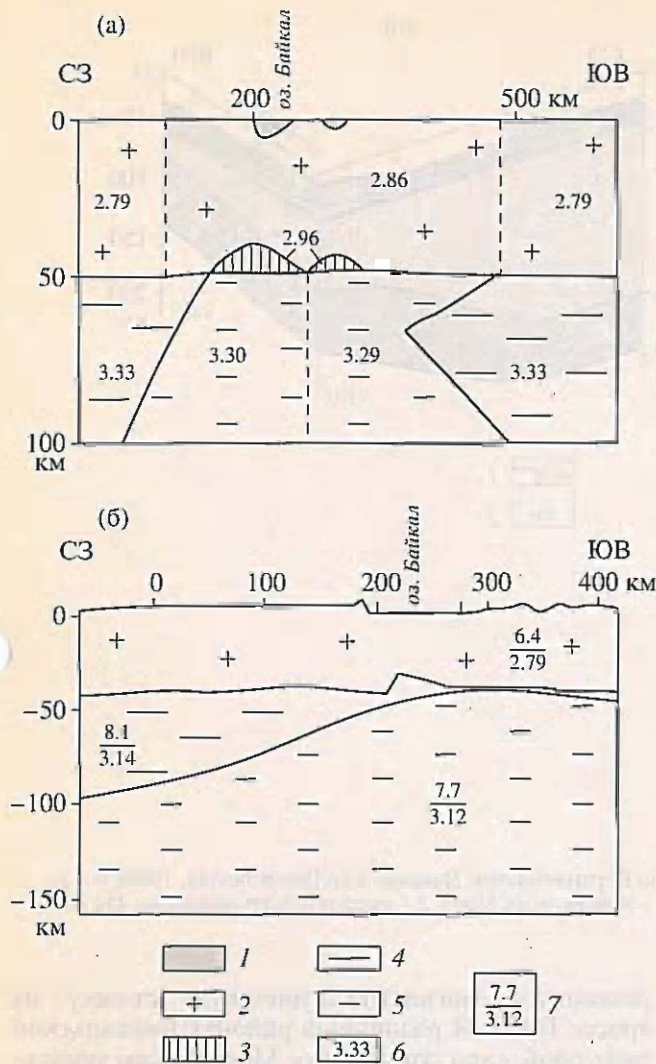


Рис. 2. Разрез Байкальской рифтовой зоны: модель "Астеносферный выступ". а – по Зорину [Зорин, 1971], версия 1971 г., б – по Гао, Дэвису и др. [Gao, 1994], версия 1994 г. 1 – осадочные породы, 2 – земная кора, 3 – внедренные основных и ультраосновных интрузий, 4 – нормальная мантия, 5 – аномальная мантия, 6 – плотность, г/см³, 7 – в числителе – скорость Р-волн, км/с, в знаменателе – плотность, г/см³.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

История глубинных магнитотеллурических исследований в Байкальской рифтовой зоне тесно связана с работами В.И. Поспеева, В.И. Михайлевского, В.П. Горностаева и И.П. Шпака (Восточный геофизический трест).

Начало этих работ относится к середине шестидесятых годов. Это было время аналоговых измерений, визуально-графической обработки и одномерных (чаще всего асимптотических) оценок. Зондирования выполнялись в интервале периодов от 25 с до 10–15 мин. Кривые кажущегося

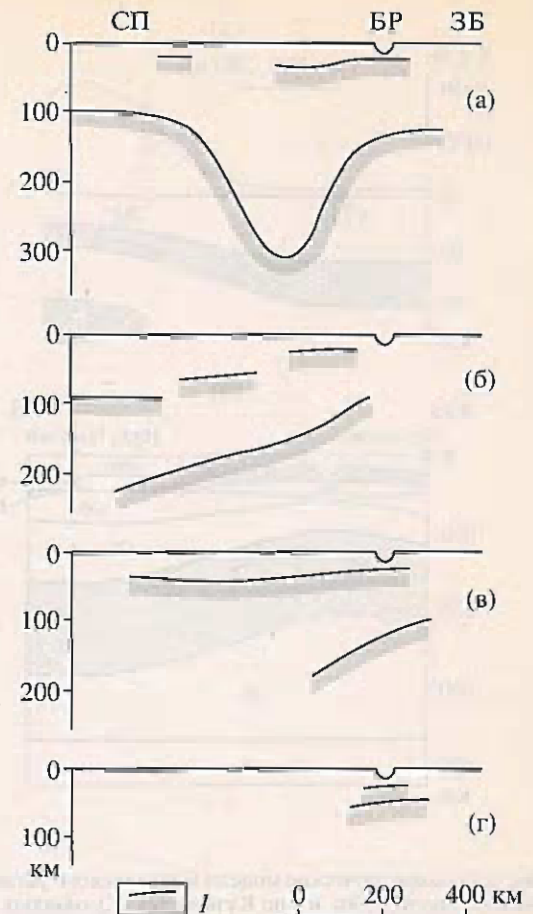


Рис. 3. Геоэлектрические модели Байкальской рифтовой зоны:

а – по Поспееву и Михайлевскому [Pospeev, 1976], б – по Горностаеву [Горностаев, 1972], в – по Попову [Попов, 1977], г – по Любимовой и Фельдману [Любимова, 1975]; 1 – кровля проводящей зоны.

сопротивления строились по эффективному импедансу (детерминанту импедансной матрицы). Фазовые кривые, как правило, не рассматривались. Сегодня мы хорошо понимаем, что надежность таких зондирований оставляла желать лучшего, особенно при глубинных исследованиях.

Первые публикации с результатами ранней Байкальской магнитотеллурики появились в 1972–1977 г. [Pospeev, 1976; Горностаев, 1972; Попов, 1977; Любимова, 1975]. Авторы предлагали различные геоэлектрические модели Байкальского рифта, которые во многом противоречили друг другу (рис. 3). К середине семидесятых годов стало ясно, что полученные в Предбайкалье и Забайкалье кривые R_k искажены приповерхностными неоднородностями и их формальная одномерная инверсия дает ложные структуры.

Следующий шаг был сделан М.Н. Бердичевским, Л.Л. Ваньяном и др. [Berdichevsky, 1980].

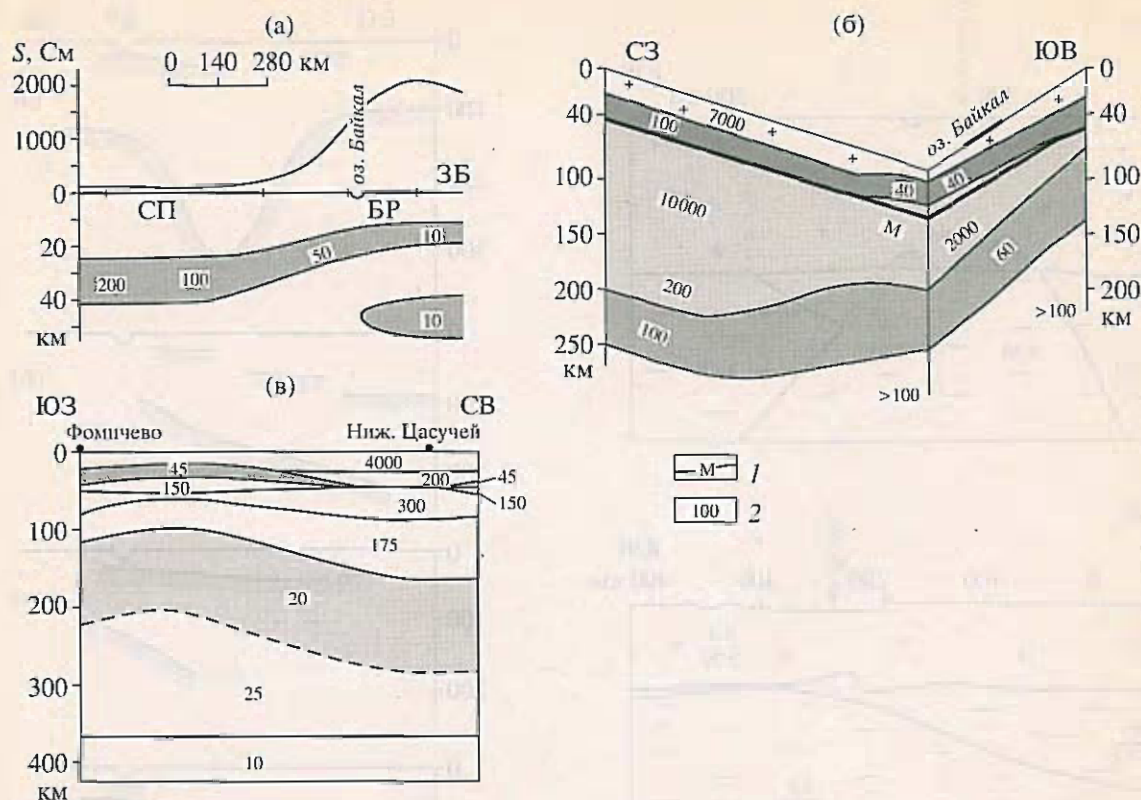


Рис. 4. Геоэлектрические модели Байкальского региона: а – по Бердичевскому, Ваньяну и др. [Berdichevsky, 1980], б – по Попову [Popov, 1990], в – по Кузьминых [Кузьминых, 1994]; 1 – поверхность Мохо, 2 – удельное сопротивление, Ом м.

Эти авторы разделили площадь исследований на зоны с одинаковой формой эффективных кривых ρ_k (“зоны конформности”) и осреднили кажущиеся сопротивления в пределах каждой зоны. Статистика существенно сократила разброс кривых ρ_k , обусловленный приповерхностными эффектами, и открыла путь к одномерной интерпретации, дающей грубое представление об электропроводности земной коры Байкальского рифта (рис. 4а). Наиболее интересным элементом построенной модели является коровый проводящий слой. В районе Байкальского рифта коровый проводник приближается к земной поверхности, а его сопротивление уменьшается от 200 до 50–10 Ом м. Достаточно надежных данных по астеносфере получить не удалось.

Вторая половина семидесятых годов и восьмидесятые годы ознаменовались расширением глубинных магнитотеллурических исследований и внедрением цифровой техники, обеспечивающей автоматическую обработку наблюдений с раздельным определением компонент тензора импеданса. Институт земной коры СО АН СССР (А.М. Попов, Ю.В. Кузьминых) выполнил глубинные МТЗ на профилях южного Забайкалья, а Иркутскгеофизика (М.М. Мандельбаум, И.П. Шпак)

развернула магнитотеллурическую съемку на трассе БАМ. В различных районах Байкальской рифтовой зоны совместно с Московским университетом (В.А. Кузнецов) и Институтом океанологии (П.П. Шиловский) были проведены опорные длиннопериодные измерения ($T = 0.5\text{--}3$ ч), доставившие мантийные ветви МТЗ.

