

Дискуссии

УДК 550.837+550.372+551.21

КВАЗИТРЕХМЕРНАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХЕНГИДЛЬ (ИСЛАНДИЯ)

© 2012 В.В. Спичак, А.Г. Гойдина, О.К. Захарова

*Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, г. Троицк Московской области, 142190;
e-mail: v.spichak@mail.ru*

Применение нейросетевой технологии совместной инверсии имеющихся магнитотеллурических данных и данных метода переходных процессов позволило построить предварительную глубинную квазитрехмерную модель удельного сопротивления вулканического комплекса Хенгидль. На основании построенной модели можно предположить, что источником тепла в верхней коре региона является вынос горячих частично расплавленных материалов из мантии, их аккумуляция в приповерхностных резервуарах и дальнейшее растекание расплавленной магмы в реологически ослабленном слое на глубинах 5-15 км.

Сравнительный анализ глубинных субмеридиональных разрезов удельного сопротивления в построенной объемной модели подтверждает гипотезу о миграции активного вулканизма от геотермальной зоны Грендалур к вулкану Хенгидль вдоль вторичной тектонической структуры Олькельдухалс.

Проникновение магмы в проницаемые слои верхней коры приводит к возникновению на небольших глубинах хорошо проводящих даек и интрузий, температура которых может достигать 1100°C. В процессе охлаждения высокотемпературной магмы в окрестных породах могут возникать напряжения, приводящие к появлению трещин и сейсмичности. Сопоставление полученных разрезов удельного сопротивления с расположением гипоцентров землетрясений в регионе позволяет заключить, что этот механизм сейсмичности является наиболее вероятным.

Ключевые слова: модель удельного сопротивления, вулкан, геотермальная зона, электромагнитное зондирование.

Статья публикуется в разделе «Дискуссии» по предложению одного из рецензентов.

ВВЕДЕНИЕ

Ключевым вопросом при геофизическом исследовании геотермальных систем и вулканов является обнаружение и исследование резервуаров на глубинах порядка нескольких километров. При исследованиях глубинных флюидов широко применяются электромагнитные методы, поскольку электрическое сопротивление весьма чувствительно к присутствию растворов солей. Электромагнитные зондирования позволяют также оценивать расположение источников тепла, подпитывающих геотермальные системы. В целом, геотермальные и вулканические области хорошо подходят для исследований электро-

магнитными методами, поскольку они создают заметные аномалии удельного электрического сопротивления, проявляющиеся в наблюдаемых на поверхности электромагнитных полях (Спичак, 1999, 2005, 2008, 2009, 2010а, 2011; Спичак и др., 2007; Spichak, 1999, 2001, 2002, 2007; Spichak et al., 2004, 2008).

Геотермальные поля и вулканизм Исландии являются объектом геофизических исследований на протяжении последних десятилетий. В частности, заметный вклад в современные представления о структуре исландской коры и механизмах теплопереноса внесли работы российских исследователей (Высокотемпературные..., 1991; Геншафт, Салтыковский, 1999; Исландия...,

1977; Поляк и др., 1984; Федотов, 2005; Pavlenkova, Zverev, 1981). За последние годы в юго-западной части Исландии были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) вдоль нескольких профилей (Árnason et al., 2000; Beblo, Bjornsson, 1978, 1980; Beblo et al., 1983; Bjornsson et al., 2005; Eysteinnsson, Hermance, 1985; Eysteinnsson et al., 1993; Flóvenz et al., 1985; Hermance, Grillot, 1974; Hersir et al., 1984). В результате интерпретации полученных данных были выявлены аномалии электропроводности на глубинах от 1 до 15 км. В частности, такие аномалии были обнаружены при электромагнитном зондировании вулканического комплекса Хенгидль (Árnason et al., 2010; Oskooi et al., 2005). В то же время, из-за отсутствия глубинной объемной модели исследуемой области трудно локализовать источники аномалий и сделать выводы об их природе.

Целью настоящей работы является построение предварительной глубинной трехмерной модели удельного электрического сопротивления геотермальной области Хенгидль по наземным электромагнитным данным.

ГЕОЛОГИЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В РЕГИОНЕ

Кора Исландии представлена породами вулканического происхождения (миоцен-плиоценовыми платобазальтами, и плиоцен-плейстоценовыми и современными гиалокластитам, подушечными лавами, отдельными лавовыми потоками, моренами) (Гептнер, 2009). Геотермальная область Хенгидль расположена на юго-западе острова (рис. 1а) в зоне тройного сочленения структур: Западной вулканической зоны, Рифта полуострова Рейкьянес и Южно-Исландской сейсмоактивной зоны. Вулканический комплекс Хенгидль (Hengill) включает в себя несколько связанных между собой геотермальных полей, находящихся в разных направлениях от вулкана Хенгидль (рис. 1б): область Хверагерди, расположенную на юго-востоке, Несъяведлир — на северо-востоке и Хеллисейди — на юго-западе (Захарова, Спичак, 2012; Arnorsson, 1995).

Всего в рассматриваемой области и ее ближайшей окрестности расположено четыре центра вулканической активности (рис. 2): упомянутый Хенгидль, а также Гренсдалур (Grensdalur), Хромундартиндур (Hromundartindur) и Хусмули (Husmuli). Вулканический комплекс Хенгидль включает в себя активный вулкан, расположенный в центре, и рой трещин, простирающихся в направлении С-СВ (рис. 2). Сейсмическая активность проявляется, главным образом, вдоль разломов в зоне упомянутого тройного сочленения структур.

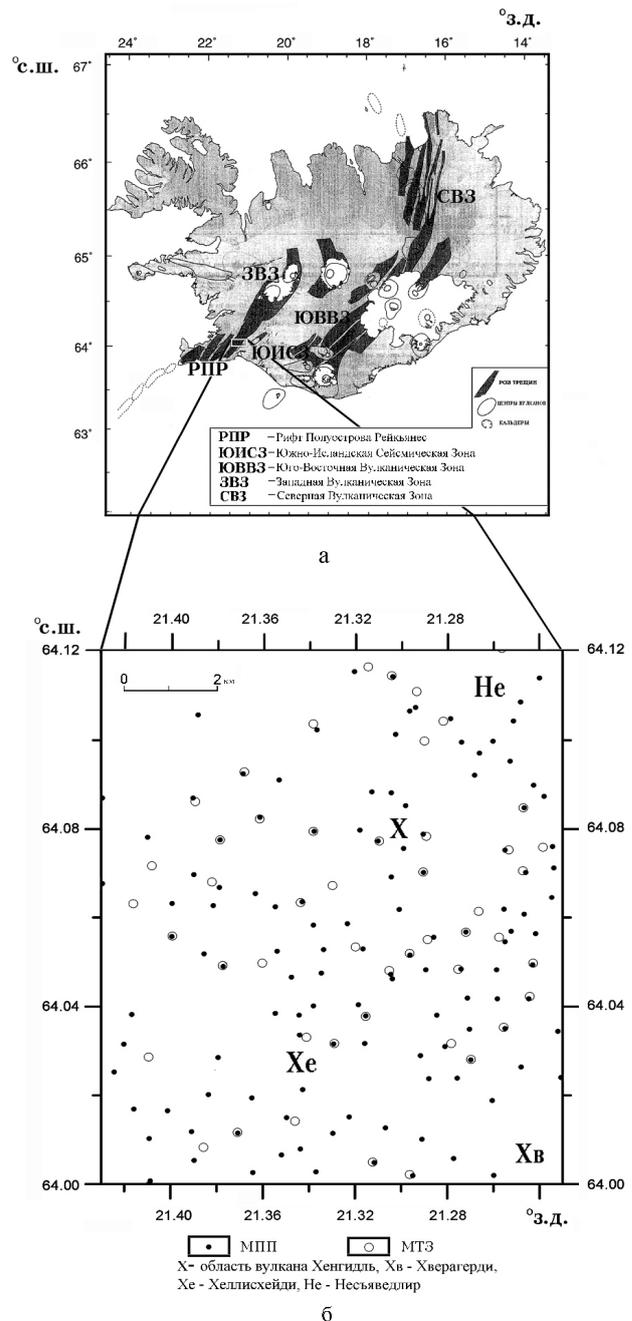


Рис. 1. Местоположение вулканического комплекса Хенгидль по (Tryggvason et al., 2002) на карте Исландии (а) и расположение точек ЭМ зондирования (б).

