

**КОМПЛЕКСНЫЕ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
СТРОЕНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД  
КАМЧАТКИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Ордена Трудового Красного Знамени Институт вулканологии

КОМПЛЕКСНЫЕ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
СТРОЕНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД  
КАМЧАТКИ

4387  
Ответственный редактор

В.М. СУГРОБОВ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



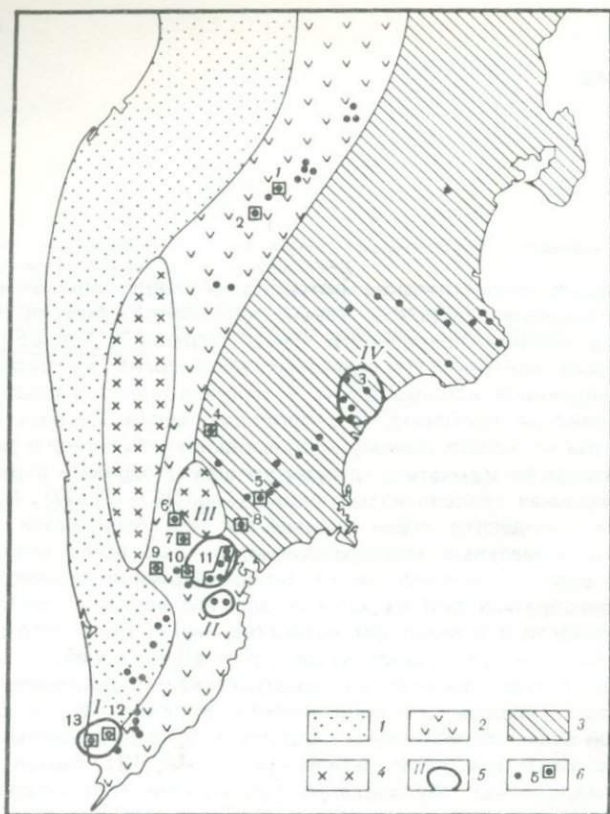


Рис. 1. Главные структурно-фациальные зоны (по Г.М. Власову, В.А. Ярмолюку [13]) и распределение основных проявлений гидротерм Камчатки

Зоны: 1 — Западно-Камчатская; 2 — Центрально-Камчатская; 3 — Восточно-Камчатская; 4 — Срединный массив; 5 — геотермальные районы: I — Паужетский, II — Мутновский, III — Паратунский, IV — Семейчикский (по В.И. Белоусову [7]), 6 — месторождения термальных вод (в рамках — изученные геофизическими методами): 1 — Анавайское; 2 — Эссовское; 3 — Долина Гейзеров; 4 — Пушинское; 5 — Налачевское; 6 — Малкинское; 7 — Начикинское; 8 — Авачинская площадь; 9 — Апачинское; 10 — Большебанное; 11 — Паратунское; 12 — Паужетское, 13 — Кошелевское

В настоящее время на Камчатке известны 158 групп термопроявлений, среди которых около 100 имеют температуру свыше  $60^{\circ}\text{C}$  на глубине до 1500 м, а 17 — выше  $90^{\circ}\text{C}$ . Некоторые из терм выводят на поверхность пароводяную смесь с теплосодержанием, превышающим теплосодержание воды при температуре кипения. Это источники Долины Гейзеров, Паужетки, Больших Банных. Термальные источники приурочены преимущественно к Восточному и Центральному вулканическим поясам, к раннечетвертичному вулканическому району Срединного хребта (рис. 1).

Трещинно-жильный характер циркуляции термальных вод, мощный чехол рыхлых четвертичных отложений делают необходимым применение геофизических методов исследований. Мировой опыт показывает, что отсутствие детальных геофизических работ сдерживает геотермальную разведку. Неудачи в разбурировании геотермального поля Бака в каль-

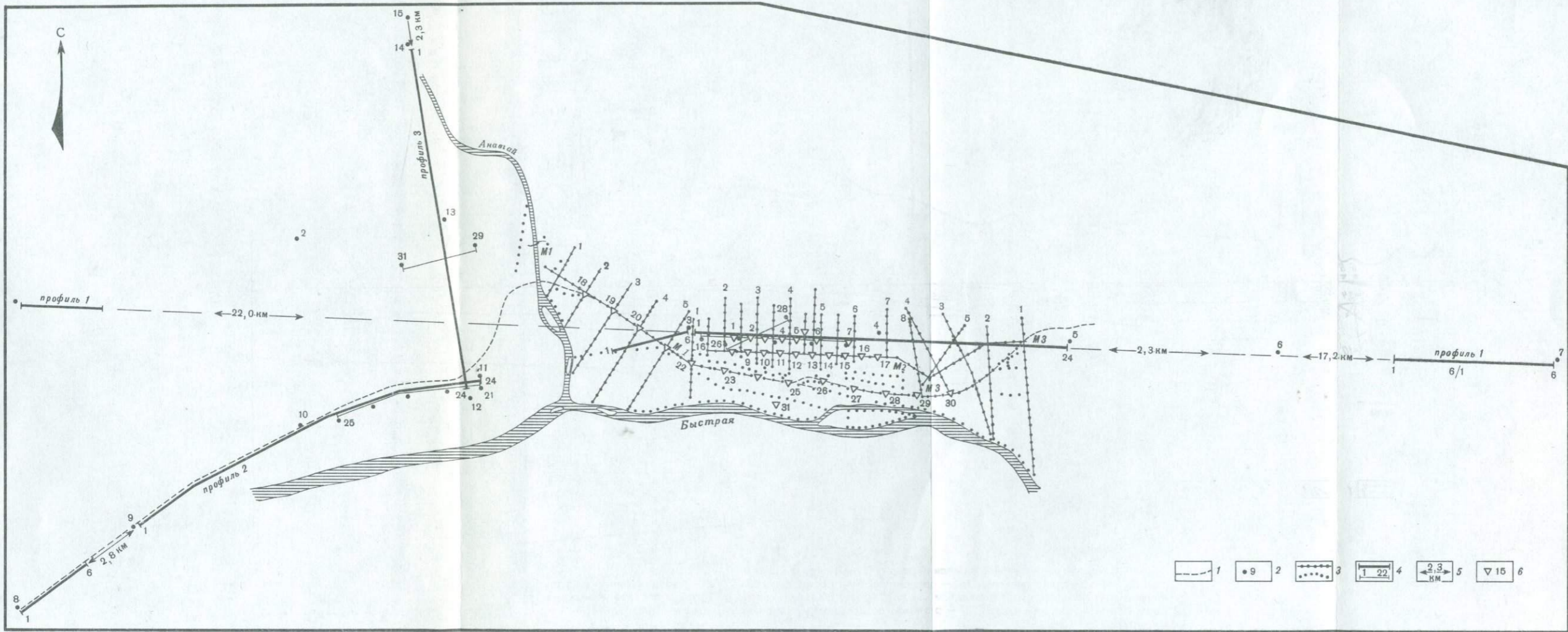


Рис. 29. Схема расположения пунктов геофизических наблюдений на Анавгайском геотермальном месторождении