Обобщая результаты, полученные в Предбайкалье и вдоль Байкальского рифта, А.М. Попов построил трехмерную геофизическую модель региона, показанную на рис. 4б [Popov, 1990]. Геоэлектрические построения были выполнены по максимальным кривым ρ_k , осредненным в зонах конформности и приведенным к уровню глобального магнитовариационного зондирования. Инверсия кривых ρ_k сводилась к одномерным оценкам, корректируемым с помощью двумерного и частично трехмерного моделирования. Подчеркнем две особенности этой содержательной модели: (1) в нижней части земной коры отчетливо выделяется проводящий слой; в зоне рифта коровый проводник подымается, а его сопротивление уменьшается от 100 до 40 Ом м; эта особенность модели Попова вполне согласуется с моделью Бердичевского-Ваньяна (см. рис. 4а), (2) верхняя мантия содержит астеносферу; в пределах Сибирь-

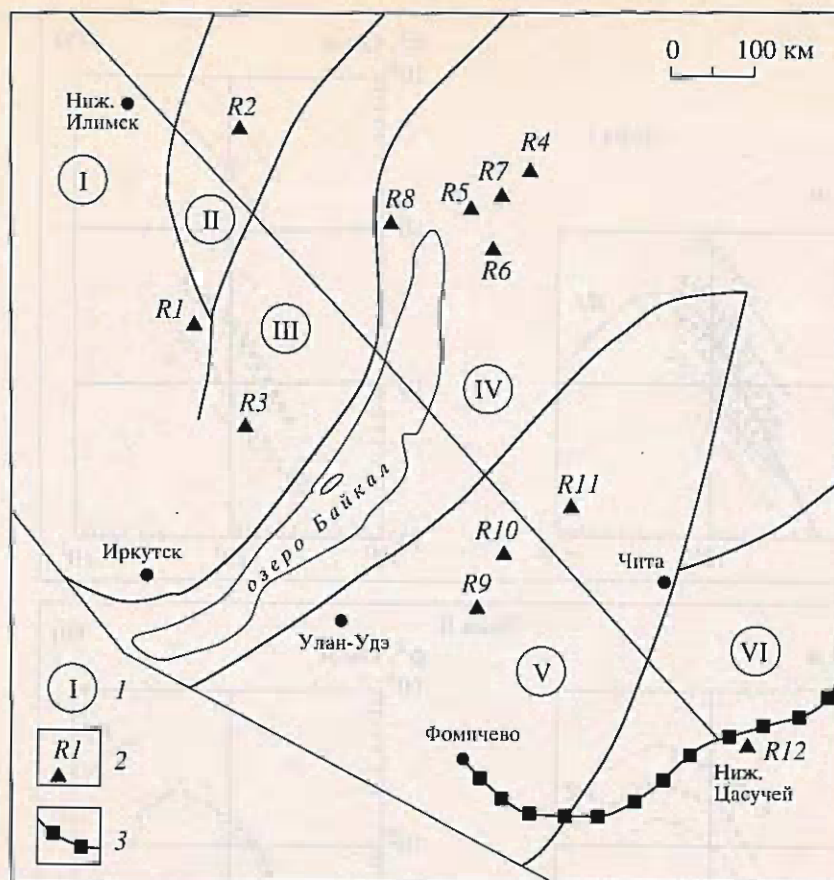


Рис. 5. Карта типов кривых кажущегося сопротивления. 1 – номер зоны, в пределах которой кривые ρ_k близки по форме, 2 – опорное длиннопериодное МТ-зондирование, 3 – участок профиля глубинных МТ-зондирований.

ской платформы слабо развитая астеносфера с сопротивлением 100 Ом м выделяется на глубине 200 км; в зоне рифта астеносфера выражена ярче – ее глубина уменьшается до 100 км, а сопротивление до 60 Ом м.

К модели Попова примыкает модель Кузминых, характеризующая строение юго-восточного Забайкалья [Кузминых, 1994]. Это одна из наиболее полных геоэлектрических моделей, построенных в Байкальском регионе (широкий диапазон периодов, современная технология спектрального анализа, сглаживание локальных эффектов с помощью полиномиальной фильтрации, двумерная инверсия квазипродольных МТ-кривых). Западный фланг модели Кузминых, относящийся к участку Фомичево–Ниж. Цасучей, представлен на рис. 4в (положение профиля показано на рис. 5). Мы видим, что коровый проводящий слой и проводящая астеносфера, выделенные в пределах Байкальского рифта, распространяются далеко в область Байкальской складчатости, а сопротивление астеносферы существенно уменьшается.

Важным событием в истории глубинных электромагнитных исследований, выполненных в

Байкальском регионе, явилась работа А.В. Поспеева, посвященная физико-геологической интерпретации полученных результатов [Поспеев, 1998]. Интересно отметить, что А.В. Поспеев связывает флюидонасыщение корового проводящего слоя с мантийным водородным флюидопотоком, приводящим к образованию закритических водных растворов. Аномальную мантию, отделенную от астеносферы, он рассматривает как твердофазовую высокотемпературную субфазу мантийного вещества.

АНАЛИЗ И СИНТЕЗ КРИВЫХ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

Значительная часть зондирований, которыми мы хотим воспользоваться, была выполнена 15–25 лет тому назад. Сегодня от них сохранились лишь эффективные кривые (ρ_{eff}) и разрозненные квазипродольные ($\rho^{\parallel}$) и квазипоперечные ($\rho^{\perp}$) кривые, ориентированные вдоль ($Az = 45^\circ \pm 15^\circ$) и поперек ($Az = 135^\circ \pm 15^\circ$) Байкальского грабена. Эти кривые кажущегося сопротивления получены в различных интервалах периодов, и их можно разделить на 3 группы: (1) короткопериодные

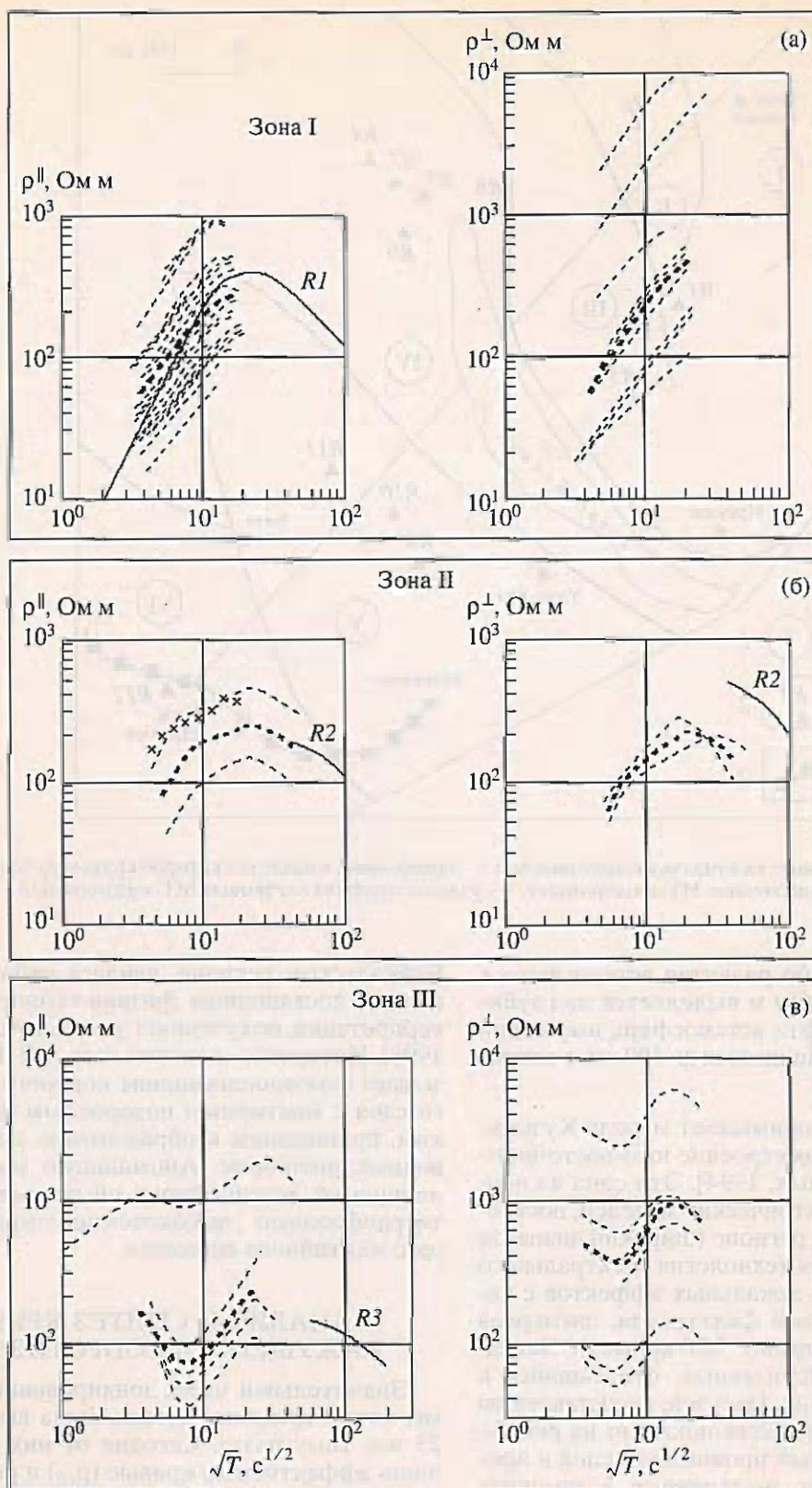


Рис. 6. Кривые кажущегося сопротивления на Сибирской платформе и в Предбайкалье: 1 – короткопериодные и среднeperиодные кривые ρ_k , 2 – средние (короткопериодные, среднeperиодные) кривые $\bar{\rho}_k$, 3 – средняя эффективная кривая $\bar{\rho}_{\text{eff}}$, 4 – опорная (длиннопериодная) кривая ρ_k .

кривые ($T_{\max} \approx 10$ мин), (2) среднепериодные кривые ($T_{\max} \approx 0.5$ ч) и (3) длиннопериодные кривые ($T_{\max} \approx 3$ ч).

На рис. 5 дана карта Байкальского региона и сопредельных провинций, на которой показано расположение опорных длиннопериодных МТ-зондирований, обеспеченных достаточно надежными квазипродольными и квазипоперечными кривыми кажущегося сопротивления. Здесь же оконтурены зоны типов кривых кажущегося сопротивления (зоны конформности, в которых кривые ρ_k близки по форме). Зоны I и II находятся в пределах Сибирской платформы. Зона III относится к Предбайкальскому прогибу, а зона IV к западному Забайкалью (Баргузинско-Витимскому синклинию). Зоны V и VI выделяются в юго-восточном Забайкалье (Селенгино-Яблоневой и Восточно-Забайкальско-Охотской складчатых системах). Посмотрим, как выглядят кривые ρ_k в каждой зоне.

На рис. 6 показаны кривые кажущегося сопротивления, относящиеся к Сибирской платформе и Предбайкальскому прогибу (зоны I, II, III).

Зона I (рис. 6а). Здесь короткопериодные кривые $\rho^{\parallel}$ и $\rho^{\perp}$ представлены протяженными восходящими ветвями с углом наклона, близким к 50° . С понижением частоты они, как правило, слегка выполаживаются. Мы видим, что все кривые кажущегося сопротивления в пределах зоны I почти одинаковы по форме, однако лежат на разных уровнях. Этот гальванический эффект, вызванный аномальным полем зарядов, возникающих на приповерхностных геоэлектрических неоднородностях, носит название статического смещения. В статическом смещении различают два эффекта [Бердичевский, 1989]: ρ -эффект, связанный с действием локальных приповерхностных неоднородностей, и S -эффект, связанный с изменением интегральной проводимости S верхнего проводящего слоя. В зоне I смещение достигает одной декады для кривых $\rho^{\parallel}$ и двух декад для кривых $\rho^{\perp}$. Здесь, по-видимому, преобладает ρ -эффект. Рассматривая действие локальных неоднородностей как случайный шум с Гауссовым логнормальным распределением [Berdichevsky, 1980], мы можем в какой-то мере нормализовать кривые ρ_k путем их осреднения по правилу среднего геометрического (арифметическое осреднение $\log \rho_k$). Полученные таким образом средние кривые $\bar{\rho}^{\parallel}$ и $\bar{\rho}^{\perp}$ близки друг к другу. Они вполне согласуются с опорной продольной кривой $R1$, которая построена в широком интервале периодов и завершается хорошо выраженной мантийной ветвью.

Зона II (рис. 6б). В этой зоне имеем множество эффективных кривых ρ_{eff} и всего лишь три МТ-зондирования, обеспеченные кривыми $\rho^{\parallel}$ и $\rho^{\perp}$

(среднепериодными и длиннопериодными). Здесь восходящие ветви квазипоперечных и квазипродольных кривых кажущегося сопротивления выполаживаются, завершаясь отчетливым максимумом. Заметим, что кривые $\rho^{\parallel}$ и $\rho^{\perp}$ близки по форме и что средняя эффективная кривая $\bar{\rho}_{\text{eff}}$ почти сливается с одной из кривых $\rho^{\parallel}$.

Зона III (рис. 6в). Здесь МТ-зондирования представлены фрагментами короткопериодных, среднепериодных и длиннопериодных кривых $\rho^{\perp}$ и $\rho^{\parallel}$. Характерной особенностью этой зоны является глубокий минимум кажущихся сопротивлений в интервале периодов 25–100 с. По предварительным оценкам этот минимум связан с коровым проводящим слоем.

При переходе к западному и юго-восточному Забайкалью форма кривых кажущегося сопротивления меняется. На рис. 7 приведены кривые $\rho^{\perp}$ и $\rho^{\parallel}$, полученные в зонах IV, V и VI.