Согласно работе (Foulger, Toomey, 1989) вулкан Гренсдалур был ранее центром аккреции коры, но затем потух. Вулкан глубоко эродировал, и его корни сейчас расположены в зонах, где наблюдаются интрузии в виде даек. Вулканический комплекс Хромундартиндур расположен между системами Хенгидль и Гренсдалур. По-видимому, после затухания вулкана Гренсдалур вулканическая активность и коровая аккреция сместились на запад-северо-запад в сторону комплекса Хенгидль, хотя она все же наблюдается в системе Хромундартиндур

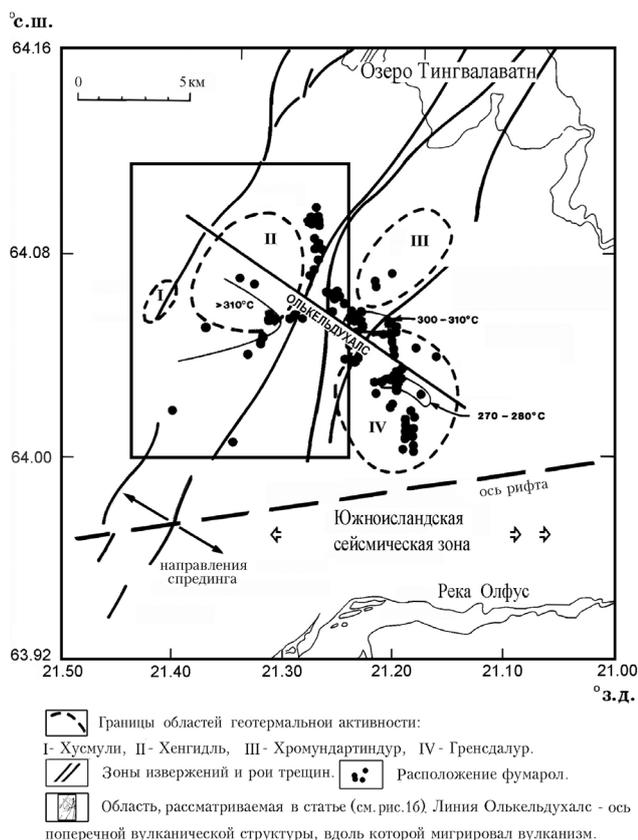


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта тройного узла Хенгидль по (Foulger, Toomey, 1989).

(последняя относительно не активна). Вулканический комплекс Хенгидль является более молодым по сравнению с Гренсдалур и Хромундартиндур, что согласуется с этой гипотезой о возможной миграции вулканической активности в рассматриваемой области.

Вторичный тектонический тренд, поперечный доминирующему С-СВ тренду аккреции коры, развился в зоне, соединяющей центры вулканических комплексов Хенгидль и Гренсдалур и проходящей вдоль линии Олыкельдухалс (Olkelduhals) (рис. 2). Эта вторичная тектоническая структура проявляется на поверхности как протяженное поднятие, пересекающее все три вулканических комплекса. К ней приурочены центры извержений, мигрирующие в направлении З-СЗ, горячие источники и зоны трещиноватости. Этот поперечный структурный тренд прослеживается на протяжении 15 км (Foulger, 1988a).

Обширная высокотемпературная геотермальная область, включающая в себя центральные вулканы Хенгидль и Гренсдалур, характеризуется непрерывной микросейсмической активностью и выходами тепла на дневную поверхность (Foulger, 1988a). Согласно работе (Foulger, 1988b), интенсивность сейсмичности коррелирует с тепловыми потоками, регистрируемыми на поверхности. Главный вывод, сделанный в последней работе, состоит в том,

что рассматриваемая геотермальная область, вероятно, подогревается частично расплавленными породами, расположенными под вулканом Хенгидль, и связана разломом с вулканом Гренсдалур.

ДАННЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Для построения геоэлектрической модели рассматриваемой области мы использовали магнитотеллурические (МТ) данные, измеренные в рамках проекта ИНТАС «Трехмерная электромагнитная и термическая томография активных зон земной коры» в районе Хенгидль в 2005 г. (с помощью аппаратуры PHOENIX) в частотном диапазоне от $5 \cdot 10^{-4}$ до 300 Гц в режиме с удаленной базовой точкой, расположенной на расстоянии 10 км от профилей МТЗ (рис. 1б). На рис. 3 представлены примеры кривых МТЗ для нескольких точек в исследуемой области. Их анализ показывает, что на периодах, по крайней мере, до 10с ситуацию можно считать локально-одномерной. Этот вывод подтверждается также картами-срезами индикатора трехмерности skew на разных периодах (рис. 4). На рис. 4 показано, что за исключением нескольких локальных зон его значение не превышает 0.1-0.2.

Для того, чтобы снизить негативное влияние на интерпретацию МТ данных «статического» эффекта, который проявляется на этих же периодах в виде параллельного хода кривых кажущегося сопротивления для ху- и ух-компонент (рис. 3), мы использовали в работе профили удельного сопротивления, построенные в результате одномерной инверсии данных метода переходных процессов (МПП) (Árnason et al., 2010). На рис. 5 приведен пример кривой МПП и соответствующего одномерного разреза.

Несмотря на то, что распределение удельного сопротивления в таких сложно-построенных средах, как геотермальные и вулканические области, является трехмерным, иногда можно использовать упрощенные подходы (в частности, квазитрехмерный, или локально-одномерный). Как отмечается в работе (Cumming, Mackie, 2010), результаты 3D инверсии МТ данных гораздо более чувствительны к наличию помех, а также к пробелам в данных, чем результаты 1D и 2D инверсии. В первом случае гораздо больше шансов получить при этом неадекватные результаты, чем в двух последних. Согласно этой работе надежды на то, что редактирование МТ данных на этапе пре-процессинга с использованием сглаживания или робастной статистики улучшит ситуацию, не подтверждаются на практике. Наконец, следует признать, что, несмотря на прогресс в разработке методов трехмерной инверсии МТ данных (Спи-