1 — дорога; 2 — пункты взрыва; 3 — профили и точки магнитных измерений; 4 — сейсмические профили (основные и дополнительные); 5 — удаление пунктов взрыва (внемасштабное); 6 — точки ВЭЗ

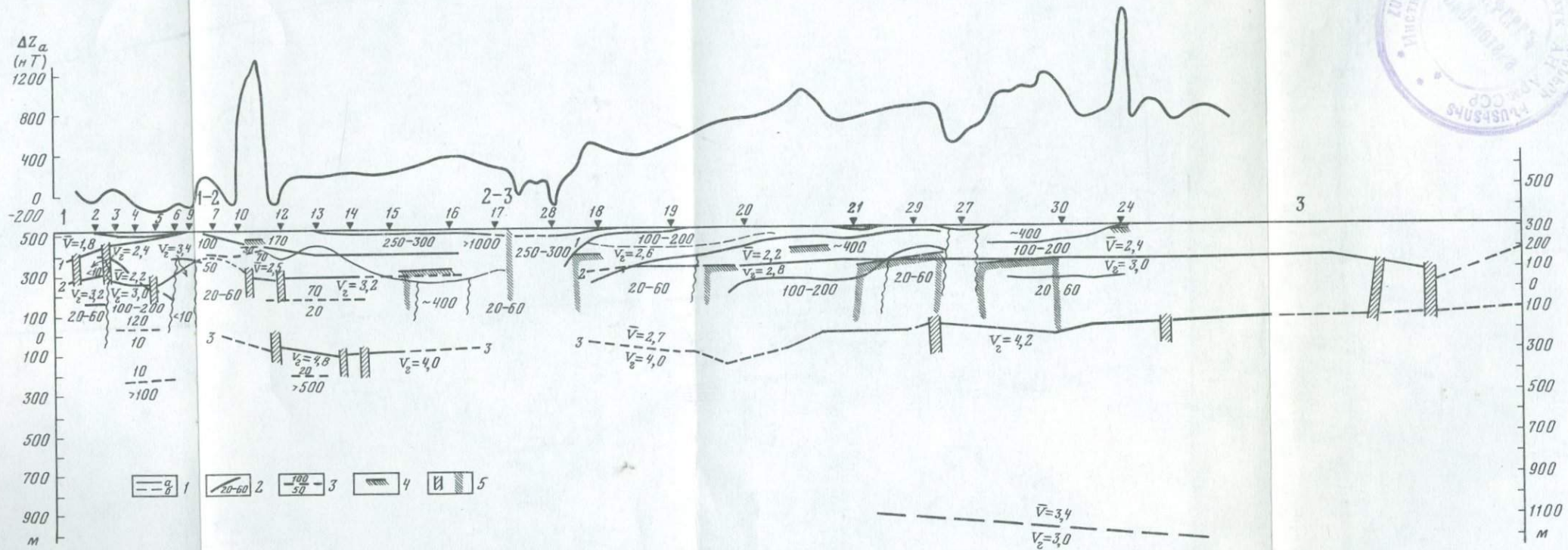


Рис. 49. Сводный геолого-геофизический разрез Пушинской площади

1 — сейсмические границы (а — уверенные, б — предполагаемые); 2 — геоэлектрические границы и значения сопротивлений в Ом · м по данным ВЭЗ; 3 — то же по данным ИЧЗ; 4 — верхние кромки магнитоактивных тел; 5 — разломы по данным сейсморазведки и магниторазведки; 1—3 — магистрали

дере Вэллис (США) при несомненном наличии там термальных вод обусловлены трудностями в определении места заложения скважин без детальных геофизических исследований [57]. Приведенный пример показывает, что геотермальная разведка продолжает оставаться трудной, особенно в вулканических районах.

В данной работе проанализирован опыт геофизических исследований геотермальных месторождений различных вулканических провинций мира и Камчатки (гл. I). Выбранный комплекс методов был использован авторами при изучении трех месторождений термальных вод на Камчатке: Эссовского, Анавгайского и Пущинского (гл. II). На основе полученных геофизических материалов и результатов геологических и гидрогеологических исследований были заложены скважины, обеспечившие возможность промышленной эксплуатации названных месторождений (гл. III). Особое значение имеет освоение Эссовского и Анавгайского месторождений, поскольку оно позволило бы кардинально улучшить условия жизни поселков Крайнего Севера.

Геофизические работы были выполнены коллективом Лаборатории региональной геофизики Института вулканологии ДВНЦ АН СССР в 1976—1981 гг.

Авторы приносят искреннюю благодарность всем сотрудникам, принимавшим участие в полевых работах и обеспечившим высокое качество первичного материала: В.А. Пасечко, Е.С. Прибылову, В.П. Кузнецовой, И.Л. Беловой, В.А. Казакову и другим, а также геологам Камчатского управления по использованию глубинного тепла Земли, непосредственный контакт с которыми способствовал успешному решению поставленных задач, — Ю.Ф. Манухину, М.Н. Ерохину, А.А. Захарову.

Глубокой признательности заслуживает работа по оформлению рукописи сотрудников Института вулканологии А.Д. Чернявской, В.А. Подтабачного, Л.И. Ананьевой, Л.К. Шаруновой, В.А. Есичевой, Л.И. Колосковой.

Особо благодарны авторы канд. геол.-минерал. наук В.М. Сугророву, взявшему на себя труд редактирования.

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### ФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение физических свойств горных пород необходимо при проведении практически всех видов геофизических работ, и особенно тех, которые направлены на поиски полезных ископаемых, в том числе термальных вод.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых являются сложной функцией, зависящей от очень многих параметров, связанных с условиями формирования и всеми последующими процессами изменения и преобразования пород.

Основные факторы, определяющие закономерное изменение физических свойств горных пород [16], — минералогический и химический состав, структурно-текстурные особенности, степень диагенеза и метаморфизма, возраст, водообильность и степень минерализации воды, температура, давление.

Последние четыре фактора, имея самостоятельное значение, во многом также определяют степень диагенеза и метаморфизма.

При разведке месторождений термальных вод выбор комплекса геофизических методов, особенно в районах, перекрытых мощной толщей рыхлых отложений, базируется на правильной оценке влияния термальных вод на физические свойства пород коллектора. Изменения физических свойств пород коллектора вызываются различными физическими и химическими процессами, происходящими под влиянием длительного взаимодействия вода — порода. Вопрос о влиянии термальных минерализованных вод на химический и минералогический состав пород коллектора изучен с различных сторон с большой степенью детальности и широко представлен в многочисленных трудах советских и зарубежных авторов, что позволяет нам подробно его не рассматривать.

Причиной таких изменений могут быть в основном три фактора — температура, химическая активность термальных вод и их количество. Кроме того, в зависимости от названных факторов, термальные воды оказывают существенное влияние на величины наблюдаемых геофизических аномалий в качестве самостоятельного геофизического объекта.