Зона IV (рис. 7а). В этой зоне, обеспеченной несколькими среднепериодными и длиннопериодными кривыми $\rho^{\perp}$ и $\rho^{\parallel}$, минимум кажущихся сопротивлений, связанный с коровым проводящим слоем, смещается в область периодов 200–300 с. К нему примыкает восходящая ветвь с максимумом и нисходящей (по-видимому, мантийной) ветвью.

Зона V (рис. 7б). Эта зона содержит несколько среднепериодных кривых $\rho^{\perp}$ и $\rho^{\parallel}$ и опорные длиннопериодные кривые $R9, R10, R11$. По своей форме все эти кривые близки к кривым ρ_k , полученным в зоне IV, однако их минимум смещен в интервал периодов 300–500 с.

Зона VI (рис. 7в). Здесь имеем конформные поперечную и продольную длиннопериодные кривые опорного зондирования $R12$ с выположенной нисходящей ветвью.

Наиболее надежным способом корректировки кривых ρ_k , искаженных статическим смещением, является их вертикальный сдвиг и совмещение с каким-либо высокочастотным или низкочастотным репером. Этот же прием можно использовать для синтеза участков кривых кажущегося сопротивления, полученных в различных частотных интервалах и лежащих на различных уровнях.

Синтез кривых ρ_k состоит из трех этапов: (1) сглаживания локальных эффектов путем осреднения короткопериодных (или среднепериодных) кривых ρ_k , (2) осреднения длиннопериодных кривых ρ_k , (3) вертикального смещения средних длиннопериодных кривых $\bar{\rho}_k$ до их совмещения со средними короткопериодными (среднепериодными) кривыми $\bar{\rho}_k$. При достаточной статистике короткопериодных (среднепериодных) кривых ρ_k этот прием позволяет объединить разрозненные

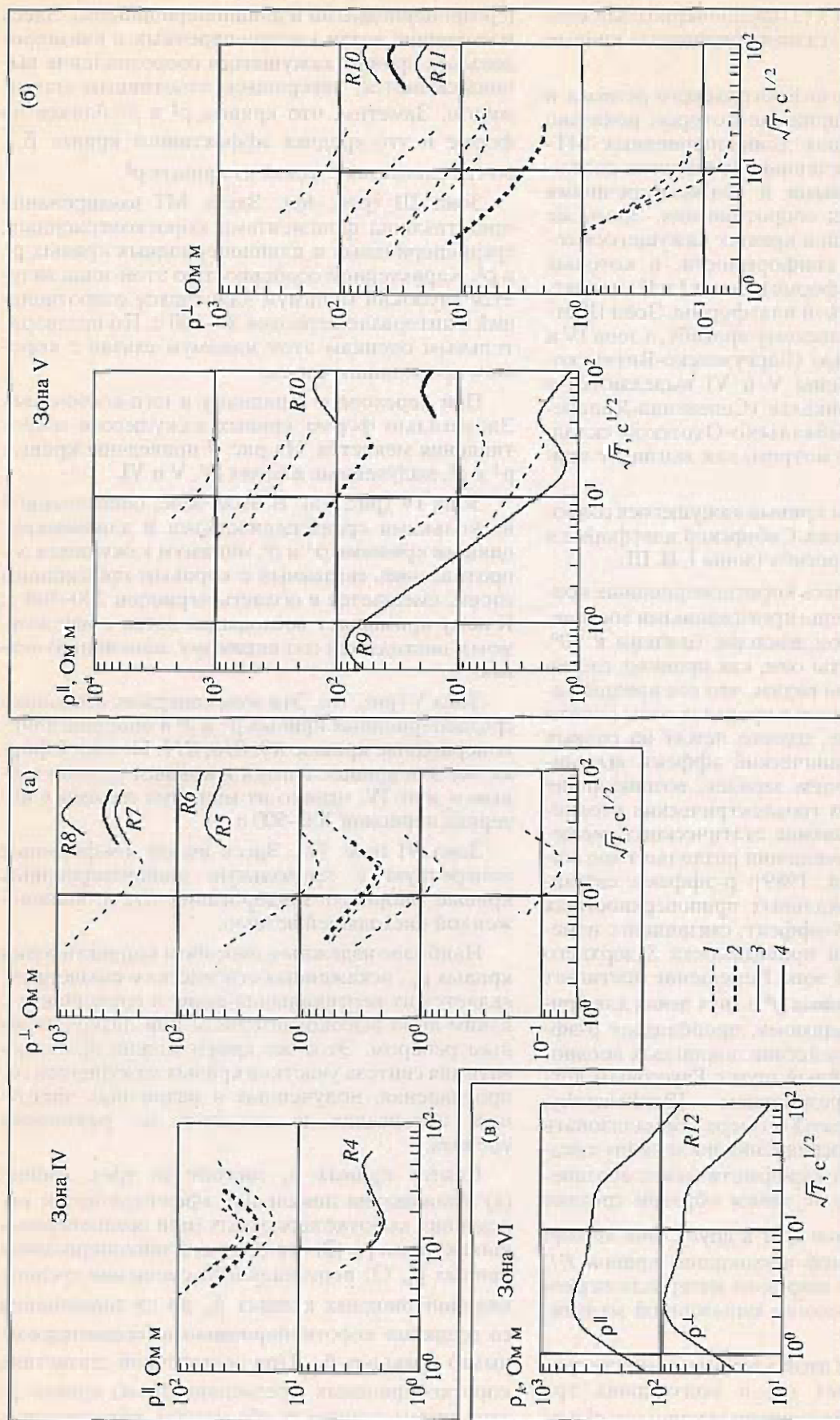


Рис. 7. Кривые кажущегося сопротивления в Забайкалье: 1 – короткопериодные и среднепериодные кривые ρ_k , 2 – средние (короткопериодные, среднепериодные) кривые $\bar{\rho}_k$, 3 – опорная (длиннопериодная) кривая ρ_k , 4 – средняя опорная кривая $\bar{\rho}_k$.

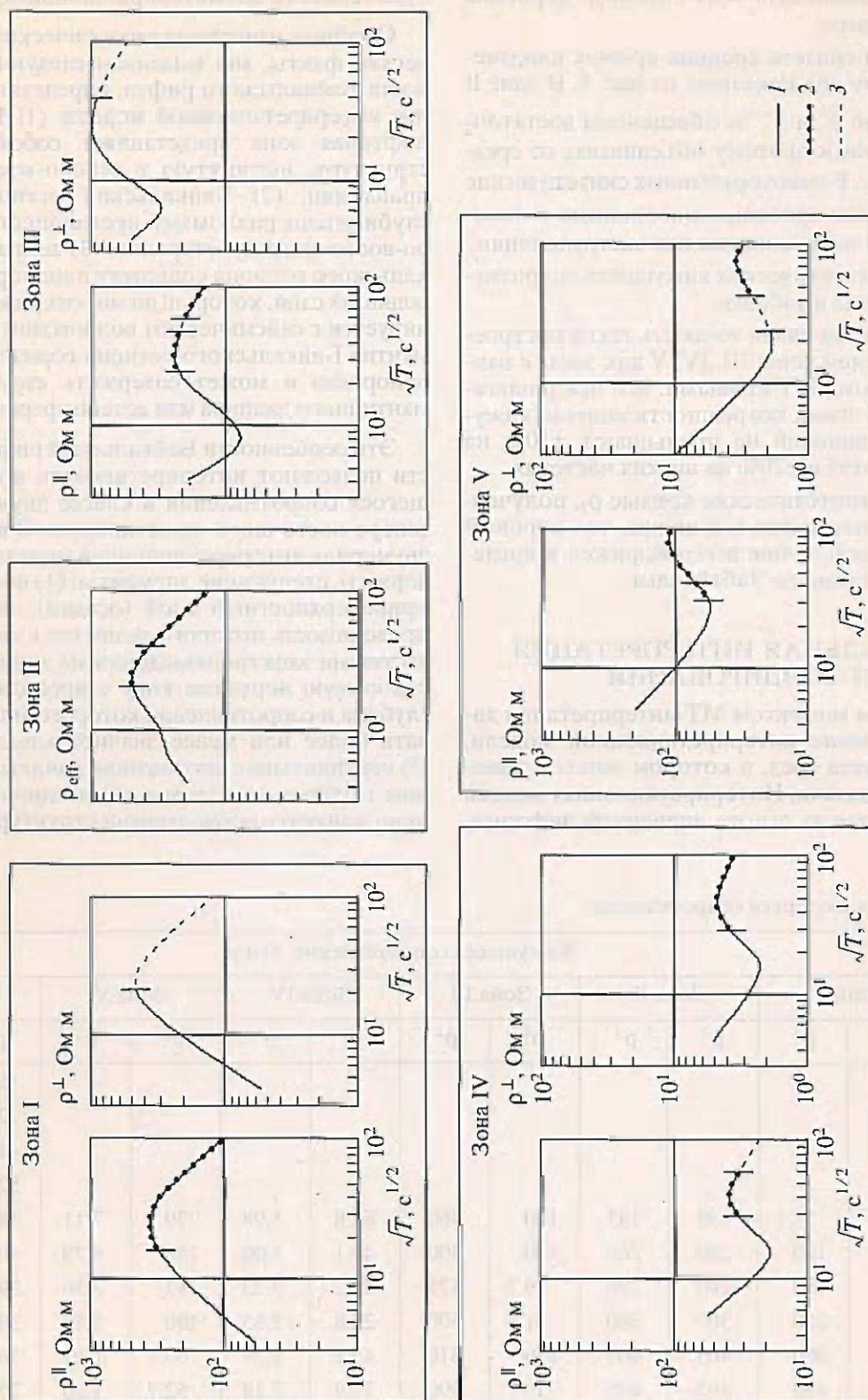


Рис. 8. Синтез кривых кажущегося сопротивления: 1 — неподвижная часть синтетической кривой ρ_k , 2 — смещенная (подвижная) часть синтетической кривой ρ_k , 3 — интерполированные и экстраполированные участки синтетической кривой ρ_k .

участки МТ-зондирования и построить свободную от локальных искажений непрерывную кривую ρ_k , охватывающую весь интервал периодов от секунд до часов.

Результаты синтеза средних кривых кажущегося сопротивления показаны на рис. 8. В зоне II средние кривые $\bar{\rho}^{\parallel}$ и $\bar{\rho}^{\perp}$ не обеспечены достаточной статистикой и поэтому объединены со средней кривой $\bar{\rho}_{\text{eff}}$. В некоторых зонах синтетические кривые ρ_k имеют пробелы, заполненные с помощью линейной интерполяции или экстраполяции.

Значения синтетических кажущихся сопротивлений приведены в таблице.

Критически оценивая точность таких построений, мы выделяем зоны III, IV, V как зоны с наиболее надежными МТ-кривыми. Мы предполагаем, что в этих зонах погрешности синтеза кажущихся сопротивлений не превышают $\pm 10\%$ на высоких частотах и $\pm 20\%$ на низких частотах.

Сравнивая синтетические кривые ρ_k , полученные в различных зонах, мы видим, что коровый проводящий слой лучше всего выражен в пределах рифта и западного Забайкалья.

БИМОДАЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МТ-ЗОНДИРОВАНИЙ

Важнейшим моментом МТ-интерпретации является построение интерпретационной модели, т.е. выбор класса сред, в котором ищется решение обратной задачи. Интерпретационная модель обычно строится на основе априорной информа-

ции об исследуемом регионе и согласуется с результатами качественного анализа магнитотеллурических (и магнитовариационных) данных.

Обобщая известные геологические и геофизические факты, мы выделяем следующие особенности Байкальского рифта, определяющие строение интерпретационной модели: (1) Байкальская рифтовая зона представляет собой линейную структуру, вытянутую в северо-восточном направлении, (2) Байкальский регион рассечен глубинными разломами преимущественно северо-восточного простирания, (3) земная кора Байкальского региона содержит неоднородный проводящий слой, который на многих участках коррелируется с сейсмическим волноводом, (4) верхняя мантия Байкальского региона горизонтально-неоднородна и может содержать структуры типа мантийного диапира или астеносферного выступа.