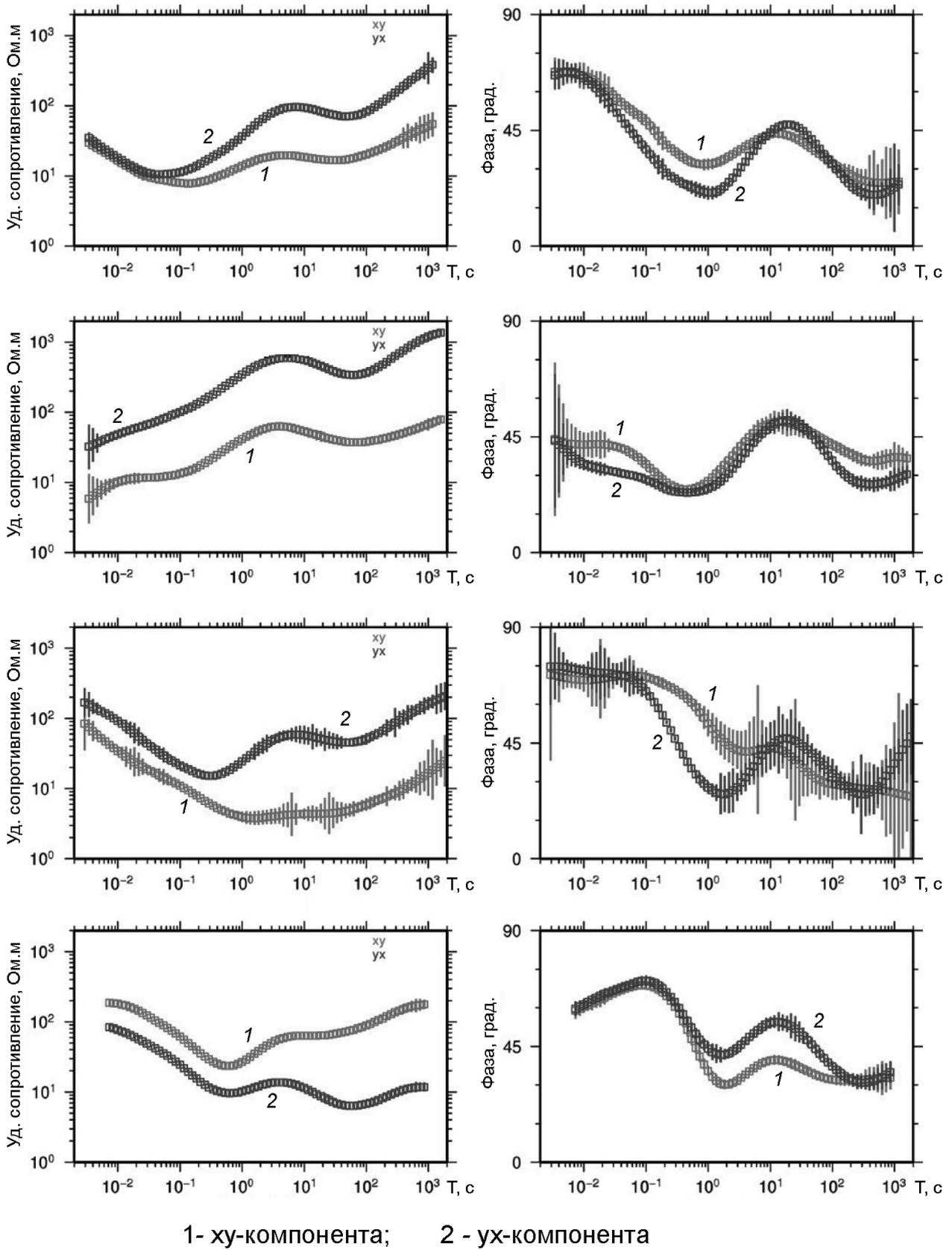
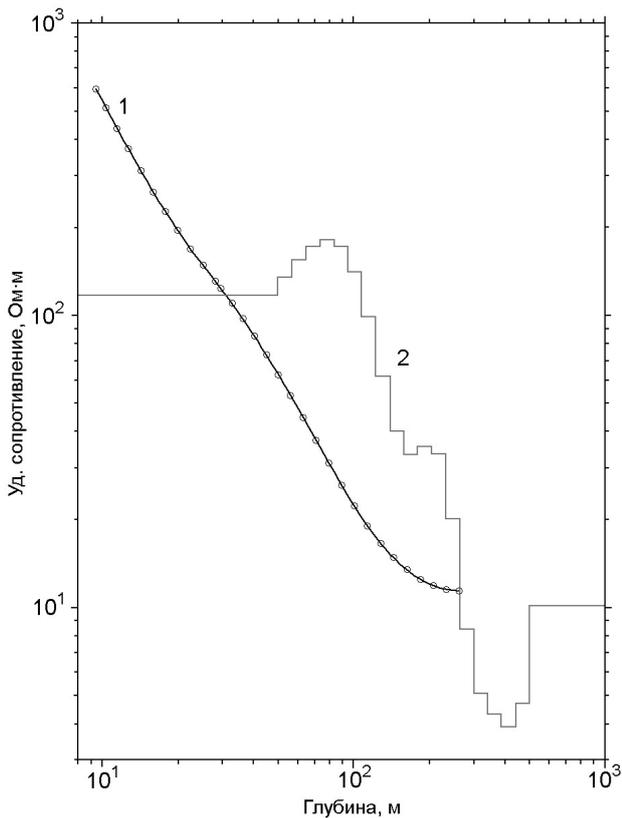


Рис. 3. Примеры кривых кажущегося удельного сопротивления (слева) и фаз импеданса (справа), измеренных в рассматриваемой области.



1 - кривая МПП, 2 - одномерный разрез сопротивления

Рис. 5. Пример кривой МПП и соответствующего одномерного разреза.

чак, 1999, 2005, 2009), на сегодняшний день мы все еще не имеем программного обеспечения, позволяющего получать адекватные результаты трехмерной инверсии неполных, неоднородных или зашумленных МТ данных.

В работе (Árnason et al., 2010) были построены трехмерные модели удельного сопротивления исследуемой области (до глубины 10 км) с помощью регулярной трехмерной инверсии МТ данных и пространственного синтеза результатов одномерной инверсии. Согласно этой работе, трехмерное распределение удельного сопротивления в исследуемой области по структуре удивительно близко к локально-одномерному (на рис. 6 представлен субширотный разрез удельного сопротивления, проходящий через вулкан Хенгидль, построенный в работе (Árnason et al., 2010) в рамках такого подхода).

С учетом этих обстоятельств для построения предварительной модели удельного сопротивления до глубины 20 км мы сочли возможным использовать подход, основанный на трехмерном нейросетевом синтезе профилей удельного сопротивления. Он был успешно применен ранее на первом этапе двухэтапной инверсии МТ данных (второй этап – полномасштабная трехмерная инверсия) для построения предварительных трехмерных геоэлектрических моделей вулкана

Эльбрус, геотермальной зоны Миниамикаябе (Япония), вулкана Комагатаке (Япония) и др. (Спичак и др., 2007; Спичак, 2011; Spichak et al., 2004, 2008).

ПОСТРОЕНИЕ КВАЗИТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ НЕЙРОСЕТЕВОГО ПОДХОДА

Одним из достоинств нейросетевого подхода, особенно важным с точки зрения его применения для анализа данных в многомерных средах, является практическая независимость времени, затрачиваемого на распознавание искомым параметров, от размерности среды. Его применение для решения различных задач геоэлектрики позволило повысить эффективность анализа и интерпретации неполных, неоднородных и зашумленных данных электромагнитных зондирований (Спичак, 2010б; Spichak, 2012). В работах (Спичак, Попова, 1998, 2005) была предпринята первая попытка применения этого метода к решению обратной задачи геофизики в классе трехмерных моделей.

Мы рассмотрим основные особенности подхода, следуя работе (Спичак, 2005), в контексте построения трехмерной модели с помощью нейросетевой интерполяции одномерных профилей. С этой целью используется один из так называемых «методов обучения с учителем» – метод обратного распространения ошибки (см., например, (Хайкин, 2006)). Такой подход подразумевает два этапа решения задачи – обучение сети и распознавание (собственно интерполяция). На этапе обучения «учитель» задает соответствие некоторых входных данных выходным данным, что аналогично механизму обучения человека.

Рассмотрим трехслойную нейросеть (рис. 7), которая состоит из слоя входных нейронов (данных), слоя скрытых нейронов (число которых, вообще говоря, произвольно и определяется сложностью системы) и слоя выходных нейронов (искомых параметров модели). Нейроны любых двух соседних слоев связаны коэффициентами связи w_{ij} , где i, j – индексы нейронов предыдущего и последующего слоев. Архитектура данной нейросети предусматривает такие связи по принципу «каждый с каждым» для каждой пары соседних слоев.