Структура геофизических полей также связана с геометрическими параметрами зон циркуляции свободных подземных вод, зависящими от конкретной структурно-тектонической обстановки района. Свободные гравитационные воды в складчатых областях, сложенных изверженными, метаморфическими и сильно метаморфизованными осадочными породами в большинстве случаев трещинно-жильные и приурочены к участкам трещиноватых и рассланцованных пород в зонах тектонических разломов и нарушений, к контактовым зонам, а также к жильным и дайковым образованиям. Эти воды имеют локальный характер площадного развития, но распространяются на значительную глубину, составляющую сотни и тысячи метров.

Месторождения термальных вод Камчатки — типичные представители

месторождений трещинно-жильного типа, циркуляция воды в которых происходит по системе трещин, почти не распространяясь за пределы нарушений. Следствие этого — отсутствие заметных гидротермальных изменений в "сухих" породах уже на незначительном удалении от зоны контакта.

Несколько более сложен вопрос о влиянии температуры на степень изменения пород. Для ответа на него необходимо знать, по крайней мере, градиент температуры в "сухих" породах в направлении от водопроницающих трещин, т.е. знать, на каком расстоянии от зоны контакта термальных вод и "сухих" пород температура может существенно влиять на свойства пород. Многочисленные термические исследования, проведенные в районах очагов разгрузки гидротермальных систем Камчатки и других районов, показали, что вследствие прогрева пород восходящими водами, эти районы характеризуются аномальным термическим режимом с резким изменением температуры пород по площади в зависимости от удаленности источника нагрева. Например, на Больших Банных источниках на глубине 0,7 м на расстоянии 0,5 м от грифона температура равна  $65^{\circ}\text{C}$ , на расстоянии 1,0 м —  $42^{\circ}\text{C}$ , на расстоянии 2,0 м —  $32^{\circ}\text{C}$  [33]. Аналогичную картину площадного распределения температур дают и остальные замеры. Если предположить, что подобную температурную зависимость, отличающуюся градиентом  $T^{\circ}\text{C}$ , можно распространить на всю толщу пород, находящуюся в зоне контакта с термальными водами, то уже на расстояниях, не превышающих первые проценты от мощности зоны циркуляции термальных вод, можно ожидать, что температура на данной глубине приобретает практически постоянное значение, определяемое средним температурным градиентом данного района.

Таким образом, изменение пород под действием термальных вод и особенно температуры происходит в зоне циркуляции термальных вод и в маломощной приконтактной зоне "сухих" пород. Поэтому аномалии геофизических полей (как динамических, так и статических), связанные с гидротермально измененными породами, приурочены либо к участкам современной миграции термальных вод, либо к участкам, где породы служили коллектором термальных вод в прошлом.

Гидротермальные изменения пород находят свое отражение в геофизических аномалиях. При этом различие аномалий над измененными и неизменными разностями одних и тех же пород зависит от степени воздействия гидротерм на физические свойства породы, определяющие конкретное геофизическое поле. Наиболее существенную зависимость проявляют свойства, определяющие электрические, магнитные и скоростные аномалии.

*Магнитные свойства.* Из магнитных свойств горных пород наибольший интерес для непосредственного решения большинства геологических задач представляет магнитная восприимчивость  $k$  и остаточная намагниченность  $I_n$ . Оба эти свойства обусловлены присутствием в породе ферромагнитных минералов. Породообразующие минералы в основной массе парамагнитны, имеют очень низкую магнитную восприимчивость, характеризуются отсутствием остаточной намагниченности и практически не влияют на интенсивность магнитных полей.

Многочисленные исследования показывают, что на величину магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности горных пород оказывают основное влияние следующие факторы: 1) количество ферромагнитных минералов, входящих в породу; 2) магнитная восприимчивость ферромагнитных минералов, зависящая от химического состава, строения кристаллической решетки и размера зерен минералов; 3) характер расположения зерен ферромагнитного минерала в породе; 4) величина  $I_n$ , кроме

того, зависит от возраста горных пород и характера физического процесса, приводящего к ее образованию.

О количестве железа, входящего в состав изверженных горных пород, можно судить по содержанию в них окислов двух- и трех-валентного железа. Обычно содержание  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  возрастает от 1% в наиболее кислых породах до 15% в ультраосновных. В изверженных породах железо входит в состав наиболее распространенных цветных минералов — роговой обманки, пироксенов, биотита и оливина, а также выделяется в виде магнетита, пирротина и других железистых минералов.

Из ферромагнитных минералов в горных породах наиболее широко распространены магнетит, реже — титаномагнетит. Однако литературные данные показывают, что содержание ферромагнетиков в одинаковых породах — величина весьма непостоянная и колеблется в достаточно широких пределах, причем общих зависимостей между минералогическим составом или возрастом породы и содержанием магнетита не устанавливается. Так, по измерениям Л.Д. Берсудского [10] проведенным на образцах неизменных пироксенитов и перидотитов одного из месторождений Урала, содержание магнетита составляет в среднем 0,15%, изменяясь от 0 до 1,2%. Аналогичные данные приводит В.В. Ляхович [24] для гранитоидных массивов, где содержание магнетита колеблется от 0,001 до 1–2%.

Не останавливаясь подробно на результатах проведенных исследований, можно, основываясь на литературных данных, отметить следующее:

1. Среди минералов, обладающих ферромагнитными свойствами; наибольшее распространение имеет магнетит.

2. Содержание магнетита и других ферромагнитных минералов возрастает с увеличением основности пород.

3. Во всех группах изверженных пород (кислых, средних, основных) наблюдаются значительные колебания количества магнетита; в каждой из групп магнетит может отсутствовать.

4. Магнетит выделяется в разных генерациях как в виде мельчайших пылеобразных частиц, так и в виде хорошо ограненных кристаллов различных размеров.

В зависимости от указанных факторов магнитная восприимчивость изверженных пород изменяется в очень широких пределах от 0 до  $50\,000\text{--}60\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ.

При этом характерно увеличение пределов изменения средней магнитной восприимчивости с увеличением основности пород: магнитная восприимчивость гранитов изменяется в пределах от 0 до 3000, гранодиоритов 0–6000, диоритов 0–12 000, габбро 0–20 000, пироксенитов и перидотитов  $0\text{--}40\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ.

Аналогичная картина наблюдается в группе эффузивных пород, где пределы изменения магнитной восприимчивости от  $0\text{--}200 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ в кислых разностях возрастают до  $0\text{--}20\,000$  в основных.

О количестве и составе ферромагнитных минералов в метаморфических горных породах данных существенно меньше. Здесь также преимущественно развит магнетит и в некоторых породах встречается мартит. Количественное их содержание изменяется в очень широких пределах и зависит как от особенностей процесса метаморфизма, так и от состава породы, подвергшейся метаморфизму.

Наиболее широкими пределами изменения магнитной восприимчивости характеризуются микрокристаллические сланцы и скарны (до значений  $40\,000$  ед. СГСМ). Слюдяные и роговообманковые кристаллические сланцы имеют наиболее низкую магнитную восприимчивость. Гнейсы,

амфиболиты, кварциты, роговики и мигматиты характеризуются довольно близкой магнитной восприимчивостью от  $0-300 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ до  $3000-6000 \cdot 10^{-6}$ ; но среди этих пород преобладают слабомагнитные разности [16].