Эти особенности Байкальской рифтовой области позволяют интерпретировать кривые кажущегося сопротивления в классе двумерных сре. северо-восточного простирания. Очевидно, что двумерная интерпретационная модель должна содержать следующие элементы: (1) неоднородный приповерхностный слой (осадки), интегральная проводимость которого меняется в согласии с известными электроразведочными данными, (2) высокоомную верхнюю кору с проводящим слоем, глубина и сопротивление которого могут испытывать более или менее значительные изменения, (3) вертикальные проводящие каналы, имитирующие глубинные разломы, (4) неоднородную верхнюю мантию с проводящими структурами.

Синтетические кажущиеся сопротивления

$\sqrt{T}, \text{с}^{1/2}$	Кажущееся сопротивление, Ом м											
	Зона I		Зона II		Зона III		Зона IV		Зона V		Зона VI	
	$\rho^{\parallel}$	$\rho^{\perp}$	$\rho^{\parallel}$	$\rho^{\perp}$	$\rho^{\parallel}$	$\rho^{\perp}$	$\rho^{\parallel}$	$\rho^{\perp}$	$\rho^{\parallel}$	$\rho^{\perp}$	$\rho^{\parallel}$	$\rho^{\perp}$
0.08											150	28.5
1											226	38.8
1.5											410	76.8
2.5											520	94.3
4	72.1	52.1	195	195	180	460	68.8	5.98	220	7.11	460	80.7
6	115	100	260	260	100	300	49.1	4.06	155	4.78	405	71.6
8	160	150	290	290	79.1	375	32.2	3.23	117	3.56	397	69.7
10	200	210	300	300	81.9	500	26.8	2.85	100	2.92	390	64.5
15	295	360	405	405	130	810	19.1	2.39	69.1	1.95	360	63.8
25	345	450	495	495	210	990	27.9	3.18	52.7	1.96	298	50.6
50	230	285	290	290	305	800	36.3	4.86	82.4	2.93	122	23.4
80	130	150	150	150	160	610	26.8	3.91	110	3.42	82.8	14.1
100	100	120	120	120	135	520	24.2	3.65	104	3.07	68.3	12.5

Известно, что двумерное магнитотеллурическое поле состоит из ТМ- и ТЕ-мод. ТМ-мода связана с H -поляризованной волной, доставляющей поперечные МТ-кривые (теллурический ток течет поперек структур), а ТЕ-мода связана с E -поляризованной волной, доставляющей продольные МТ-кривые (ток течет вдоль структур). Главное различие между этими модами поля заключается в том, что ТМ-мода заряжает структуры и ее аномалии имеют гальваническую природу, а ТЕ-мода не заряжает структуры и ее аномалии имеют индукционную природу. ТМ- и ТЕ-моды характеризуются различной чувствительностью к приповерхностным и глубинным структурам и обеспечивают различную точность двумерной аппроксимации реальных геологических тел [Berdichevsky, 1998]. ТМ-мода хорошо разрешает структуры осадочного чехла, однако имеет низкую чувствительность к глубинным структурам, перекрытым высокоомной средой. В то же время ТЕ-мода сглаживает структуры осадочного чехла, однако имеет повышенную чувствительность к глубинным структурам. Очевидно, что ТМ- и ТЕ-моды обладают свойством информационной дополненности. Наиболее полную и наиболее надежную информацию об электропроводности земных недр можно получить с помощью бимодальной интерпретации, использующей обе моды [Бердичевский, 1989; Бердичевский 1995; Berdichevsky, 1998; Бердичевский, 1997].

Стратегия бимодальной интерпретации зависит от чувствительности ТМ- и ТЕ-мод к изучаемым структурам. В районах с монолитной верхней литосферой основным источником информации о глубинной электропроводности является ТЕ-мода (ТМ-мода из-за экранирующего действия высокоомных литосферных слоев слабо информативна). Иную ситуацию имеем в районах с разломно-блочной тектоникой. Проводящие (флюидонасыщенные, графитсодержащие) разломы повышают чувствительность ТМ-моды к глубинным структурам, так как благоприятствуют вертикальному перераспределению теллурических токов, индуцированных в различных слоях земной коры и верхней мантии. В этих условиях ТМ-мода может играть важную (быть может, даже ведущую) роль при интерпретации МТ-зондирований, направленных на изучение глубоких слоев литосферы.

Возвращаясь к рис. 8, мы видим, что все изменения формы кривых $\rho^{\parallel}$ сопровождаются аналогичными изменениями формы кривых $\rho^{\perp}$. Это говорит о сильном влиянии разломов, повышающем чувствительность ТМ-моды к глубинным структурам.

Одной из наиболее сложных задач, возникающих при бимодальной интерпретации МТ-зондирований, является нормализация статически сме-

женных квазипродольных кривых $\rho^{\parallel}$. В стабильных регионах, где электропроводность верхней мантии слабо меняется в горизонтальных направлениях, эта задача успешно решается путем редукции кривых $\rho^{\parallel}$ к стандартной кривой кажущегося сопротивления, построенной по данным глобального магнитовариационного зондирования и обширной магнитотеллурической статистике [Бердичевский, 1995]. Однако этот прием едва ли применим к МТ-зондированиям, выполненным в рифтовой зоне, для которой характерны более или менее сильные латеральные эффекты. Лучшим решением здесь являются формулировка обратной магнитотеллурической задачи как задачи проверки гипотез и редукция кривых $\rho^{\parallel}$ к гипотетическим модельным кривым кажущегося сопротивления.

Двумерная интерпретация синтезированных квазипродольных и квазипоперечных кривых кажущегося сопротивления, полученных в Байкальском регионе, выполнена в режиме проверки гипотез с помощью бимодального алгоритма, предложенного В.И. Дмитриевым [Berdichevsky, 1998; Бердичевский, 1997]. Этот алгоритм состоит из двух уровней.

ТЕ-уровень. На этом уровне (1) формируется стартовая модель, отвечающая проверяемой гипотезе, (2) нормализуются квазипродольные кривые $\rho^{\parallel}$, искаженные региональным S -эффектом (нормализация производится путем редукции низкочастотных ветвей кривых $\rho^{\parallel}$ к теоретическим кривым $\rho_{sm}^{\parallel}$, рассчитанным для стартовой модели), (3) выполняется инверсия нормализованных квазипродольных кривых $\rho^{\parallel}$, доставляющая информацию о коровом проводящем слое (инверсия сводится к итерационной минимизации модельной невязки).

ТМ-уровень. На этом уровне выполняется инверсия квазипоперечных кривых $\rho^{\perp}$, определяющая сопротивление разломов и уточняющая коровые и мантийные структуры. Здесь в качестве стартовой используется модель, полученная путем инверсии нормализованных квазипродольных кривых $\rho^{\parallel}$.

Результат инверсии квазипоперечных кривых $\rho^{\perp}$ возвращается в виде стартовой модели на ТЕ-уровень и корректируется путем инверсии квазипродольных кривых $\rho^{\parallel}$, редуцированных к новой стартовой модели. Последовательные переходы с одного уровня на другой продолжаются до тех пор, пока на обоих уровнях не достигаются минимальные невязки.

Для инверсии квазипродольных и квазипоперечных кривых $\rho^{\parallel}$ и $\rho^{\perp}$ применена программа INV2D, разработанная И.М. Варенцовым и Н.Г. Голубевым. Программа аппроксимирует исследуемую неоднородную среду кусочно-одно-

родной средой, состоящей из 40 фиксированных прямоугольных блоков с заданными (20 блоков) и оптимизируемыми (20 блоков) сопротивлениями. Сопротивления оптимизируются путем минимизации Тихоновского функционала, состоящего из модельной невязки и стабилизатора, обеспечивающего близость инверсии к стартовой модели [Бердичевский, 1997]. Положение оптимизируемых блоков выбирается так, чтобы при минимизации невязки могли формироваться структуры, отвечающие той или иной гипотезе о строении Байкальского рифта.

МТ-ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В КЛАССЕ МОДЕЛЕЙ "МАНТИЙНЫЙ ДИАПИР"

Стартовая модель, отвечающая гипотезе "Мантийный диапир", показана на рис. 9а. Она схематизирует разрез Байкальской рифтовой зоны, изображенный на рис. 1б. Основными элементами стартовой модели являются: (1) неод-

нородный осадочный чехол, дифференцированный по данным электроразведки, (2) однородная литосфера с удельным сопротивлением 10^4 Ом м, (3) асимметричная астеносфера, удельное сопротивление которой меняется от 100–200 Ом м на северо-западе до 20–30 Ом м на юго-востоке, (4) мантийный диапир с апофизой удельного сопротивления 100 Ом м. Сопротивления мантии выбраны с помощью грубых предварительных (одномерных, двумерных) оценок.

Воспользуемся стартовой моделью для нормализации квазипродольных кривых $\rho^{\parallel}$. На рис. 9б экспериментальные кривые $\rho^{\parallel}$ сопоставлены с кривыми $\rho_{sm}^{\parallel}$, рассчитанными для стартовой модели. Примечательно, что во всех зонах, за исключением зоны IV (Баргузинского синклиория), синтезированные кривые $\rho^{\parallel}$ в области низких частот приближаются к модельным кривым $\rho_{sm}^{\parallel}$, подтверждая реалистичность стартовой модели. Нормализация кривых $\rho^{\parallel}$ сводится к их вертикальному

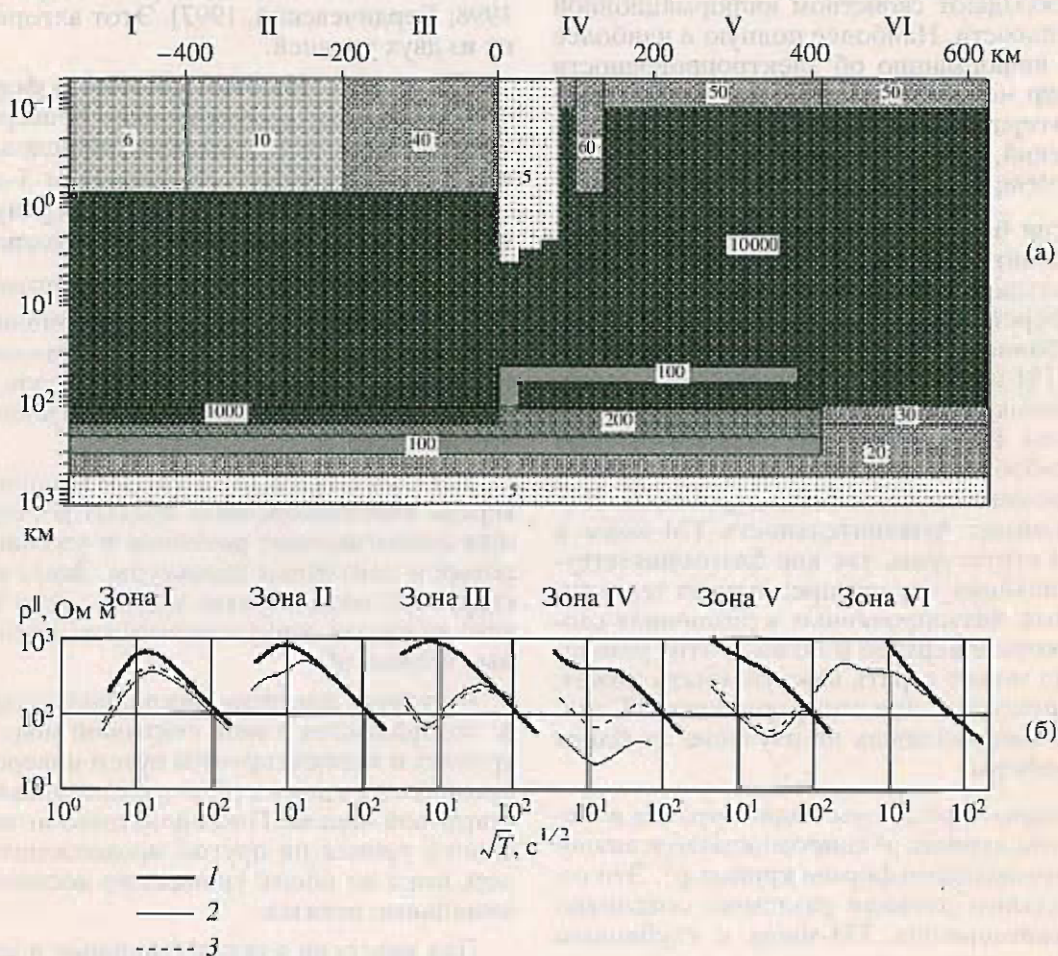


Рис. 9. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Мантийный диапир": а – стартовая модель; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – нормализация квазипродольных кривых $\rho^{\parallel}$; 1 – теоретическая кривая $\rho^{\parallel}$, рассчитанная для стартовой модели, 2 – экспериментальная синтетическая кривая $\rho^{\parallel}$, 3 – нормализованная синтетическая кривая $\rho^{\parallel}$.