Распространение входного сигнала по такой сети происходит следующим образом. На каждый i -й нейрон входного слоя подается входной сигнал x_i , равный значению соответствующего элемента входного вектора, составленного из значений измеренного электромагнитного поля или его трансформаций на ряде периодов. Каждый k -й нейрон скрытого слоя получает от

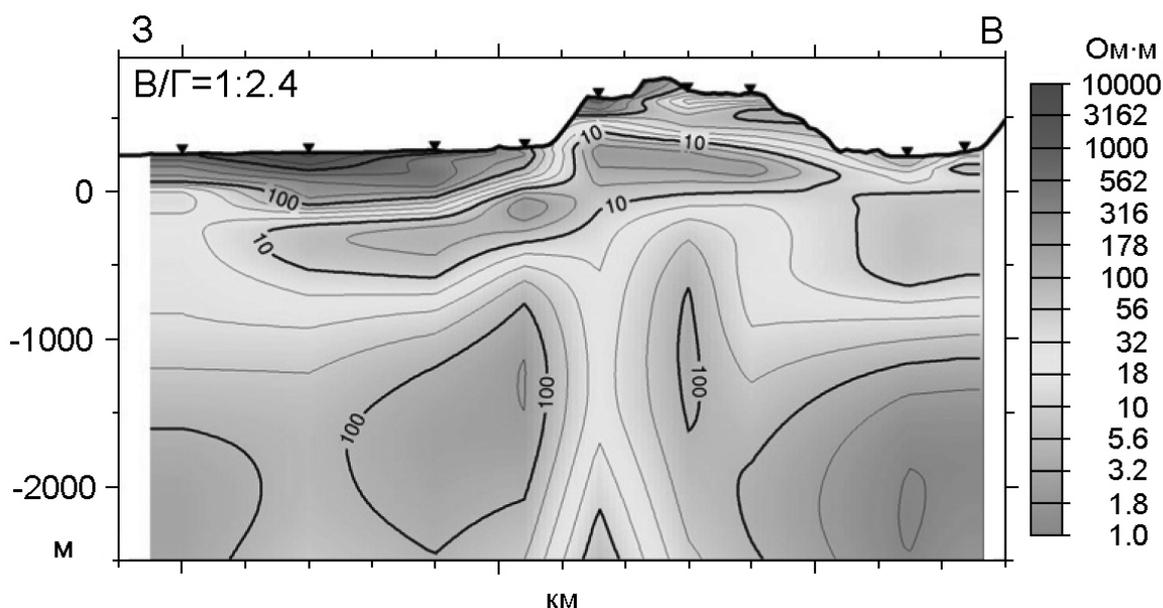


Рис. 6. Субширотный разрез, проходящий через вулкан Хенгидль, построенный с помощью совместной инверсии МТ и МПП данных (Árnason et al., 2010). Черные треугольники обозначают точки МТЗ.

всех нейронов входного слоя суммарный входной сигнал y_k^{inp} :

$$y_k^{inp} = \sum_i w_{ik} x_i, \quad (1)$$

где w_{ik} – коэффициенты связи, а суммирование ведется по всем нейронам входного слоя. В каждом нейроне скрытого слоя сигналы y_k^{inp} трансформируются в сигналы y_k^{out} с помощью так называемой функции отклика нейрона G_j^u :

$$y_k^{out} = G_k^h(y_k^{inp}), \quad (2)$$

Затем сигналы проходят от скрытого слоя к выходному и для каждого j -го нейрона выходного слоя мы имеем:

$$u_j = G_j^u \left(\sum_k w_{kj} y_k^{out} \right), \quad (3)$$

где u_j – выходные сигналы выходного слоя, w_{kj} – коэффициенты связи между нейронами скрытого и выходного слоев, а G_j^u – функции отклика нейронов выходного слоя.

На этапе обучения фактические выходные сигналы u_j сравниваются с известными «правильными ответами», которые соответствуют заданным входным сигналам, и для каждого p -го обучающего примера вычисляется ошибка:

$$Er_p = \sum_j (u_{p,j} - u_{p,j}^t)^2, \quad (4)$$

где суммирование ведется по всем нейронам выходного слоя. Эта ошибка записана для одного соответствия входного сигнала выходному. Такие пары «вход-выход» определяют «учителем» и составляют обучающий ряд нейросети. Суммарная среднеквадратичная ошибка, которую требуется минимизировать, равна:

$$Er = \left(\frac{1}{P} \sum_p Er_p \right)^{1/2}, \quad (5)$$

где суммирование ведется по всем обучающим примерам. Коэффициенты связи между слоями сети «входной»-«скрытый» и «скрытый»-«выходной» являются теми параметрами, которые определяют прохождение сигнала по сети, и, следовательно, величину ошибки. Суть итерационного процесса обучения состоит в минимизации ошибки (5) путем подбора матрицы связей нейронов w_{ij} с использованием на каждом шаге для каждой пары соседних слоев вычисляемого градиента ошибки и учета инерционного члена, дающего вклад от предыдущего шага:

$$\Delta w_{ij}^{(n)} = -\alpha \frac{\partial Er}{\partial w_{ij}} + \beta \Delta w_{ij}^{(n-1)}, \quad (6)$$

где $\Delta w_{ij}^{(n)}$ – приращение матрицы связей на n -ом шаге, $\Delta w_{ij}^{(n-1)}$ – на предыдущем, α – скорость обучения, β – коэффициент инерционности ($0 \leq \beta \leq 1$). Эта процедура выполняется для всего обучающего ряда и заканчивается при достижении некоторого задаваемого порога точности eps ($Er < eps$).

В отличие от процедуры обучения, которая требует многих шагов для прохождения сигнала по сети вперед и назад, процедура распознавания требует только одного прохода распознаваемого сигнала от входа к выходу и выполняется с установленными на этапе обучения коэффициентами связи, содержащими в себе «правила вывода». При этом на выходе формируется конечный результат, который можно трактовать как результат инверсии данных в заданном классе моделей.

Для построения квазитрехмерной модели удельного сопротивления с помощью этого подхода мы использовали в качестве входных данных значения удельного сопротивления вдоль почти всех 1D профилей, построенных по данным

КВАЗИТРЕХМЕРНАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

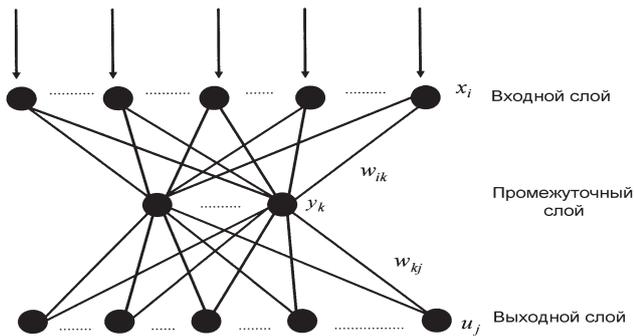


Рис. 7. Трехслойная нейросеть (Спичак, 2005).

МТЗ и МПП (часть данных была оставлена для тестирования обученной нейросети). При этом до глубины 1 км использовались профили удельного сопротивления, полученные с помощью одномерной инверсии МПП данных, а начиная с этой глубины и до 20 км – одномерные профили детерминанта кажущегося удельного сопротивления, построенные по МТ данным. Таким образом, в отличие от традиционного подхода, при котором статический эффект корректируется с помощью данных МПП, измеренных в тех же точках, что и МТ данные (см., например, (Ágnason et al., 2010)), наш подход дал возможность использовать все МТ и МПП данные, измеренные в изучаемом районе (не обязательно в одних и тех же точках), что, в свою очередь, расширило используемую базу данных и тем самым позволило повысить точность реконструкции модели сопротивления.