Все разновидности осадочных пород в подавляющем большинстве случаев очень слабомагнитны. Ферромагнитные минералы входят в их состав в количестве сотых и десятых долей процента и встречаются в двух формах: в виде зерен размером от 0,01 до 2 мм, относимых к песчано-алевролитовой фракции, и в виде тонкодисперсной вкрапленности размером от долей микрона до нескольких десятков микрон, относимой к глинистой фракции.

Наиболее низкой магнитной восприимчивостью характеризуются карбонатные и гидрохимические осадки ( $0,6 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ); более высокой глинистые породы ( $10-14 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ) и песчаники ( $14-15 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ).

Устанавливается связь намагниченности горных пород с историей геологического развития регионов; это определяет различный генезис пород и разные условия кристаллизации магнетита, а также его дальнейшую перекристаллизацию, разложение или вынос. Гидротермальное изменение пород, представленное серицитизацией и окварцеванием, ведет к понижению магнитных свойств, так как при этом происходит разрушение магнетита. Вторичные кварциты, образующиеся при гидротермально метасоматическом изменении магматических пород, почти немагнитны, хотя первичные породы были магнитными.

Изменение магнитных свойств пород (уменьшение  $k$ ) в зонах растека термальных вод связано с выносом или замещением ферромагнитных соединений в процессах выщелачивания и переотложения. Об этом свидетельствует наличие значительных по размеру площадей обедненных вмещающих пород и образование железистых осадков в зоне смешения глубинных вод с поверхностными. Исследование устойчивости основных породообразующих минералов при воздействии термальных вод на вмещающие породы показало, что "обеление пород в современных вулканических областях происходит при их взаимодействии с кислыми и слабокислыми водами вследствие избирательного выщелачивания железа из породообразующих минералов. При любом исходном минеральном составе породы результатом этого процесса является образование кварца" [27]. Кроме этого, происходит процесс "вымывания" железа из материнской породы термальными водами, уносящий до 70% железа из неизмененных пород [38].

Многочисленные данные измерений магнитной восприимчивости, приведенные в отчетах по разведке гидротермальных месторождений, позволяют сделать следующие выводы:

1. Магнитные свойства пород в основном отражают степень их гидротермального изменения.
2. Характерной особенностью большинства месторождений является различная степень гидротермальных изменений.
3. Породы, обладающие некоторой поровой проницаемостью, в результате гидротермальной переработки приобретают больший разброс магнитной восприимчивости в отличие от пород, не обладающих поровой проницаемостью.

4. Водонасыщенность пород почти не оказывает влияния на их магнитные свойства: отрицательные магнитные аномалии характерны как для современных гидротермальных систем, так и для древних.

Из всего сказанного о магнитных свойствах можно сделать основной вывод: участки гидротермально измененных пород практически всегда

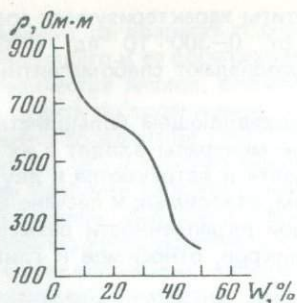


Рис. 2. Зависимость сопротивления песка от влагонасыщенности (по И.М. Зайцеву [18])

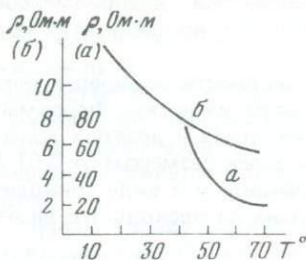


Рис. 3. Зависимость сопротивления от температуры почвы (а) и воды (б) Апачинских источников (по И.М. Зайцеву [17, 19])

выражаются пониженным (относительно соседних участков) магнитным полем, морфология которого в каждом случае различна и зависит от конкретных геологических условий.

*Удельное электрическое сопротивление горных пород.* Удельное электрическое сопротивление горных пород изменяется от единиц до миллионов Ом · м. При этом для большинства петрографических разновидностей изверженных, метаморфических и осадочных пород характерен очень широкий диапазон его изменений.

Механизм электропроводности горных пород может быть ионным и электронным, причем последний имеет чаще всего второстепенное значение, так как породообразующие минералы характеризуются очень высоким удельным сопротивлением.

Величина сопротивления пород при полном отсутствии в них влаги составляет  $10^5 \div 10^8$  Ом · м и зависит от сопротивления породообразующих минералов.

Среди неизменных интрузивных пород наблюдается увеличение удельного сопротивления от кислых разновидностей к основным (от  $10^3$  Ом · м у гранита до  $10^5$  Ом · м у перидотита). Аналогичная закономерность наблюдается и для палеотипных эффузивов. Сравнивая эти данные с удельным сопротивлением "сухих" образцов, можно видеть, что при максимальной капиллярной влажности состав минералов мало сказывается на удельном сопротивлении пород.

Электропроводность породы при обычных температурах определяется количеством присутствующей в ней воды, соленостью воды и характером ее распределения в природе.

Примером зависимости сопротивления пород от влагонасыщенности могут служить результаты, полученные на модели, где порода была представлена песком, а рассол имел следующие параметры:  $T^{\circ}C = 5 \div 7$ ;  $M = 0,05$  г/л (рис. 2).

Приведенный график показывает, что скорость изменения сопротивления породы при насыщении ее рассолом весьма велика и, по-видимому, уже при величинах влагонасыщенности более 40% перестает зависеть от сопротивления собственно породы, а начинает отражать сопротивление раствора.

Водообильность кристаллических пород определяется наличием в них связанных (капиллярных) и свободных (гравитационных) вод. Породы

Таблица 1

Порода	Влагоемкость, %		
	min	max	среднее
Граниты	0,07	2,90	0,78
Сиениты	0,14	1,95	0,69
Диориты	0,47	0,66	0,57
Диабазы	0,25	0,58	0,45
Габбро-пикриты	0,08	0,35	0,22
Пироксениты	0,02	0,69	0,36
Перидотиты	0,08	0,30	0,17
Гнейсы	0,03	2,94	0,68
Амфиболиты	0,13	0,80	0,37

с плотнокристаллической структурой, к которым относятся интрузивные, палеотипные эффузивные и большинство метаморфических, характеризуются низкой пористостью, изменяющейся от 0,5 до 5%. Пористость кайнотипных эффузивов достигает 20–30%. По данным Л.Я. Нестерова [31], от кислых к основным породам наблюдается уменьшение влагоемкости (табл. 1).

Величина удельного сопротивления для петрографически одинаковых пород зависит от степени минерализации насыщающих их растворов.

Особенно это заметно в районах месторождений термальных вод, где электрическая и химическая активность вод повышается под влиянием температуры. Это подтверждается многочисленными экспериментами как в лабораторных, так и в природных условиях. В качестве примера можно привести результаты измерений, выполненных И.М. Зайцевым и соавторами [18] при комплексных геофизических исследованиях в районе Апаинских термопроявлений на Камчатке в 1971 г.