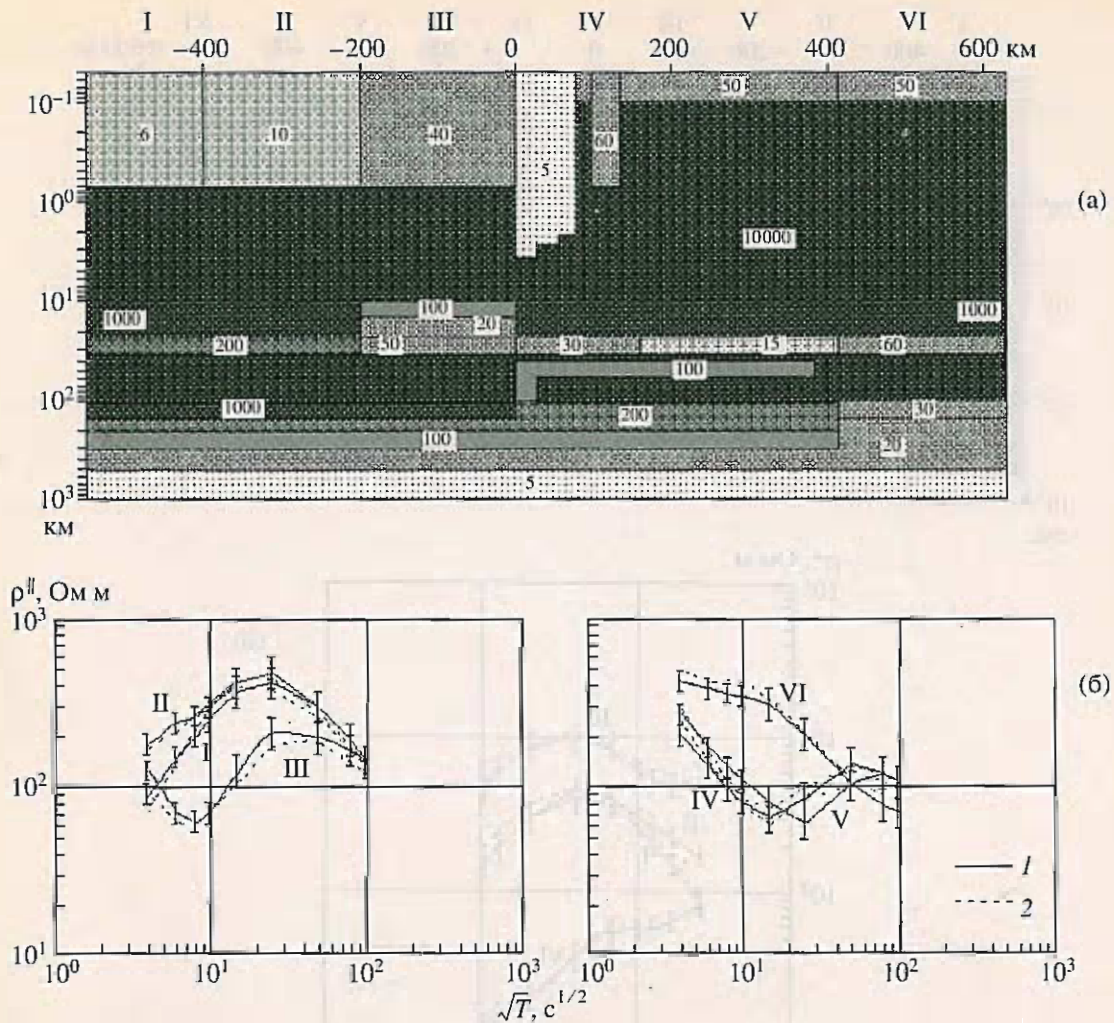


Рис. 10. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Мантийный диапир": ТЕ-инверсия: а – результат ТЕ-инверсии; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость нормализованных экспериментальных (1) и модельных (2) кривых $\rho^{\parallel}$.

сдвигу, совмещающему их низкочастотные ветви с модельными кривыми $\rho^{\parallel}_{\text{м}}$. Этот сдвиг, как правило, довольно мал, что свидетельствует о слабом региональном S-эффекте.

ТЕ-инверсия нормализованных кривых $\rho^{\parallel}$ представлена на рис. 10. Оптимизировались сопротивления блоков земной коры в интервале глубин от 10 до 40 км. Осадочный чехол и верхняя мантия в течение всего итерационного цикла не менялись, сохраняя строение стартовой модели. В результате инверсии в средней коре отчетливо выделяется непрерывный проводящий слой, удельное сопротивление которого уменьшается от 200 Ом м на платформе до 30–15 Ом м в рифтовой зоне и 60 Ом м в юго-восточном Забайкалье (рис. 10а). Итерации хорошо приближают модельные кривые $\rho^{\parallel}$ к экспериментальным (рис. 10б). Общая невязка ТЕ-инверсии, определенная в квадратичной метрике, составляет 12%.

Завершив ТЕ-инверсию, мы переходим к ТМ-инверсии. В осадочный чехол вводятся узкие проводящие зоны, позволяющие имитировать статическое смещение квазипоперечных кривых $\rho^{\perp}$. ТМ-инверсия оптимизирует сопротивления верхней коры, корового проводящего слоя и мантии. Результат 25 итераций представлен на рис. 11. Коровый проводящий слой меняется несущественно (рис. 11а). Значительные изменения происходят в верхней коре и нижней литосфере западного и юго-восточного Забайкалья: их сопротивления уменьшаются соответственно до 1000 и 500 Ом м. При этом на платформе сопротивление мантии в интервале глубин 300–500 км возрастает до 100 Ом м. В пределах зон I, II, III и VI, т.е. на платформе и в юго-восточном Забайкалье итерации обеспечивают достаточно хорошее приближение модельных кривых $\rho^{\perp}$ к экспериментальным: здесь среднеквадратичная модельная

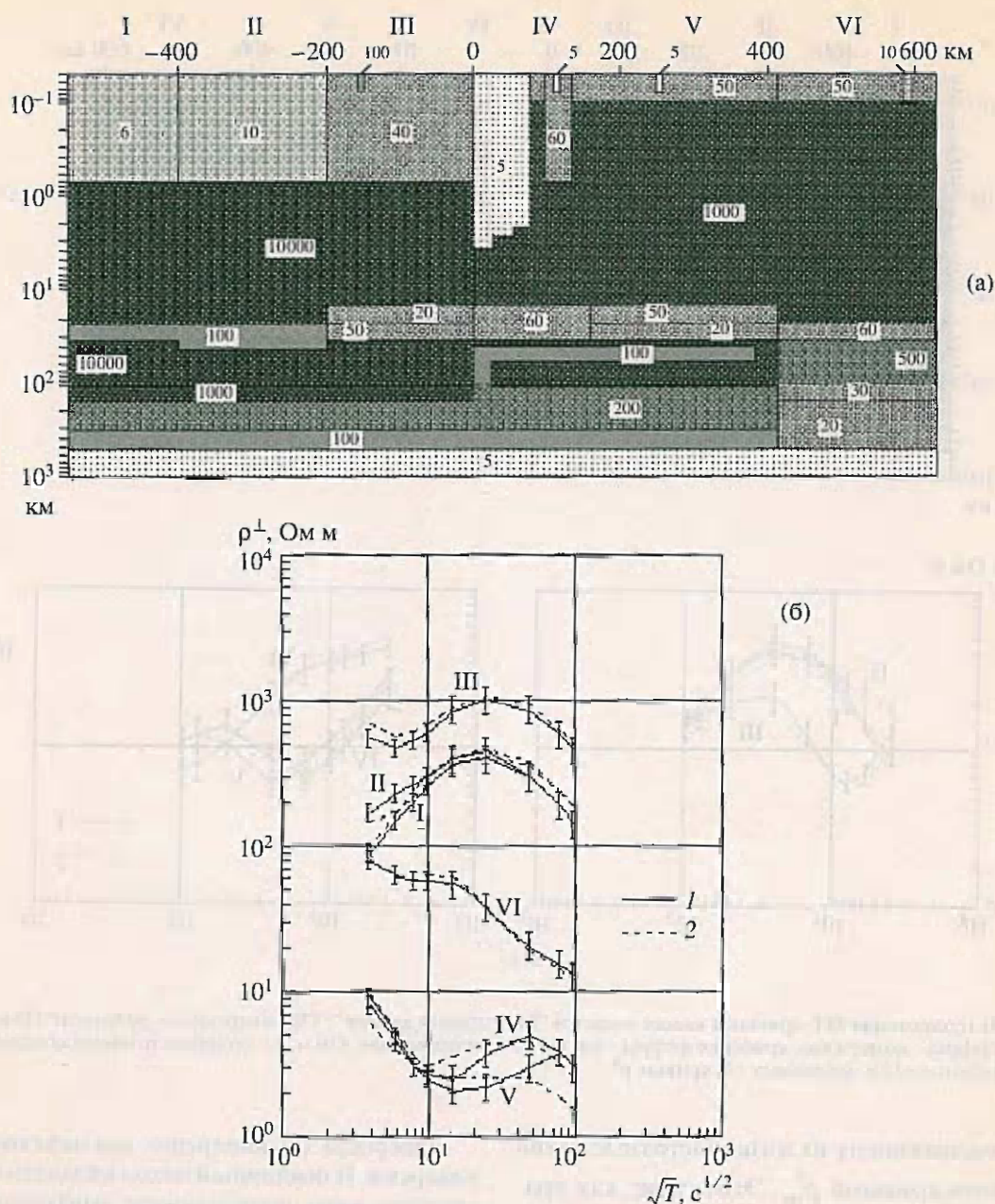


Рис. 11. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Мантйный дианпир" (без вертикальных проводящих каналов): ТМ-инверсия; а – результат ТМ-инверсии; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость экспериментальных (1) и модельных (2) кривых $\rho^\perp$.

невязка не превышает 16% (рис. 11б). Однако в зонах IV и V, т.е. в области Байкальского рифта модельные и экспериментальные кривые расходятся, и невязки их низкочастотных ветвей достигают 90%, значительно превышая погрешность синтеза кажущихся сопротивлений.

Сходимость ТМ-инверсии существенным образом улучшается, когда мы включаем в стартовую модель узкие вертикальные блоки, которые могут образовать проводящие каналы, секущие земную кору и верхнюю мантию. Результат такой инверсии (25 итераций) показан на рис. 12.

Здесь формируются проводящие каналы, приуроченные к Обручевскому, Баргузинскому и Главному Монголо-Охотскому разломам. Они соединяют осадочный покров с проводящей мантией. В этой модели сопротивление земной коры и верхней мантии остается прежним (рис. 12а), однако экспериментальные и модельные поперечные кривые $\rho^\perp$ сближаются, а невязки их низкочастотных ветвей не превышают 20% (рис. 12б). На продольные кривые $\rho^\parallel$ проводящие каналы влияют слабо и невязки этих кривых остаются такими же небольшими, как при ТЕ-инверсии, выполненной в отсутствие проводящих каналов.