Искусственная нейросеть (ИНС) была обучена соответствию значений удельного сопротивления, с одной стороны, и пространственных координат узлов, в которых оно задано, с другой стороны. После проведенного обучения ИНС была использована для оценки удельного сопротивления в узлах регулярной 3D сетки, покрывающей всю область (с шагом 0.004° по широте, 0.005° – по долготе и 2.5 км – по глубине) до глубины 20 км. Тестирование обученной нейросети на части данных, не использованных для ее обучения, показало, что относительная ошибка нейросетевого прогноза значений удельного сопротивления составляет 6.3%.

На рис. 8 показано полученное объемное распределение удельного сопротивления (квазитрехмерная модель) в «расширенной» области, в которой западная и восточная границы отодвинуты от соответствующих границ рассматриваемой области до долгот 21.56° з.д. и 21.20° з.д., соответственно, а на рис. 9-11 приведены горизонтальные и вертикальные разрезы удельного сопротивления.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 8 выделяются хорошо проводящие (с удельным сопротивлением 2-3 Ом·м) вер-

тикальные каналы – «колонны» с диаметром примерно 2-3 км, по которым предположительно частично расплавленная горячая магма поднимается из глубин, превышающих 20 км, и аккумулируется в приповерхностных резервуарах. В частности, на западной границе рассматриваемой области (Хусмули) выделяется большой резервуар диаметром ~ 10 км на глубинах 5-15 км (см. также разрез вдоль 21.56° з.д. на рис. 10), образованный из двух источников: один расположен на западной границе области (примерно в окрестности 64.08° с.ш.), а другой – на ее южной границе (примерно в окрестности 21.5° з.д.). На рис. 8 выделяются еще два аналогичных глубинных источника: один на Ю-В области в окрестности Хверагерди, а другой на С-В в окрестности Несъяведлир. Это подтверждает предположение о возможной мантийной природе источников тепла в рассматриваемой области, высказанное в работах (Bjornsson et al., 2005; Flóvenz, Samundsson, 1993; Hermance, 1981). Например, согласно работе (Hermance, 1981) частично расплавленный базальт может поставляться из мантии по вертикальным каналам с более или менее постоянной скоростью, а его концентрация составляет 10-15% (по оценкам сейсмологов (Gebrande et al., 1980) – 17-23%).

Как следует из сопоставления разрезов удельного сопротивления (рис. 10), вертикальные хорошо проводящие каналы – «дымоходы» (Gasperikova et al., 2011), по которым магма поднимается к поверхности, смещаются по латерали в направлении 3-СЗ от вулканически неактивной в настоящее время области Грендалур (расположенной восточнее долготы 21.20° з.д.) до активной области Хенгидль (примерно на 21.32° з.д.), что подтверждает гипотезу о миграции активного вулканизма (Foulger, Toomey, 1989) от вулканического комплекса Грендалур на 3-СЗ вдоль линии Олькельдухалс к вулканическому комплексу Хенгидль (рис. 2).

Благодаря взаимодействию разломной тектоники и спрединга облегчается проникновение магмы в проницаемые слои верхней коры, которое, в свою очередь, приводит к возникновению на небольших глубинах хорошо проводящих даек и интрузий (рис. 11), а также к извержению магмы (Flóvenz, Samundsson, 1993; Gudmundsson, 1986, 1987). Такие «карманы» можно видеть и на горизонтальных срезах модели удельного сопротивления (рис. 9). Это объясняет возможность обнаружения высокотемпературной ($T=1000^\circ\text{C}$) магмы уже на глубине 2 км, что и произошло при бурении скважины в геотермальной области Крафла в 2009 г. (Elders, Fridleifsson, 2010).

Такой механизм образования приповерхностных хорошо проводящих зон согласуется с результатами сейсмической томографии (Foulger

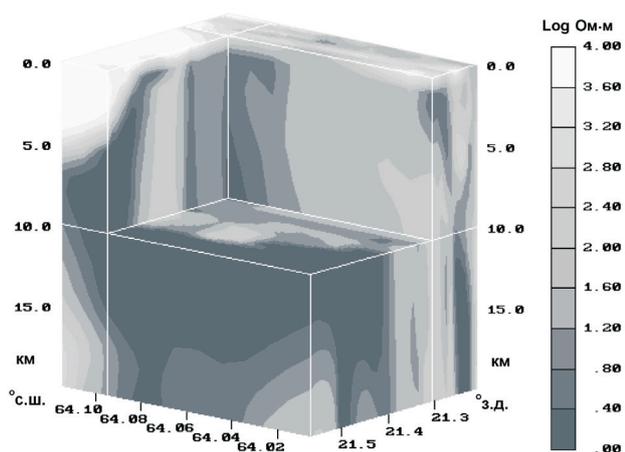


Рис. 8. Объемная модель сопротивления комплекса Хенгидль.

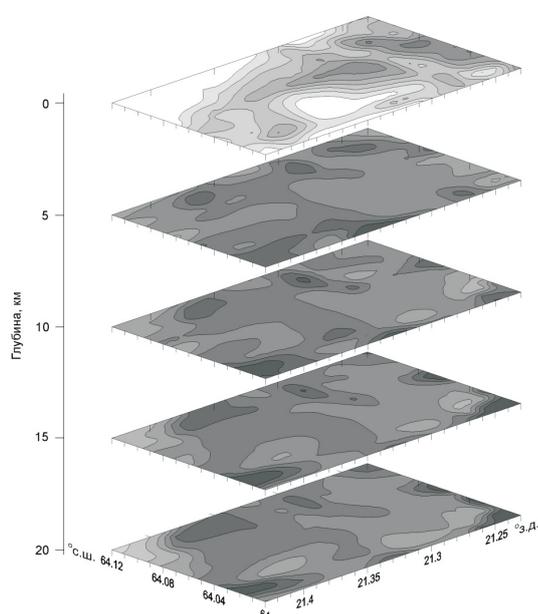


Рис. 9. Горизонтальные срезы удельного сопротивления из модели комплекса Хенгидль.

et al., 1995), из которых следует, что зоны аномально пониженных поперечных сейсмических скоростей в этой области носят локальный характер и не характеризуют всю кору в целом (Menke et al., 1996).

В области Несъяведлир (между долготами 21.24° з.д. и 21.32° з.д.) на глубинах 1–10 км выделяется хорошо проводящая аномальная область с горизонтальным диаметром примерно 1.5 км и размером по вертикали от 2 км до 7 км, корни которой уходят на глубины, превышающие 20 км (рис. 10, 11). Севернее горы Хенгидль (координаты: 64.08° с.ш., 21.32° з.д.) она проходит на глубинах от 4 до 11 км, а к северо-востоку постепенно уменьшается в размерах до двух км и поднимается до глубины 1 км (см. субмеридиональные разрезы удельного сопротивления на 21.32° з.д., 21.27° з.д. и 21.24° з.д. на рис. 10). В этой связи