По горячему ручью симметричной расстановкой с разносом питающих электродов 5 м, ориентированной вкост русла, были измерены сопротивления почвы, прогретой и частично насыщенной термальными водами (рис. 3, а):

$t^{\circ}\text{C}$	$\rho_k$
70	20,4
58	20,6
53	31,7
50	47,0
46	66,6
40	76,3

Кроме этого, была получена зависимость сопротивления воды Апаинских источников с минерализацией  $M = 0,6$  г/л от температуры (рис. 3, б).

На графиках, приведенных на рис. 3, а, б, видно, что сопротивление породы определено связано с сопротивлением насыщающего ее раствора, экспоненциально убывающим при повышении температуры.

В еще большей степени сопротивление влагонасыщающих пород определяется количеством и составом растворенных в воде солей. Как можно видеть на графике (рис. 4), удельное сопротивление термальной воды уменьшается по линейному закону по мере возрастания степени минерализации при любом солевом составе, и характерное для складчатых районов изменение степени минерализации вод от 0,01 до 1 г/л может привести к

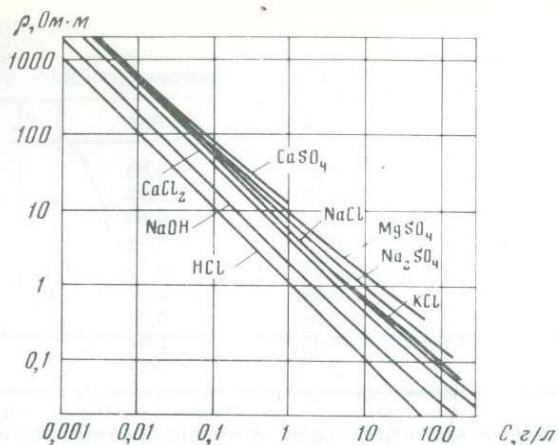


Рис. 4. Зависимость удельного электрического сопротивления растворов от степени их минерализации [14]

изменению их удельного сопротивления в 100 раз. Зависимость изменения удельного сопротивления от изменения состава приведена на том же рис. 4. Хорошо видно, что при одной и той же концентрации в воде KCl,  $\text{CaSO}_4$  —  $\text{CaCl}_2$  или NaCl сопротивление воды отличается очень незначительно, а сопротивление раствора HCl в 5–6 раз меньше.

На графиках рис. 3 и 4 видно, что на удельное сопротивление воды влияет главным образом степень минерализации воды и значительно меньше — солевой состав и температура.

Коротко рассмотрим влияние включений минералов с электронной проводимостью на проводимость породы. Такое влияние существенно сказывается только в том случае, когда зерна минералов тесно соприкасаются между собой. При этом сопротивление меняется на несколько порядков, даже если объем включений составляет всего несколько процентов от объема породы.

Наиболее распространенными в породах минералами, обладающими электронной проводимостью, являются магнетит, графит, а в пределах рудных месторождений — сульфидные минералы.

Однако, как уже указывалось в разделе о магнитных свойствах, в районах распространения гидротермально измененных пород происходит вымывание железистых минералов, что сводит вероятность электронной проводимости пород почти к нулю. Это дает возможность говорить о том, что "сухие" гидротермально измененные породы по электрическим свойствам должны быть либо близки к неизменным "сухим" породам, либо обладать несколько большим сопротивлением в том случае, когда измененные "сухие" породы обладают электронной проводимостью.

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. В районах гидротермальных месторождений минимальным сопротивлением обладают породы, насыщенные термальными минерализованными водами.

2. Величина сопротивления связана с тремя независимыми факторами: температурой, минерализацией и влагонасыщенностью.

3. Все эти величины действуют в одном направлении — при увеличении любой из них сопротивление породы уменьшается, но в разной степени.

4. Минимальными сопротивлениями могут также обладать "сухие" породы, обладающие электронной проводимостью, в частности метаморфические сланцы с высокой степенью графитизации.

5. Сопротивления "сухих" гидротермально измененных пород близки или даже превышают сопротивления неизмененных пород.

*Скорость распространения упругих волн в горных породах.* Скорость распространения упругих волн в горных породах изменяется в пределах от 1000—7500 до 1000 м/с в наиболее верхней части разреза, так называемой "зоне малых скоростей".

Скоростные характеристики каждого конкретного разреза определяются по данным сейсморазведки и каротажа. Полученные при этом значения являются некоторыми эффективными скоростями и в большинстве случаев не могут быть использованы для выяснения зависимости между скоростью распространения упругих волн и составом, структурой и генезисом породы.

В настоящее время для определения в породах скорости волн широко применяется метод ультразвукового просвечивания, результаты которого рассматриваются, в первом приближении, как истинные значения скорости продольных волн в данной породе при нормальных давлении и температуре. В результате многочисленных исследований как в Советском Союзе, так и за рубежом было установлено:

1. Скорости упругих волн увеличиваются от кислых разностей интрузивных пород к основным и ультраосновным, т. е. имеется зависимость между скоростью и минералогическим составом пород.

2. Скорости упругих волн в интрузивных породах близкого минералогического состава могут значительно различаться.

Для метаморфических пород пределы изменения скоростей очень широки, особенно в кристаллических сланцах (2200—7100 м/с) и гнейсах (1300—7600 м/с).

Измерения скорости упругих волн в метаморфических сланцах показали, что ее величина зависит от направления распространения упругой волны и при направлении, перпендикулярном плоскости расланцевания, имеет всегда меньшее значение, чем вдоль сланцеватости. В интрузивных и эффузивных породах, которые сланцеватостью не обладают, анизотропия скорости, по-видимому, вызывается микротрещиноватостью.

Исследование скоростей упругих волн при различных давлениях показывает, что с увеличением давления скорость резко возрастает, а затем выходит на горизонтальную асимптоту.

Таким образом, можно считать, что скорость распространения упругих волн в интрузивных и эффузивных породах зависит от состава и трещиноватости пород. Вблизи поверхности большее влияние на скорость оказывает трещиноватость, на глубине — состав пород.

На гидротермальных месторождениях трещинно-жильного типа участки миграции термальных вод характеризуются сильно трещиноватыми породами, поэтому в этих зонах можно предположить аномально пониженные значения скоростей. Однако вопрос о соответствии участка с аномально низкой скоростью гидротермоподводящему каналу решается далеко не однозначно и требует специальных исследований, так как понижение скорости может быть вызвано другими причинами. Исследование скоростей с помощью ультразвука показало [50], что в сильно измененных риолитах они выше, чем в неизмененных породах (что кажется несколько неожиданным, если судить по внешнему виду породы). Оказалось, что существует тесная корреляционная связь между скоростью сейсмических волн, степенью изменения пород и температурой. Это противоречит лаборатор-

Таблица 2

Физические свойства образцов из скважин Пущинского геотермального месторождения

Порода	Количество образцов	$\kappa, 10^{-6}$ ед. СГСМ				$I_n, 10^{-6}$ ед. СГСМ			
		max	min	среднее	s	max	min	среднее	s
Туфокремнистые породы фундамента скважина									
1	17	156	10	48	37	216	3,5	43	58
2	9	90	20	58	23	20	1,0	7,2	6,0
3	1	—	—	130	—	—	—	1,0	—
4	4	120	60	90	29	4	1,0	2,2	1,5
для всех скважин	32	156	10	60	36	216	1,0	26	47
Базальты (скв. 4)	2	1900	750	1325	805	350	50	200	210
Андезиты (лава)									
скв. 4	10	2570	680	1411	638	7040	280	1472	2054
для всех скважин	11	2570	190	1300	708	7040	200	1356	1986
Андезито-дациты скважина									
1	10	1389	454	781	383	1502	59	411	474
2	10	1124	320	648	252	3050	150	618	909
3	15	920	25	209	211	1480	50	371	469
4	3	920	130	606	419	190	6,0	85	94
для всех скважин	38	1389	25	506	373	3050	6,0	425	599
Дацит экстрезии									
скв. 2	2	860	670	765	134	2470	670	1545	1308
Туфобрекчия дацита									
скв. 2	7	790	270	471	170	2050	39	488	724
Кислый эффузив									
скв. 1	6	798	32	410	290	397	2	180	139

Примечание. Определения физических свойств сделаны в лаборатории Елизовской геофизической экспедиции Производственного геологического объединения Камчатгеологии.