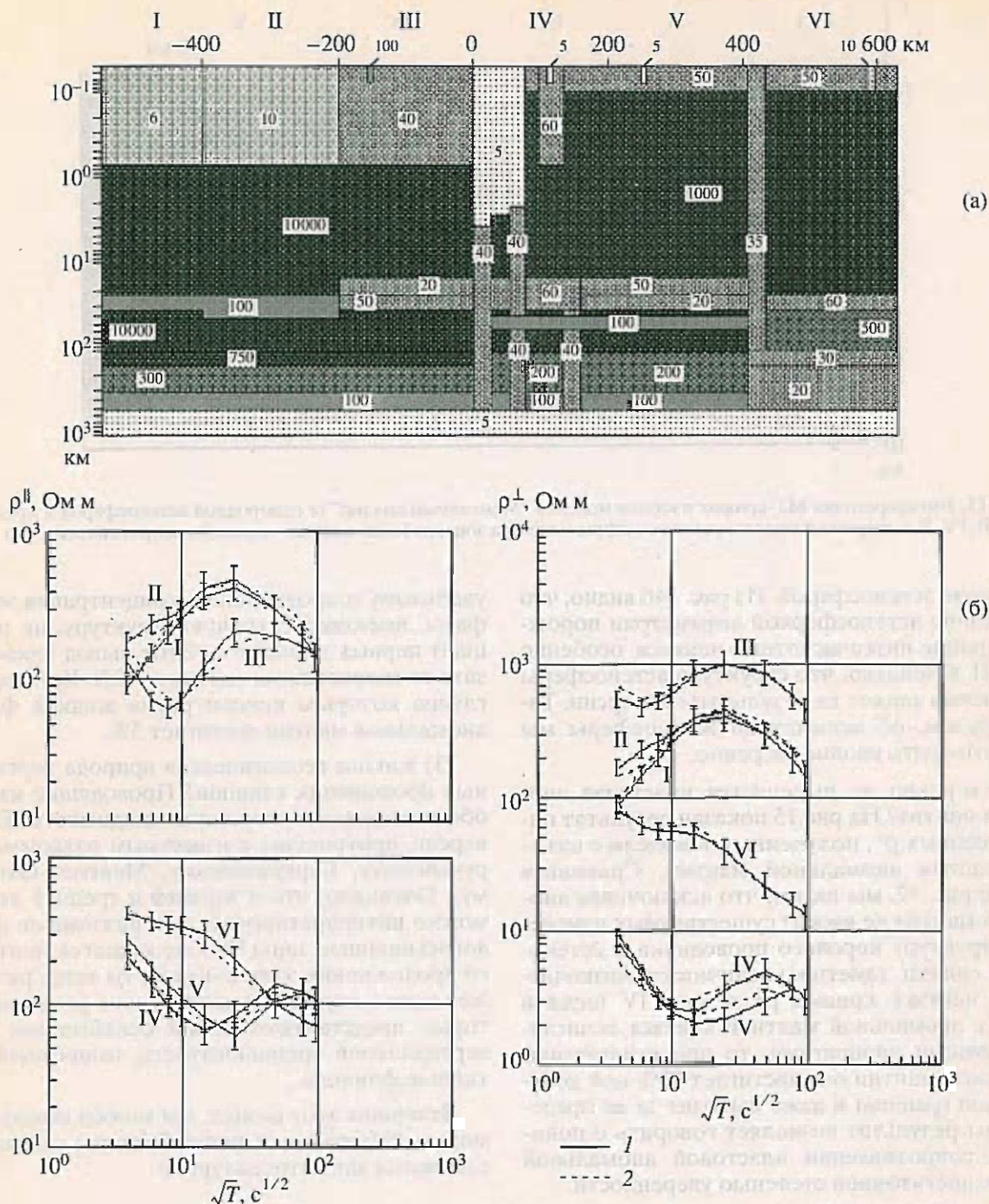


Рис. 12. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Мантийный диапир" (с вертикальными проводящими каналами); ТЕ- и ТМ-инверсии: а – результат последовательных ТЕ- и ТМ-инверсий; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость экспериментальных (1) и модельных (2) кривых $\rho_{\parallel}$, $\rho_{\perp}$.

Полученная модель, невязки которой не превышают предполагаемую погрешность синтеза кажущихся сопротивлений, может рассматриваться как окончательный результат бимодальной интерпретации байкальских МТ-зондирований. Попробуем оценить содержательность этой модели. Здесь естественно возникает три вопроса.

(1) Уверенно ли диагностируется асимметрия астеносферы? Для ответа на этот вопрос сгладим астеносферную асимметрию и построим стартовую модель, в которой зоны III, IV и V охвачены горизонтально-однородной астеносферой с удельным сопротивлением 100 Ом м (рис. 13). На рис. 14 показан результат инверсии кривых $\rho_{\perp}$, полученный с фиксированной горизонтально-

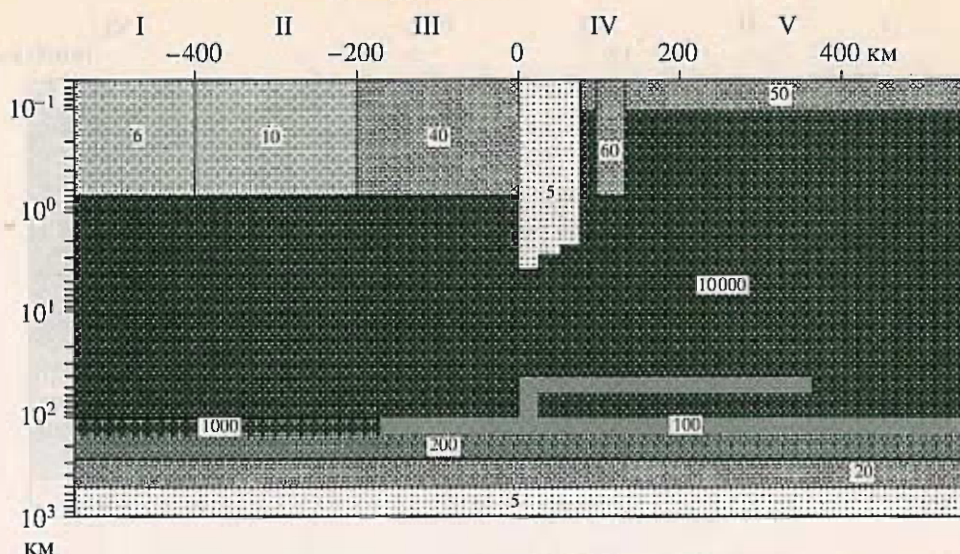


Рис. 13. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Мантийный диапир" (с однородной астеносферой в пределах зон III, IV, V): стартовая модель; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м.

однородной астеносферой. Из рис. 14б видно, что сглаживание астеносферной асимметрии порождает большие низкочастотные невязки, особенно в зоне III. Очевидно, что структура астеносферы существенно влияет на результаты инверсии. Таким образом, об асимметрии астеносферы мы можем говорить вполне уверенно.

(2) Уверенно ли выделяется пластовая аномальная мантия? На рис. 15 показан результат инверсии кривых $\rho^{\perp}$, полученный в модели с изъятим пластом аномальной мантии. Сравнивая рис. 15 с рис. 12, мы видим, что исключение аномальной мантии не вносит существенных изменений в структуру корового проводника и астеносферы, однако заметно увеличивает низкочастотную невязку кривых $\rho^{\perp}$ в зоне IV (если в модели с аномальной мантией невязка исчислялась первыми процентами, то при исключении аномальной мантии она достигает 20%-ной доверительной границы и даже выходит за ее пределы). Этот результат позволяет говорить о пониженном сопротивлении пластовой аномальной мантии с достаточной степенью уверенности.

В каких пределах может меняться удельное сопротивление аномальной мантии? Испытаем модель, в которой сопротивление пластовой аномальной мантии составляет 25 Ом м. Инверсия кривых $\rho^{\parallel}$ и $\rho^{\perp}$ представлена на рис. 16. Мы видим, что структура корового проводника и астеносферы почти не изменилась, однако в зоне IV существенно возросли низкочастотные невязки кривых $\rho^{\perp}$. В результате таких испытаний мы приходим к выводу, что сопротивление пластовой аномальной мантии имеет порядок 50–100 Ом м. Если принять, что аномалия мантийных скоростей вызвана частичным плавлением пород, то судя по

удельному сопротивлению концентрация жидкой фазы, имеющей сквозную структуру, не превышает первых процентов. Этот вывод важно связать со скоростными оценками С.В. Крылова, согласно которым концентрация жидкой фазы в аномальной мантии достигает 5%.

(3) Какова геологическая природа вертикальных проводящих каналов? Проводящие каналы, обеспечивающие хорошую сходимость ТМ-инверсии, приурочены к известным разломам (Обручевскому, Баргузинскому, Монголо-Охотскому). Очевидно, что в верхней и средней коре их можно интерпретировать как разломные флюидонасыщенные зоны. Что же касается мантийного продолжения этих каналов, то здесь речь может идти о глубинных корнях этих разломов, которые представляют собой ослабленные зоны вертикальной трещиноватости, выносящей мантийные флюиды.

Завершая этот раздел, мы можем сказать, что модель "Мантийный диапир" вполне согласуется с данными магнитотеллурики.

МТ-ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В КЛАССЕ МОДЕЛЕЙ "АСТЕНОСФЕРНЫЙ ВЫСТУП"

На рис. 17 показаны стартовые модели, отвечающие ранней и современной версиям астеносферного выступа. Они схематизируют разрезы, изображенные на рис. 2. Основными элементами стартовых моделей являются: (1) неоднородный осадочный чехол, дифференцированный по данным электроразведки, (2) однородная литосфера с удельным сопротивлением 10^4 Ом м, (3) астеносферный выступ с удельным сопротивлением 100 Ом м, его вершина лежит на глубине 50 км.

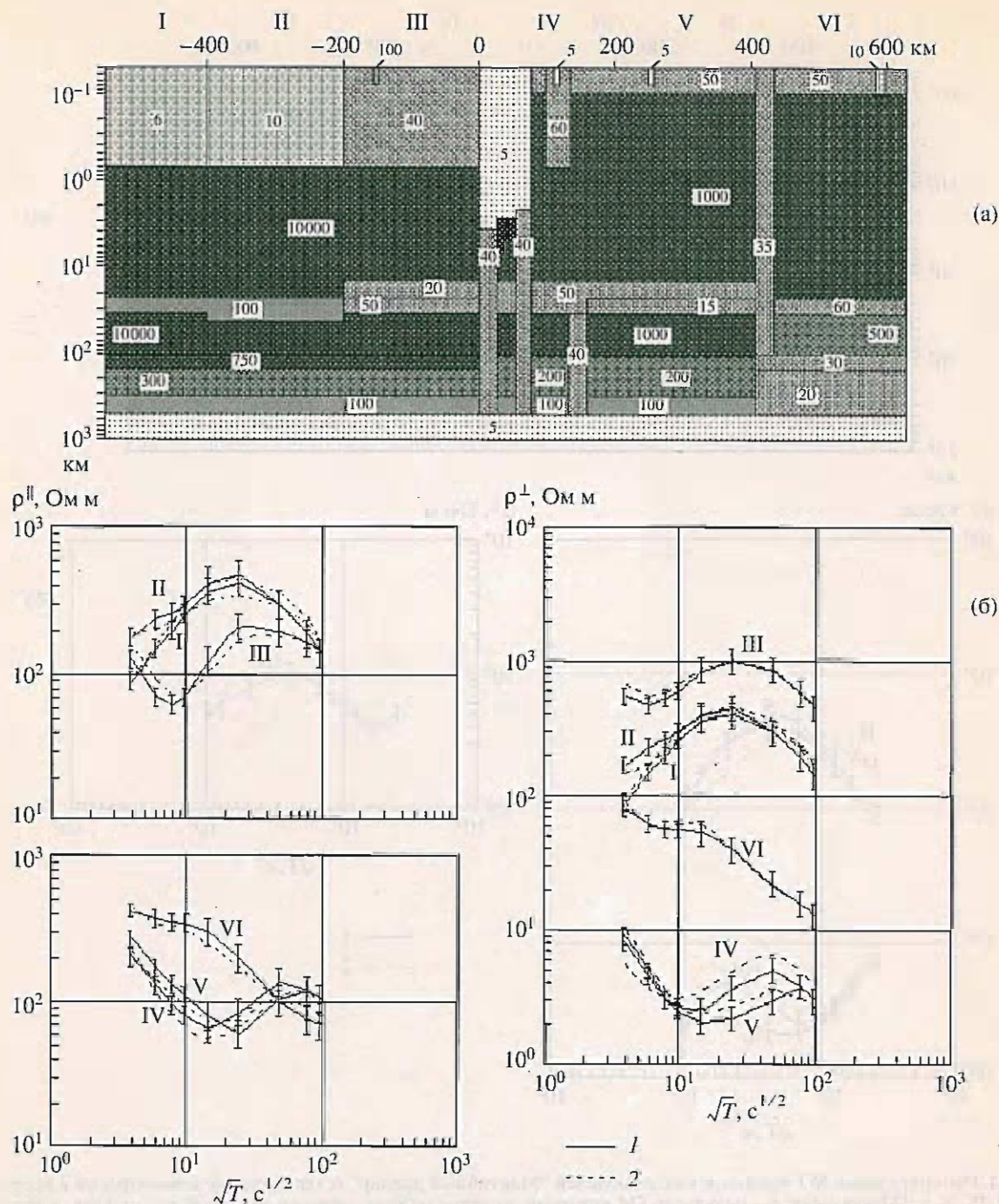


Рис. 15. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Мантйный диапир" (с исключенным пластом аномальной мантии): ТЕ- и ТМ-инверсии; а – результат последовательных ТЕ- и ТМ-инверсий; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость экспериментальных (1) и модельных (2) кривых ρ^{II} , ρ^{I} .