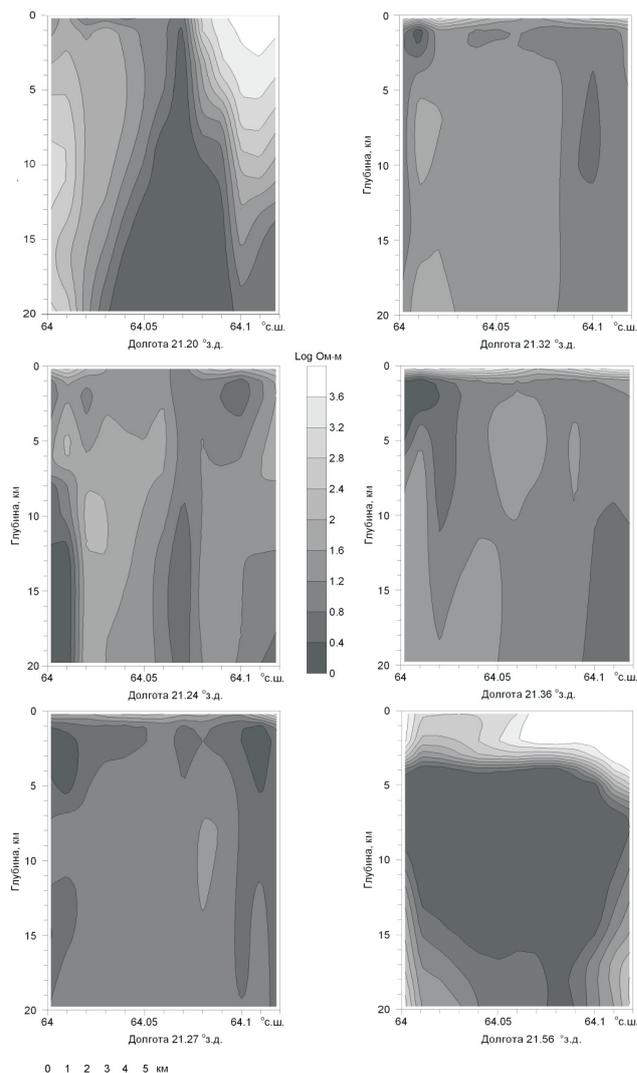


Рис. 10. Субмеридиональные разрезы удельного сопротивления из модели комплекса Хенгидль.

интересно отметить, что результаты 2D инверсии профильных МТЗ, проведенных примерно в этом же районе, интерпретировались в работе (Hersir et al., 1984) как «хорошо проводящий слой» толщиной от двух км на глубинах свыше 10 км.) Этот результат коррелирует с результатами сейсмической томографии, согласно которым севернее Хенгидля расположена низкоскоростная аномалия, которую интерпретируют как небольшую магматическую камеру вулкана с температурой магмы 1150° С и объемом ~ 5 км³ (Fouglar, Toomey, 1989).

На южной границе рассматриваемой области хорошо проводящая зона прослеживается от долготы 21.24° з.д. (область Хверагерди), уходя корнями на глубину, превышающую 20 км, до долготы 21.36° з.д. (область Хеллисхейди), где ее верхняя кромка поднимается до глубины 1 км, а нижняя опускается от 5–6 км на 64.00° с.ш. до ~ 10 км на 64.02° с.ш. (рис. 9–10). Это хорошо согласуется с результатами 2D инверсии МТ дан-

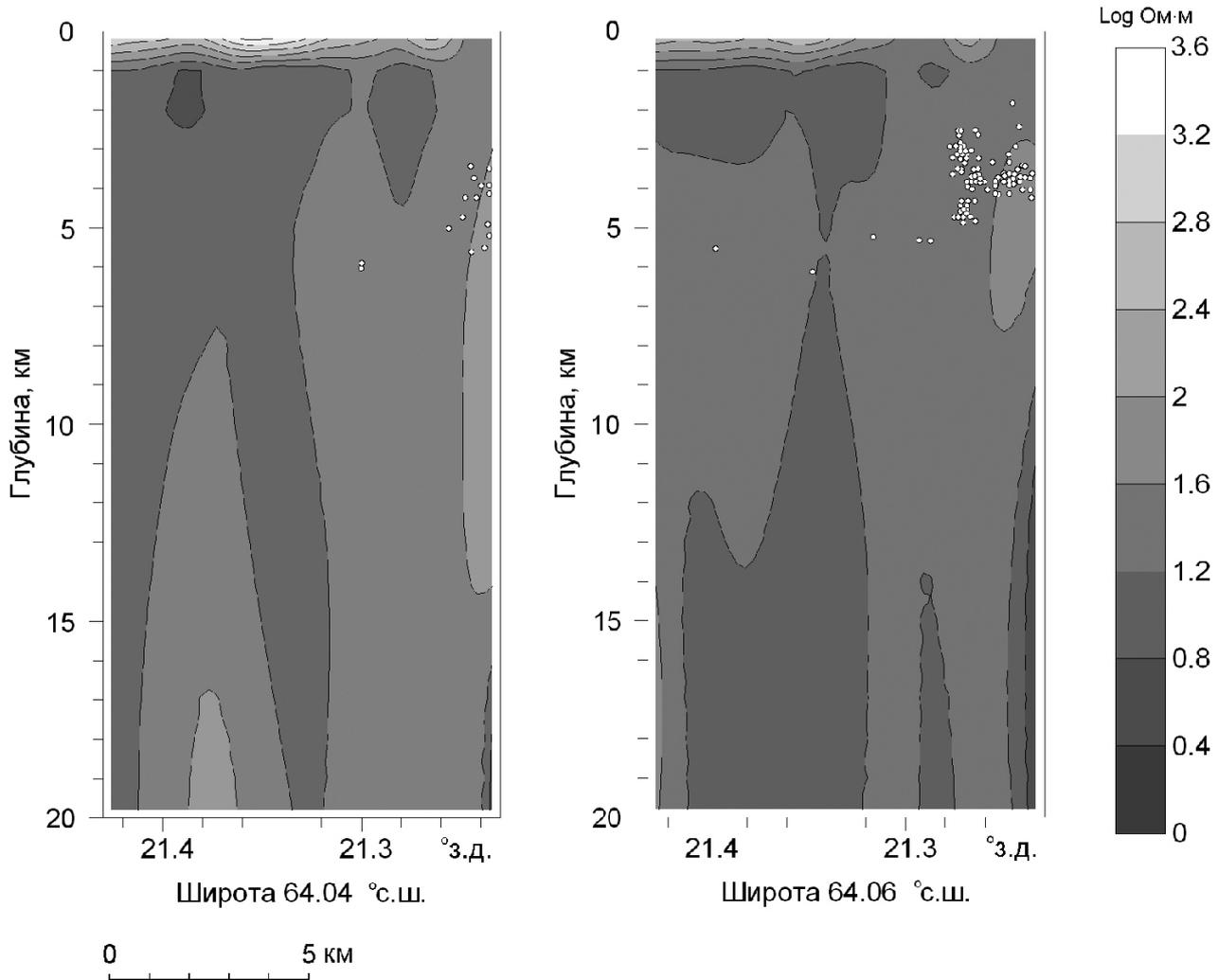


Рис. 11. Субширотные разрезы удельного сопротивления из модели комплекса Хенгидль. Кружками обозначены гипоцентры землетрясений по (Jousset et al., 2011).

ных вдоль северной части субмеридионального профиля (Oskooi et al., 2005), а также с результатами интерпретации МТ данных для области Хеллисейди (Árnason et al., 2010).

С другой стороны, на построенной объемной модели (рис. 8) видно, что геотермальная зона Хеллисейди может подпитываться также из источника, расположенного западнее нее (уходящая на глубину хорошо проводящая «колонна» примерно на уровне меридиана 21.5° з.д.).

Результаты нейросетевой экстраполяции полученных значений удельного сопротивления за восточную границу рассматриваемой области (разрез удельного сопротивления вдоль долготы 21.20 з.д. на рис. 10) позволяют судить об источнике тепла, которым снабжается геотермальная система Грендалур (рис. 2). В центральной части субмеридионального разреза, пересекающего северо-западную окраину области, виден хорошо проводящий канал, по которому горячая магма может поступать из мантии непосредственно к поверхности, не аккумулируясь

при этом в приповерхностном резервуаре, как в геотермальной зоне Хусмули. Таким образом, многочисленные проявления геотермальной активности на поверхности могут быть связаны с тепловой подпиткой всей системы Грендалур непосредственно из мантии, что согласуется с результатами сейсмической томографии, указывающими на отсутствие здесь приповерхностных геотермальных резервуаров (Foulger, 1988a).