ным опытам [40], согласно которым скорость продольных волн уменьшается с увеличением температуры. Однако эти опыты ставились в пористой среде, заполненной жидкостью, и температура опытов менялась, в то время как М. Хохштейн и Т. Хант наблюдали скорости вдоль границы между двух формаций, где физические свойства пород были изменены при длительном воздействии горячих минерализованных вод. Зоны изменений, связь которых с высокими температурами хорошо установлена, могут совпадать с областями, где меняются физические условия существования флюида; либо отделяется паровая фаза, либо активная циркуляция горячего флюида приводит к изменению минерального состава пород. Уменьшение скорости продольных волн на 15%, по данным Спенсера, может быть объяснено частичным плавлением пород, степень которого зависит от присутствия воды.

$\rho_k, \text{Ом} \cdot \text{м}$				$\sigma, \text{г/см}^3$				$V_p, \text{м/с}$			
max	min	сред- нее	s	max	min	сред- нее	s	max	min	сред- нее	s
1572	60	633	484	2,75	2,58	2,68	0,06	—	—	—	—
980	155	583	299	2,85	2,67	2,72	0,05	6000	4380	5205	472
—	—	950	—	—	—	2,72	—	—	—	5880	—
1544	334	855	510	2,75	2,68	2,71	0,03	5100	4720	4835	178
1544	60	764	722	2,85	2,58	2,70	0,05	6000	4380	5147	467
1425	226	825	840	2,64	2,58	2,61	0,04	5270	4150	4710	784
765	24	160	234	2,67	2,15	2,35	0,17	5100	2060	3375	887
765	22	160	230	2,67	2,15	2,35	0,16	5100	2060	3380	880
1000	72	379	334	2,56	2,16	2,40	0,14	—	—	—	—
320	9,5	73	95	2,46	2,09	2,32	0,12	4180	2400	3390	675
86	12	58	90	2,53	2,18	2,38	0,09	3900	2500	2900	474
29	23	26	4,2	2,35	2,27	2,30	0,04	3650	3070	3300	300
1000	9,5	160	243	2,56	2,09	2,36	0,11	4180	2400	3120	540
59	29	44	21	2,41	2,29	2,35	0,08	3660	3600	3630	42
29	9	20,6	9,4	2,35	2,07	2,20	0,08	3650	2800	3070	330
800	193	623	316	2,60	2,54	2,59	0,03	—	—	—	—

В результате длительного воздействия гидротермальных растворов на осадочные породы в зонах трещиноватости происходит вынос магнитных минералов (магнетита, пирита, пирротина) либо их замещение. Это приводит к изменению плотностных, упругих и магнитных свойств пород. Образуется вертикально слоистая среда, состоящая из различно измененных пород, которая должна отражаться в наблюдаемых физических полях.

*Плотности.* В зарубежных данных отмечалось, что существует эмпирическая корреляция между районами высокого теплового потока и гравитационными максимумами [45]. С помощью измерений образцов было показано [50], что с увеличением степени гидротермальных изменений значительно увеличивается плотность — на 0,3–0,4 г/см<sup>3</sup> по сравнению с неизменными породами того же состава. Имеются также сведения, что в процессе гидротермальных изменений из пород выносятся темноцветные

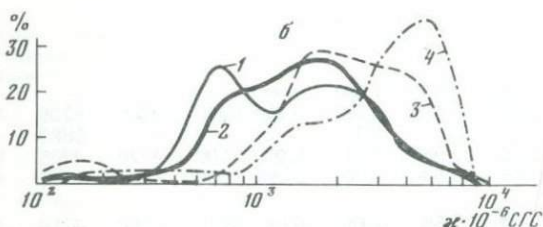
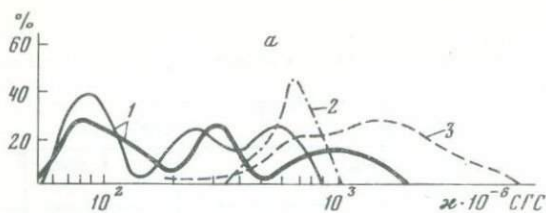


Рис. 5

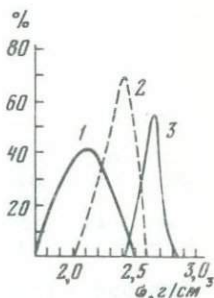


Рис. 6

Рис. 5. Вариационные кривые магнитной восприимчивости горных пород а — туфы месторождений: Большебанного (1), Паужетского (2), Паратунского (3); б — Паратунское месторождение: 1 — туфопесчаники; 2 — туфы различного состава; 3 — базальты; 4 — диоритовые порфиристы (по И.М. Зайцеву и др., 1969; фонды Камчатского производственного геологического объединения)

Рис. 6. Вариационные кривые плотности туфов разных месторождений: Паужетского (1), Большебанного (2), Паратунского (3) (по И.М. Зайцеву и др., 1969; фонды Камчатского производственного геологического объединения)

компоненты и плотность пород уменьшается. Привнос вещества из раствора несколько ее увеличивает. Конечный результат, видимо, зависит от длительности процесса и химического состава растворов.

Сделанный обзор показал, что уменьшение значений физических параметров при гидротермальном изменении пород проявляется достаточно широко, однако не имеет абсолютного характера, так как в ряде случаев наблюдаются обратные соотношения.

Месторождения термальных вод Камчатки характеризуются сходными геологическими разрезами. В основании, на глубинах около 1 км, залегают породы верхнемелового — палеогенового фундамента, представленные преимущественно песчаниками и т. п. Вариации физических свойств этих пород незначительны. Магнитная восприимчивость по измерениям на образцах Малкинской, Авачинской, Апачинской площадей изменяется от 0 до  $150 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ.