О ПРИРОДЕ КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ ПРОВОДНИКОВ

Двумерная интерпретация магнитотеллурических зондирований, выполненных в зоне Байкальского рифта, во многом подтверждает одномерную интерпретацию, проведенную в прошлые годы.

Завершая анализ полученных результатов, рассмотрим возможные причины понижения сопротивлений в земной коре и верхней мантии.

Земная кора

Как и в других регионах, верхняя хрупкая часть консолидированной земной коры Байкальской рифтовой зоны характеризуется высоким удельным сопротивлением 1000–10 000 Ом м. Отметим, что эти значения на несколько порядков меньше, чем у сухих образцов при температуре ниже 200°, типичной для рассматриваемых глубин. Наиболее естественное объяснение этого

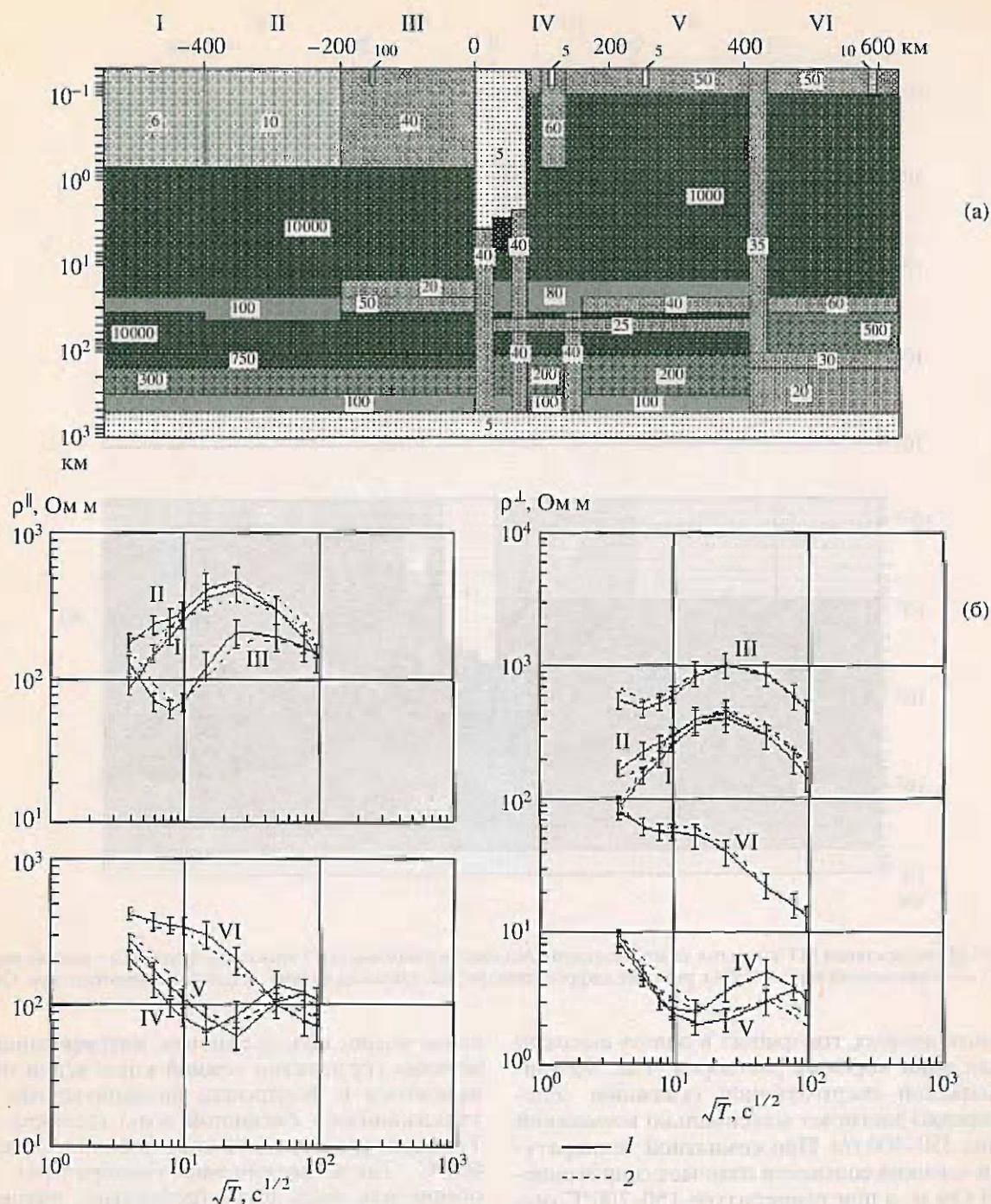


Рис. 16. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей “Мантийный диапир” (с пониженным сопротивлением пласта аномальной мантии): ТЕ- и ТМ-инверсии; а – результат последовательных ТЕ- и ТМ-инверсий; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость экспериментальных (1) и модельных (2) кривых $\rho_{\parallel}^{\text{эксп}}$, $\rho_{\perp}^{\text{мод}}$.

эфекта – присутствие водных растворов в микротрещинах хрупких пород, составляющих верхние слои земной коры. Прямое подтверждение присутствия воды в верхней части коры дано в [Пиннекер, 1998], где обнаружена корреляция между кажущимся сопротивлением в неустановившемся режиме с годовыми колебаниями уровня оз. Байкал. Проникновение метеорной воды

на глубины 10–15 км является веским аргументом в пользу того, что до указанных глубин распространяется зона гидростатического давления. Этот новый результат существенно корректирует общепринятые представления глубинной гидрогеологии. Объемное содержание флюида в верхней части земной коры невелико. Для его оценки необходимо знать удельное сопротивление флюида.

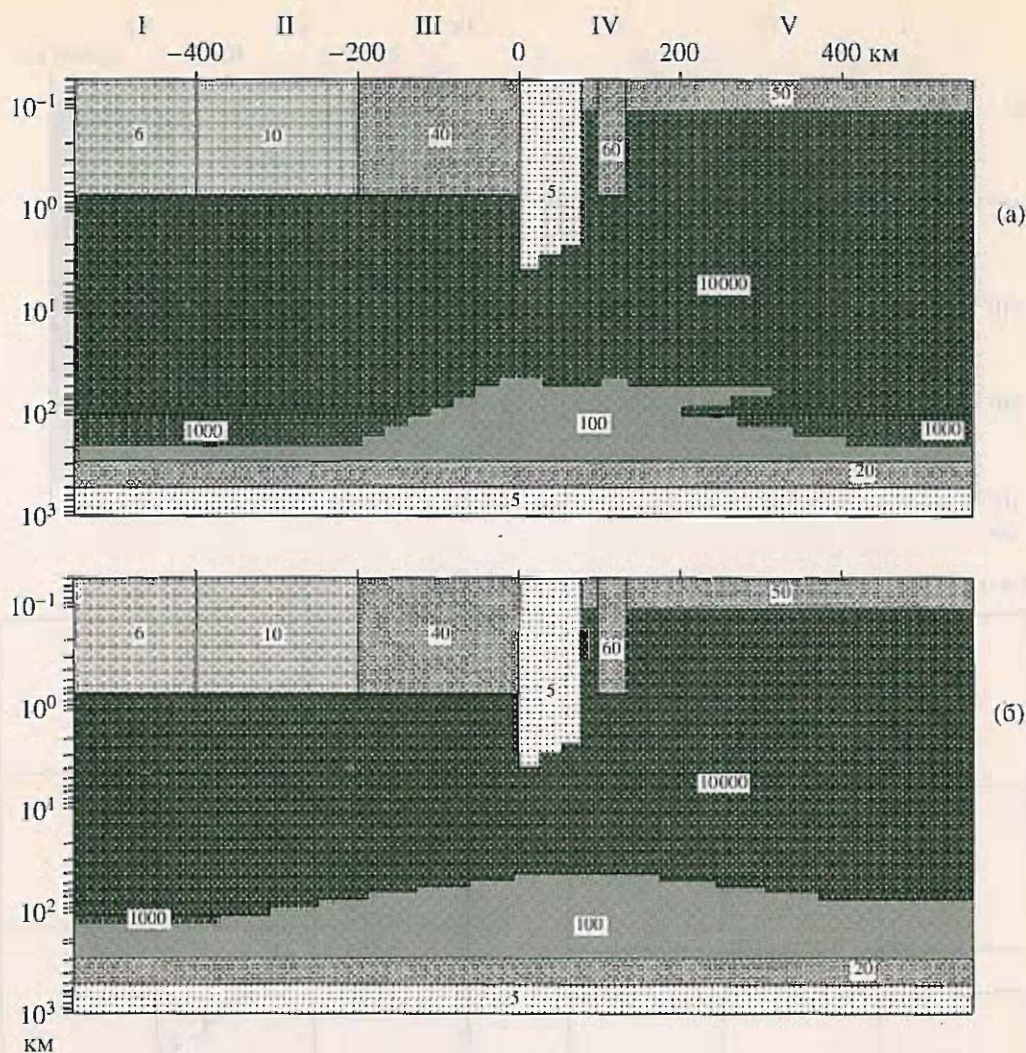


Рис. 17. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Астеносферный выступ": стартовые модели; а – ранняя версия (1971), б – современная версия (1994); римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м.

Есть много данных, говорящих в пользу высокой минерализации коровых растворов. Так, по данным Кольской сверхглубокой скважины соленость нередко достигает максимально возможной величины 350–400 г/л. При комнатной температуре такой высокой солености отвечает сопротивление 0.05 Ом м, а при температуре 150–200°C оно уменьшается примерно до 0.01 Ом м. Следовательно, по закону Арчи удельному сопротивлению верхней коры 10^4 и 10^3 Ом м соответствует пористость 0.1 и 0.3%.

В Байкальской рифтовой зоне в интервале глубин 15–30 км, относящемся к средней части земной коры (т.е. в области перехода от хрупкой коры к пластичной), удельное сопротивление падает на два порядка и достигает 20–100 Ом м. Это понижение может быть вызвано двумя причинами: (1) понизилось удельное сопротивление флюида, (2) увеличилась пористость и соответ-

ственно возрос объем флюида, мигрировавшего из верхних горизонтов земной коры и/или образовавшегося в результате высвобождения кристаллизационно связанной воды (дегидратации). Температура в средней коре повышается до 500–600°C. Такое увеличение температуры может обеспечить лишь двух-, трехкратное уменьшение сопротивления. Следовательно, можно думать, что главным фактором, определяющим падение сопротивления на два порядка, служит увеличение пористости средней коры примерно на порядок.