Стабильность пространственно-временной структуры сейсмичности в рассматриваемой области, а также тот факт, что сейсмичность здесь проявляется, главным образом, в геотермально-активных областях и практически отсутствует на границе плит (Foulger, 1988a), говорят о том, что причины проявления сейсмичности связаны не с тектонической активностью, вызванной их спредингом, а с геотермальными процессами в регионе. В частности, в процессе охлаждения высокотемпературной магмы, проникающей в приповерхностные проницаемые слои коры из мантии, в окрестных породах могут возникать

напряжения, приводящие к появлению трещин и сейсмичности. С одной стороны, такие переходные зоны не могут характеризоваться слишком низкими удельными сопротивлениями ($< 10-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), типичными для высокотемпературных частично расплавленных пород, а, с другой стороны, они не могут иметь высокое удельное сопротивление ($> 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), характерное для хрупких трещиноватых пород, не заполненных флюидом.

Поэтому построенная модель удельного сопротивления может служить косвенным индикатором расположения потенциальных зон сейсмичности, вызванной указанными ранее процессами охлаждения. Этот вывод иллюстрируется двумя субширотными разрезами удельного сопротивления (рис. 11), на которые нанесены гипоцентры землетрясений из работы (Jousset et al., 2010). Все гипоцентры концентрируются в областях, удельное сопротивление которых находится в диапазоне от 10-15 до 100 Ом·м, который отражает электролитический механизм проводимости в гидротермальных флюидах, распределенных в порах и трещинах относительного проницаемого корового материала (Hersir et al., 1984).

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие предварительные выводы.

Применение нейросетевой интерполяции имеющихся профилей МТЗ и МПП позволило построить предварительную глубинную квазитрехмерную модель удельного сопротивления вулканического комплекса Хенгидль. На основании построенной модели можно предположить, что источником тепла в верхней коре региона является вынос горячих частично расплавленных материалов из мантии, их аккумуляция в приповерхностных резервуарах и дальнейшее растекание расплавленной магмы в реологически ослабленном слое на глубинах 5-15 км.

Сравнительный анализ глубинных субмеридиональных разрезов удельного сопротивления в построенной объемной модели подтверждает гипотезу о миграции активного вулканизма в северо-западном направлении от геотермальной зоны Грендалур по направлению к вулкану Хенгидль вдоль вторичной тектонической структуры Олкелдухалс.

Проникновение магмы в проницаемые слои верхней коры приводит к возникновению на небольших глубинах (1-5 км) хорошо проводящих даек и интрузий, температура которых может достигать 1100°C . В процессе охлаждения высокотемпературной магмы в окрестных породах могут возникать напряжения, приво-

дящие к появлению трещин и сейсмичности. Сопоставление полученных разрезов удельного сопротивления с расположением гипоцентров землетрясений в регионе позволяет заключить, что такой механизм сейсмичности является наиболее вероятным.

В заключение отметим, что для уточнения сделанных выводов авторы планируют провести в будущем полномасштабную трехмерную инверсию МТ данных на основе построенной предварительной модели.

Авторы благодарят докторов Х. Айстайнсона и К. Арнасона за предоставление результатов одномерной инверсии данных МПП, а также анонимных рецензентов, замечания которых позволили улучшить статью. Исследования были поддержаны грантами ИНТАС (03-51-3327) и РФФИ (11-05-00045).

Список литературы

- Высокотемпературные гидротермальные резервуары / Под редакцией В.М. Сугрובה М.: Наука, 1991. 158 с.
- Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС, 1999. 210 с.
- Гептнер А.П.* Вулканогенно-осадочный литогенез в наземной рифтовой зоне Исландии. Автореф. дисс. док. геол.-мин. Наук. Москва: ГИН РАН, 2009. 32 с.
- Захарова О.К., Спичак В.В.* Геотермальные поля вулкана Хенгидль (Исландия) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 1. С. 3-18.
- Исландия и срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия / Под редакцией В.В. Белоусова. М.: Наука, 1977. 194 с.
- Поляк Б.Г., Кононов В.И., Хуторской М.Д.* Тепловой поток и строение литосферы Исландии в свете новых данных // Геотектоника. 1984. № 1. С. 111-119.
- Спичак В.В.* Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики. М.: Научный мир, 1999. 204 с.
- Спичак В.В.* Построение трехмерных моделей электропроводности вулканов и геотермальных зон по МТ данным // Электромагнитные исследования земных недр / Под ред. В.В. Спичака. М.: Научный мир, 2005. С. 198-207.
- Спичак В.В.* Электромагнитное зондирование геотермальных зон: новые горизонты // Геофизика. 2008. Т. 1. № 1. С. 50-67.
- Спичак В.В.* Трехмерные модели электропроводности по МТ данным // Современные методы обработки, анализа и интерпретации электромагнитных данных / Под ред. В.В. Спичака. М.: URSS, 2009. С. 87-109.