На территории Пушинского месторождения были отобраны образцы из четырех скважин. Значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составили в среднем  $(60 \pm 36) \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ и  $(26 \pm 47) \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ соответственно. Поскольку породы фундамента почти немагнитны, говорить о влиянии гидротермальных изменений на их магнитные свойства не имеет смысла. Весьма выдержанны и упругие свойства этих пород. Плотность составляет в среднем  $2,70 \pm 0,05$  г/см<sup>3</sup> для всех месторождений, где она измерялась. Скорость продольных волн, изменяясь от 4,3 до 6,0 км/с, равна в среднем  $5,2 \pm 0,5$  км/с (табл. 2). Наиболее изменчивой характеристикой пород фундамента на Пушинском месторождении является кажущееся сопротивление. В общем высокоомная толща (700—800 Ом · м) содержит отдельные образцы пониженного сопротивления (в случае сульфидного обогащения). Сходные в целом вели-

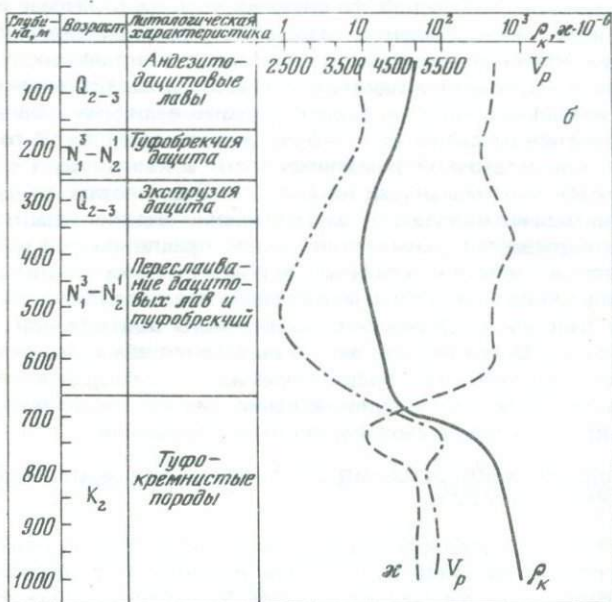
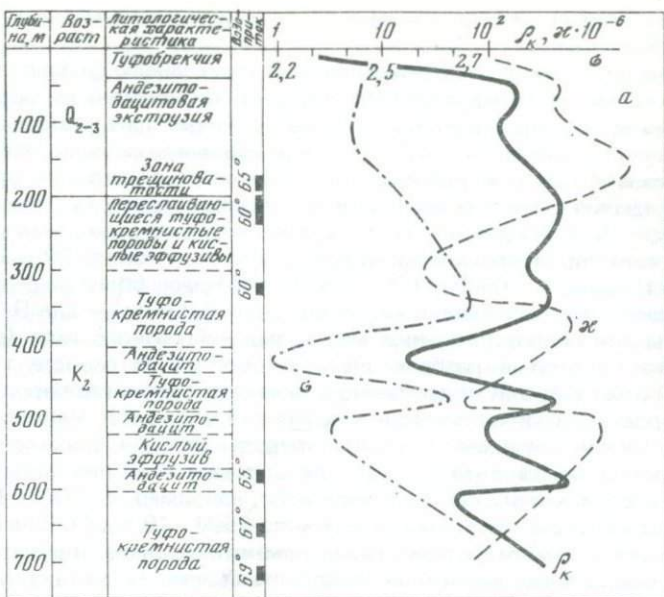


Рис. 7. Свойства горных пород Пущинского месторождения по скважинам 1 (а) и 2 (б)



4387

чины (400—2000 Ом · м) получены и на других гидротермальных месторождениях Камчатки.

Вышележащие толщи неогена сложены переслаивающимися туфами и туфобрекчиями различного состава, лавами и экструзивными породами. Такое строение обуславливает большое разнообразие физических свойств и не позволяет охарактеризовать толщу как единый комплекс. Магнитная восприимчивость туфов и туфобрекчий изменяется в широких пределах от месторождения к месторождению и в пределах одного месторождения (рис. 5, а, б). Для Эссовского гидротермального месторождения среднее значение магнитной восприимчивости туфов составляет около  $200 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ, для Пушино —  $\sim 500 \cdot 10^{-6}$ . Плотности туфов более выдержаны в пределах одного месторождения (2,1 — для Эссо,  $2,2 \text{ г/см}^3$  — для Пушино), но различны для гидротермальных месторождений разного типа (рис. 6). Несмотря на некоторый разброс значения физических свойств туфов и туфобрекчий неогена, они существенно отличаются от свойств пород фундамента (скорость сейсмических волн в туфах около 3 км/с). Магматические породы в ряде случаев имеют скорости продольных волн, близкие к значениям для пород фундамента, однако они отличаются от них повышенной магнитной восприимчивостью (для андезитов, например, до  $3000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ на Малкинском месторождении, около  $2500 \cdot 10^{-6}$  СГСМ на Пушинском). Вместе с тем гидротермальные изменения пород отчетливо отражаются в уменьшении магнитной восприимчивости. Те же андезиты, но измененные, могут иметь магнитную восприимчивость менее  $200 \cdot 10^{-5}$  ед. СГСМ для Пушинского, около  $60 \cdot 10^{-6}$  ед. СГСМ для Эссовского месторождения.

При рассмотрении изменений физических свойств в разрезе по скважинам Пушинского месторождения отмечаются сильные вариации свойств скв. 1, давшей обильные водопритоки в отличие от остальных — “сухих” — скважин (рис. 7). Для пород одинакового состава характеристикой неравномерности изменений свойств может служить величина среднеквадратического отклонения от среднего значения данного свойства. В то же время средние значения остаточной намагниченности и кажущегося сопротивления оказываются минимальными на скв. 2 и 3 для пород фундамента, на скв. 4 — минимально кажущееся сопротивление андезитов-дацитов. Таким образом подтверждается высказанное выше предположение об аномальности физических свойств измененных пород и при отсутствии термальных вод. Большая вариативность физических свойств в водообильной скважине, вероятно, не даст на поверхности существенного эффекта при измерении физических полей. Очевидно, что задача выделения зон измененных пород, связанных с современными гидротермами, требует тщательного учета структурных особенностей и сопоставления различных физических параметров, т. е. комплексности геофизических исследований.

#### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАНАХ

Угроза истощения углеводородного энергетического сырья в капиталистических странах вызвала значительное развитие исследований, направленных на освоение геотермальной энергии. Выявление новых геотермальных полей, в том числе не имеющих поверхностных термопроявлений, разведка гидротермальных месторождений невозможны без комплекса геофизических исследований. В ряде стран были приняты специальные правительственные программы, особенно интенсивно осуществлявшиеся в последнее десятилетие. Положительный опыт исследований по выявле-

нию и использованию геотермальной энергии имеется в США, Новой Зеландии, Италии, Японии, Исландии, ряде развивающихся стран. Цель излагаемого ниже обзора — попытка осветить имеющийся опыт геофизических исследований на геотермальных месторождениях разного типа, в различных геолого-структурных условиях, оценить возможности отдельных методов и рациональность их комплексирования.