В нижней коре в интервале глубин 30–45 км магнитотеллурические зондирования вновь отмечают увеличение сопротивления. С реологической точки зрения нижняя кора – это пластичная зона, антипод хрупкой верхней коре. Здесь трудно ожидать обилия микротрещин. С геохимической точки зрения породы нижней коры относятся к гранулитовой фации, для которой характерно минимальное содержание связанной воды. В этом

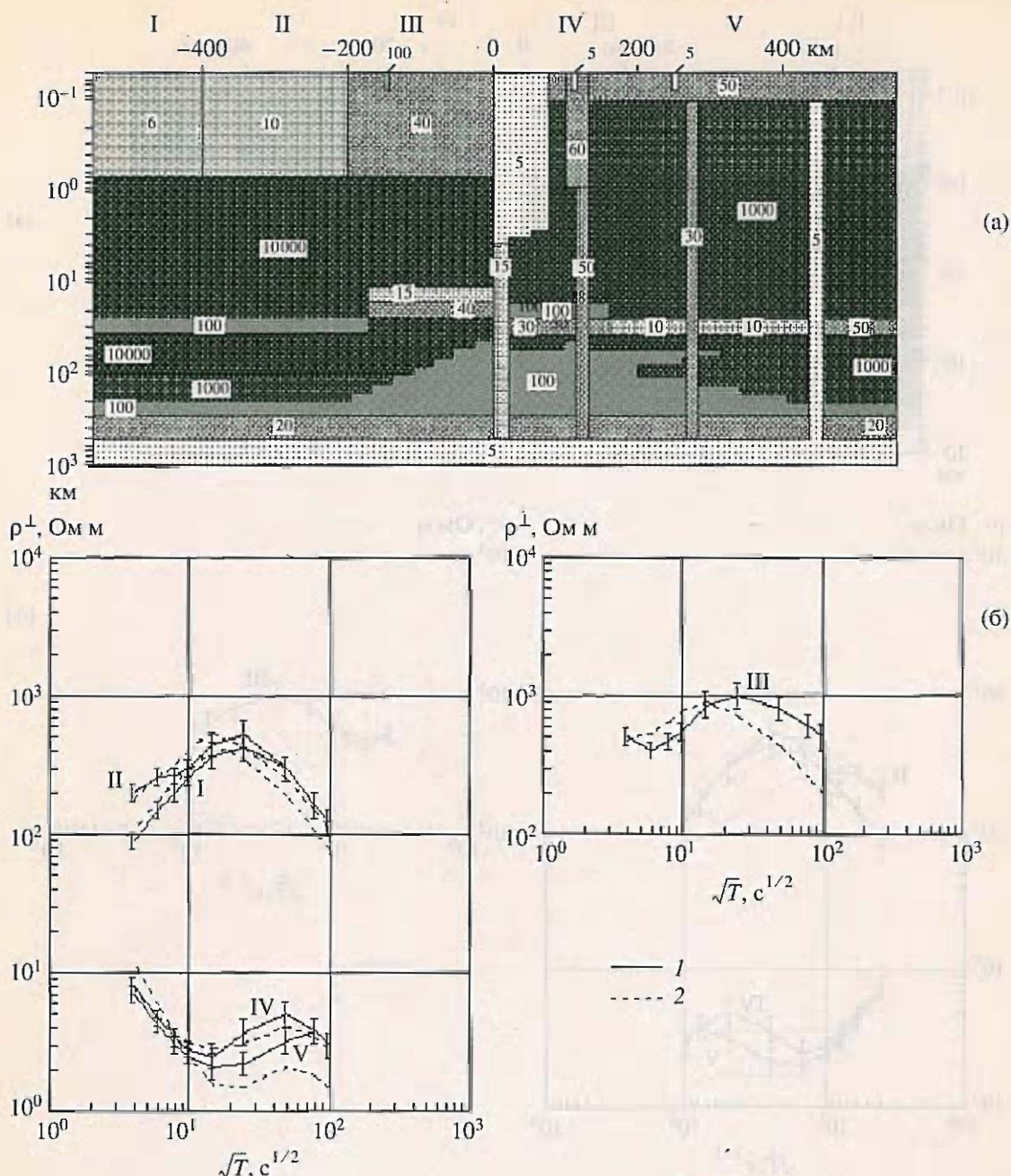


Рис. 18. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Астеносферный выступ" (версия 1971): ТМ-инверсия; а – результат ТМ-инверсии; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость экспериментальных (1) и модельных (2) кривых ρ^1 .

интервале глубин дегидратация вряд ли может доставить объем воды, достаточный для заметного понижения сопротивления.

Таким образом, мы наблюдаем понижение сопротивлений лишь в переходной области, разделяющей верхнюю хрупкую и нижнюю пластичную зоны земной коры. Магнитотеллурические зондирования, выполненные в Байкальском регионе, дают экспериментальное подтверждение трехслойной реологической модели, которая в

последние годы пришла на смену схематической двухслойной модели.

Верхняя мантия

Пластовая аномальная мантия, развитая в Забайкалье, характеризуется удельным сопротивлением порядка 100 Ом м. В рамках модели "мантийный диапир", связывающей аномальную мантию с частичным плавлением базальта, указанное сопротивление отвечает 3%-ному содержанию

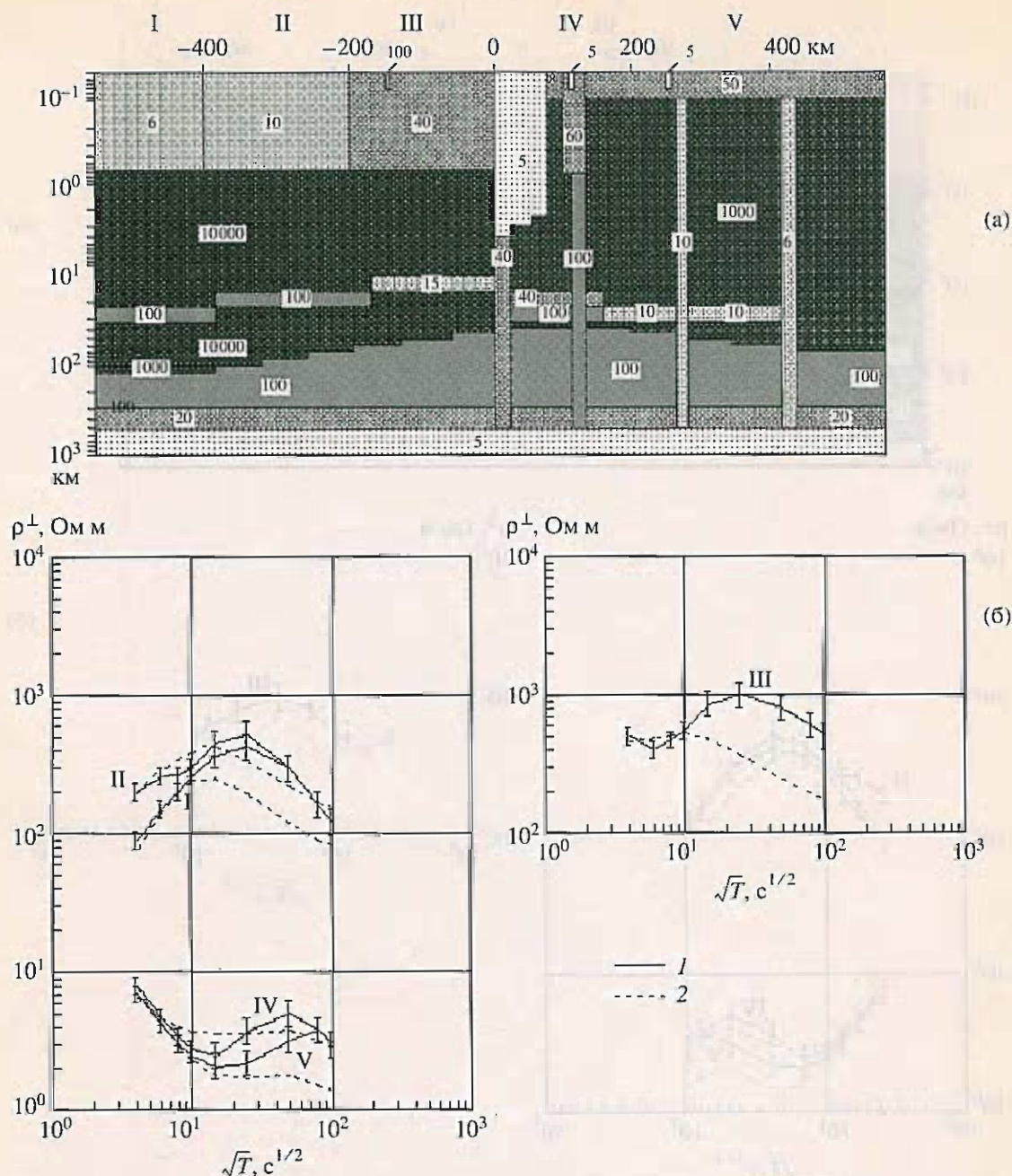


Рис. 19. Интерпретация МТ-кривых в классе моделей "Астеносферный выступ" (версия 1993): ТМ-инверсия; а – результат ТМ-инверсии; римские цифры – номера зон, арабские цифры – удельное сопротивление, Ом м, б – сходимость экспериментальных (1) и модельных (2) кривых $\rho^{\perp}$.

базальтового расплава с удельным сопротивлением 0.1 Ом м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интерпретация МТ-зондирований в режиме проверки гипотез имеет две важные особенности:

(1) Стартовая модель, которая строится на основе гипотезы, обобщающей наши представления о структуре исследуемой среды, позволяет

предложить реперы, необходимые для уверенной коррекции статических смещений.

(2) Интерпретация выполняется в узком классе моделей, ограниченных рамками проверяемой гипотезы. Таким образом, повышается устойчивость инверсии, однако ухудшается ее детальность.

Эти особенности режима проверки гипотез наглядно проявились при интерпретации МТ-зондирований, выполненных в Байкальском регионе. Нам удалось избежать неопределенности, которая

нередко возникает при нормализации квазипродольных кривых кажущегося сопротивления, искаженных приповерхностными статическими эффектами. Мы получили достаточно уверенные свидетельства в пользу модели "Мантйный дипир". Однако за пределами нашего внимания остались многие детали строения Байкальского рифта. Для их изучения необходимы другие подходы и другое качество полевого материала (широкий частотный диапазон регистрируемых магнитотеллурических вариаций, робастные методы обработки, значительно более плотная сеть наблюдений). Постановка таких исследований в Байкальском регионе – одна из первоочередных задач глубинной геофизики.

Работа выполнена благодаря поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 96-05-64084 и 96-05-64340. Мы признательны всем, кто помогал нам в этой работе – Ю.К. Шукину, А.Ф. Грачеву, И.П. Шпаку, А.М. Попову, А.В. Поспееву, В.И. Дмитриеву, И.М. Варенцову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бердичевский М.Н., Безрук И.А., Сафонов А.С. Магнитотеллурические методы. Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1989. Т. 1. С. 261–310.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. М.: Недра, 1992. 237 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1997. 161 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Кузнецов В.А. Модальная двумерная интерпретация МТ-зондирований // Физика Земли. 1995. № 10. С. 15–31.
- Горностаев В.П. О глубинной геоэлектрической модели Байкальской области // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 67–77.
- Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Пузырев Н.Н. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон. Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1975. С. 18–25.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала / Под ред. Н.Н. Пузырева. 1981. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 105 с.
- Кузьминых Ю.В. Глубинное геоэлектрическое строение Южного Забайкалья по данным магнитотеллурических зондирований. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры, 1994. 192 с.
- Любимова Е.А., Фельдман И.С. Тепловой поток, температура и электропроводность земной коры и верхней мантии. Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1975. С. 117–132.
- Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2 1989. Изд-во Московского университета, 268 с.
- Пиннекер Е.В., Попов А.М., Шпынев Е.Б. О глубине проникновения поверхностных вод в земную кору (на примере Прибайкалья) // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 3. С. 397–400.
- Попов А.М. Глубокие слои высокой электропроводности по данным магнитотеллурического зондирования. Заметки по структуре Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, С. 41–54.
- Поспеев А.В. Геоэлектрика континентальной тектоносферы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутский технический госуниверситет, 1998. 34 с.
- Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997.
- Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Kuznetsov V.A., Levadny V.T., Mandelbaum M.M., Nechaeva G.P., Okulesky B.A., Shilovsky P.P., Shpak I.P. Geoelectrical model of the Baikal region // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1980. V. 22. P. 1–11.
- Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I., Pozdnjakova E.E. On two-dimensional interpretation of magnetotelluric soundings // Geophys. J. Int. 1998. № 133. June. P. 585–606.
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Y.A., Logatchev N.A., Kogan M., Burkholder P.D., Meyer R.P. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // J. of Geophysical Research. 1994. V. 99. №. B8. P. 15319–15330.
- Popov A.M. A deep Geophysical Study in the Baikal Region // PAGEOPH. 1990. V. 134. № 4. P. 575–587.
- Pospeyev V.I., Mikhalevsky V.I. Deep magnetotelluric surveys in the South of the Siberian platform and in the Baikal rift zone. Geoelectric and Geothermal Studies. Budapest: Academia Kiado, P. 673–681.

Статья рекомендована к печати членом редколлегии доктором геол.-мин. наук А.Ф. Грачевым.