- Спичак В.В.* Геофизические методы разведки геотермальных ресурсов // Разведка и охрана земных недр. 2010а. Т. 2. № 1. С. 25-29.
- Спичак В.В.* Применение искусственных нейросетей в задачах геоэлектрики // Геоинформатика. 2010б. № 3. С. 57-67.
- Спичак В.В.* Численное моделирование и инверсия МТ полей в трехмерной модели электропроводности вулкана Везувий // Физика Земли. 2011. Т. 1. № 1. С. 76-80.
- Спичак В.В., Борисова В.П., Файнберг Э.Б. и др.* Трехмерная электромагнитная томография Эльбрусского вулканического центра по магнитотеллурическим и спутниковым данным // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 1-16.
- Спичак В.В., Попова И.В.* Применение нейросетевого подхода для реконструкции параметров трехмерной геоэлектрической структуры // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 1998. № 1. С. 39-45.
- Спичак В.В., Попова И.В.* Методология нейросетевой инверсии геофизических данных. // Физика Земли. 2005. № 3. С. 71-85.
- Федотов С.А.* Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 605 с.
- Хайкин С.* Нейронные сети. 2-е изд., испр.: Пер. с англ. — М.: ООО «И. Д. Вильямс», 2006. 1104 с.
- Árnason K., Eysteinnsson H., Hersir G.P.* Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland // Geothermics. 2010. Т. 39. № 1. P. 13-34.
- Árnason K., Karlsdóttir R., Eysteinnsson, H. et al.* The resistivity structure of high-temperature systems in Iceland // Proc. World Geothermal Congress. Kyushu-Tohoku, Japan, 2000. P. 923-928.
- Arnorsson S.* Geothermal systems in Iceland: structure and conceptual models — I. High-temperature areas // Geothermics. 1995. V. 24. № 5/6. P. 561-602.
- Beblo M., Bjornsson A.* Magnetotelluric investigation of the lower crust and upper mantle beneath Iceland // J. Geophys. 1978. V. 45. № 1. P. 1-16.
- Beblo M., Bjornsson A.* A model of electrical resistivity beneath NE-Iceland, correlation with temperature // J. Geophys. 1980. V. 47. № 1. P. 184-190.
- Beblo M., Bjornsson A., Árnason, K. et al.* Electrical conductivity beneath Iceland — constraints imposed by magnetotelluric results on temperature, partial melt, crust and mantle structure // J. Geophys. 1983. V. 53. № 1. P. 16-23.
- Bjornsson A., Eysteinnsson H., Beblo M.* Crustal formation and magma genesis beneath Iceland: magnetotelluric constraints // Geological Society of America Special Paper. 2005. V. 388. P. 665-686.
- Cumming W., Mackie R.* Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history // Proc. World Geothermal Congress, Bali, 2010.
- Elders W.A., Fridleifsson G.O.* The Science Program of the Iceland Deep Drilling Project (IDDP): a study of supercritical geothermal resources // Proc. World Geothermal Congress, Bali, Indonesia. 2010.
- Eysteinnsson H., Árnason K., Flovenz G.* Resistivity methods in geothermal prospecting in Iceland // Orkustofnun, Grensasvegur. Reykjavik, Iceland. 1993. № 9. 108 p.
- Eysteinnsson H., Hermance, J.F.* Magnetotelluric measurements across the eastern neovolcanic zone in South Iceland // JGR. 1985. V. 90 B12. № 10. P. 10093-10103.
- Flóvenz O.G., Georgsson L.S., Árnason K.* Resistivity Structure of the Upper Crust in Iceland // JGR. 1985. V. 90 B12. № 10. P. 136-150.
- Flóvenz O.G., Samundsson K.* Heat flow and geothermal processes in Iceland // Tectonophysics. 1993. V. 225. № 1. P. 123-138.
- Foulger G.R.* The Hengill triple point, SW Iceland, 1, Tectonic structure and the spatial and temporal distribution of local earthquakes // JGR. 1988a. V. 93. № 13. P. 493-506.
- Foulger G.R.* The Hengill triple point, SW Iceland, 2, Anomalous earthquake focal mechanisms and implications for process within the geothermal reservoir and at accretionary plate boundaries // J. Geophys. Res. 1988b. V. 93. № 13. P. 507-523.
- Foulger G.R., Miller A.D., Julian B.R., Evance J.R.* Three-dimensional Vp and Vp/Vs structure of the Hengill triple junction and geothermal area, Iceland, and the repeatability of tomographic inversion // Geophys. Res. Lett. 1995. № 22. P. 1309-1312.
- Foulger G.R., Toomey D.R.* Structure and Evolution of the Hengill-Grensdalur Volcanic Complex, Iceland: Geology, Geophysics, and Seismic Tomography // JGR. 1989. V. 94 B12. № 17. P. 511-522.
- Gasperikova E., Newman G., Feucht D., Árnason K.* 3D MT characterization of two geothermal fields in Iceland // GRC Trans., 2011. V. 35. P. 1667-1671.
- Gebrande H., Miller H., Einarsson P.* 1980. Seismic structure of Iceland along the RRISP-77 profile // J. Geophys. 1980. V. 47. P. 239-249.
- Gudmundsson A.* Formation of crustal magma chambers in Iceland // Geology. 1986. V. 14. № 1. P. 164-166.
- Gudmundsson A.* Formation and mechanisms of magma reservoirs in Iceland // Geophys. J. R. astr. Soc. 1987. V. 91. № 1. P. 27-41.
- Hermance J.F.* Crustal genesis in Iceland: Geophysical constraints on crustal thickening with age // Geophys. Res. Lett. 1981. № 8. P. 203-206.
- Hermance J.F., Grillo L.R.* Constraints on temperatures

- beneath Iceland from magnetotelluric data // Phys. Earth Planet. Int. 1974. V. 8. № 1. P. 1-12
- Hersir G.P., Bjornsson A., Pedersen L.B.* Magnetotelluric survey across the active spreading zone in southwest Iceland // J. Volc. Geoth. Res. 1984. № 20. P. 253-265.
- Jousset P., Haberland C, Bauer K., Arnason K.* Detailed structure of the Hengill geothermal volcanic complex, Iceland, inferred from 3-D tomography of high-dynamic broadband seismological data // Proc. World Geothermal Congress, Bali, Indonesia. 2010. (CDR. 9 p.)
- Menke W., Brandsdotir B., Einarsson P., Bjarnason I.T.* Reinterpretation of the RRISP-77 Iceland shear-wave profiles // Geophys. J. Int. 1996. № 126. P. 166-172.
- Oskooi B., Pedersen L. B., Smirnov M. et al.* The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland // Phys. Earth Planet. Int. 2005. № 150. P. 183-195.
- Pavlenkova N.I., Zverev S.M.* Seismic modeling of the Icelandic crust // Geologische Rundschau. 1981. V. 70. № 1. P. 271-281.
- Spichak V.V.* Imaging of volcanic interior with MT data // 3D Electromagnetics / Eds. B. Spies and M. Oristaglio. SEG Publ. GD7, Tulsa, USA. 1999. P. 418-425.
- Spichak V.V.* Three-dimensional interpretation of MT data in volcanic environments (computer simulation) // Annali di Geofisica. 2001. V. 44. № 2. P. 273-286.
- Spichak V.V.* Advanced three – dimensional interpretation technologies applied to the MT data in the Minamikayabe thermal area (Hokkaido, Japan) // Ext. Abstr. 64th EAGE Conference, Florence, Italy. 2002. P. 243-246.
- Spichak V.V.* Modelling of Magnetotelluric Fields in 3-D Media // V. Spichak (Ed.) «Electromagnetic Sounding of the Earth's Interior». Elsevier, Amsterdam, 2007. P. 317-355.
- Spichak V.V.* Application of ANN based techniques in EM induction studies // «The Earth's Magnetoic Interior», IAGA Special Sopron Book Series, Springer. 2011. V. 1. P. 19-30.
- Spichak V.V., Borisova V., Fainberg E. et al.* Three-dimensional electromagnetic tomography of Elbrus volcanic center based on magnetotelluric and satellite data // Singh, B. (Ed.) «Electromagnetic phenomenon related to earthquakes and volcanoes». Narosa Publ. House, New Delhi, India, 2008. P. 185-193.
- Spichak V.V., Yamaya Y., Mogi T.* ANN modeling of 3D conductivity structure of the Komagatake volcano (Hokkaido, Japan) by MT data // Extended Abstr. MEEMSV Workshop, La Londe Les Maures, France. 2004. P. 22-24
- Tryggvason A., Rognvaldsson S.Th., Flovenz O.G.* Three-dimensional imaging of P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath Southwest Iceland // Geophys. J. Int. 2002. № 151. P. 848-866.

QUASI-3D GEOELECTRICAL MODEL OF THE HENGILL VOLCANOC COMPLEX (ICELAND)

V.V. Spichak, A.G. Goidina, O.K. Zakharova

Geoelectromagnetic Research Centre IPE RAS, 142190, Troitsk, Moscow Region

Application of the neuronet based technology of the joint inversion of the MT/TDEM data allowed building the deep quasi-3D resistivity model of the Hengill volcanic complex. This model allows suggesting that the heat sources in the upper crust of the region are formed by upwelling of hot partly melt materials from the mantle, their accumulation in the shallow reservoirs and further leakage of the melt magma in the reologically weak layer at depths 5-15 km.

Comparative analysis of the deep sub-meridional resistivity cross-sections of the volume model confirms the hypothesis on migration of active volcanism from the Grensdalur geothermal zone to Hengill Volcano along the secondary Olkelduhals tectonic structure.

Penetration of magma in the permeable layers of the upper crust results in formation at small depths of well conducting dikes and intrusions, the temperature of which could reach 1100° C. Cooling of high temperature magma can lead to the tensions in the surrounding rocks, which, in turn, result in fracturing and seismicity. Comparison between resistivity cross-sections and location of the earthquake hypocenters makes it possible to conclude that this is the most probable mechanism of seismicity.

Keywords: resistivity model, volcano, geothermal zone, electromagnetic sounding.