Эти исследования имеют не только практическое применение, но также направлены на познание природы источников тепла — изучение особенностей строения земной коры и верхней мантии. Поэтому в геотермальной программе США [41] значительное внимание уделено работам регионального характера. Помимо изучения гидротерм, эта программа содержит оценку ресурсов, заключенных в горячих сухих породах. Исследование таких потенциальных ресурсов было проведено на основе изучения остаточных гравитационных аномалий и результатов магнито-теллурических зондирований на территории штатов Аризона и Нью-Мексико. Эта работа имеет большое значение для изучения тектоники и особенностей физических полей юго-запада США в приложении к поискам геотермальных ресурсов. Особый интерес представляют протяженные области высокой проводимости на относительно небольших глубинах. С некоторыми из таких аномалий совпадают длинноволновые остаточные гравитационные минимумы, которые связываются с низкой плотностью и высокой температурой в коре на глубинах менее 20 км. Подобные аномалии в ряде случаев фиксируются по запаздыванию сейсмических волн от удаленных землетрясений. Одним из примеров подобного рода является район Йеллоустонского национального парка, занимающий в США, по-видимому, первое место по площади и интенсивности проявления геотермальной деятельности. Под Йеллоустонской кальдерой обнаружено запаздывание продольных волн в 2 с, что связывается с относительно низкоскоростными породами, залегающими на небольших глубинах. Скорости продольных волн здесь на 15–20% ниже, чем во вмещающих породах коры, а на более глубоких уровнях контраст уменьшается до 5%. Под некоторыми участками кальдеры происходит полное поглощение короткопериодных поперечных волн от мелких местных землетрясений [52].

Сходные исследования проводились на геотермальном поле Гейзеры. Несмотря на то что поверхностные термальные и вулканические проявления здесь развиты меньше, чем в Йеллоустоне, в районе размером в 25 км наблюдается запаздывание продольных волн на 1 с. Соответствующее снижение скорости под аномальным районом должно составлять 15–20% [54]. В центральной части кальдеры Лонг Вэлли — одной из типичных гидротермальных систем — после учета региональных и близповерхностных условий обнаружено относительное запаздывание в 0,3 с. Предполагается, что трасса лучей проходит через низкоскоростной объем, существующий под кальдерой на глубинах от 7 до 50 км (вероятно, менее 25 км). Разница в скоростях с нормальной корой должна составлять по меньшей мере 5, вероятнее 10–15% [66].

В качестве возможных причин относительного понижения скоростей в коре рассматриваются латеральные вариации температуры, состава и структуры пород, а также природа возможных жидких включений (случай частичного плавления). В рассмотренных примерах запаздывание продольных волн объясняется существованием зон частичного плавления, что кажется естественным для таких районов. Полученные данные определяют пространственное положение и термальное состояние тепловых источников, порождающих поверхностную геотермальную активность.

Изучение запаздывания продольных волн проводилось и на других, более мелких, геотермальных площадях, где в ряде случаев были обнару-

жены некоторые доказательства частичного плавления в локальных участках, хотя эффект запаздывания составлял менее 0,3 с. Вместе с тем в центральной части вулканической зоны Таупо, где расположены крупнейшие гидротермальные системы Новой Зеландии, заметного запаздывания продольных волн обнаружено не было и в коре не были установлены обширные участки расплавленных или полурасплавленных пород [64]. Предполагается, что значительные объемы интрузивных масс здесь имеют температуры ниже солидуса, а внедрения в кору из мантии происходили в ограниченном районе. Видимо, в этом причина отличия систем Новой Зеландии от районов Гейзеров и Йеллоустона. В пользу второго предположения можно истолковать результаты глубинных электрических зондирований вдоль и вкрест Центральной вулканической зоны [56]. На глубинах 25—32 км выделяется относительно проводящий слой с сопротивлением 100—200 Ом · м. Главные геотермальные районы Таухара, Ротокава, Бродлендс, Вайотапу лежат вдоль проводящей вертикальной пластины, имеющей ширину 1—2 км и простирающие на глубину, по меньшей мере, 5 км. Сопротивление в этой пластине от 5 до 10 Ом · м. Возможно, что внутренние ее части расплавлены. Скорее всего, пластина представляет собой большое количество даек, внедрение которых привело к образованию пояса вулканической и геотермальной активности.

Поступление магматического материала в кору связывается часто с движением плит. Так, Н. Тодоки [67] предложил для Японии модель, в которой конвекция в западном направлении в верхней мантии образует почти правильную сетку разрывов коры в системе погружающихся блоков. Магма образуется в мантии непосредственно под корой и поднимается по трещинам между блоками, образуя цепочки вулканов и гидротермальных систем. Эти цепи вместе с другими разломами создают на Японских островах правильную систему пересекающихся линий. Кора имеет среднюю мощность 35 км, магма поднимается по трещинам на глубины до 5—10 км ниже поверхности земли, образуя очаги вулканов, над которыми в отдельных случаях находятся гидротермальные системы. Таким образом, представляется вероятным, что геотермальные аномалии обязаны своим существованием тектоническим процессам и физическим условиям больших глубин.

С этими же факторами, видимо, связано и разнообразие типов пород, в которых содержатся эксплуатационные геотермальные ресурсы (в отличие от запасов нефтяных месторождений, связанных с однотипными осадочными толщами) [45]. Так, например, в Новой Зеландии и Японии продуктивные зоны связаны с кислыми вулканическими породами, в Лардерелло (Италия) — с трещиноватыми известняками и доломитами, в Гейзерах — с граувакками, в Серро-Прието (Мексика) и Ниланде (Калифорния) — с речными отложениями, в Исландии — с трещинными, кавернозными базальтами. Поле Патэ в Мексике располагается в сильно трещиноватых вулканических породах третичного возраста, в Центральном вулканическом поясе. Геотермальные месторождения, эксплуатируемые на Тайване, сложены как кислыми вулканическими, так и осадочными породами. Более половины геотермальных полей мира характеризуется сильной трещиноватостью формаций, вмещающих геотермальный флюид.

Разнообразие геологического строения и типов пород геотермальных полей осложняет создание общей модели месторождения термальных вод. В связи с этим геофизические исследования, направленные на изучение геотермальных ресурсов, могут рассматриваться в двух главных аспектах: как средство познания глубинного геологического строения и как способ выявления, картирования и разведки геотермальных резервуаров.

Геотермальная программа Геологической службы США представляет собой многостороннее исследование с целью изучения факторов, определяющих природу и распределение геотермальных ресурсов. После многолетних работ, начатых в 1945 г., стало очевидно, что необходимо детальное изучение наиболее типичных геотермальных объектов. Были выбраны два геотермальных района США, где предполагалось осуществить всю возможную геологическую, геофизическую, геохимическую и гидрогеологическую методику. В качестве первого района были выбраны Гейзеры Северной Калифорнии, крупнейшая из известных в мире систем с преобладанием пара [62]. Второй объект исследований — кальдера Лонг-Вэлли — типичная гидротермальная система, содержащая горячие воды.

В районе Гейзеров интенсивные исследовательские работы проводились в 20-х годах и были возобновлены в конце 50-х годов. Резервуар Гейзеров состоит из сильно трещиноватых граувакк, сланцев и базальтов юрского и мелового возраста. Проницаемы, очевидно, зоны разломов, дробления и трещиноватости, возможно, некоторые контакты и области интенсивного растрояния — выщелачивания. Температура резервуара около 260–290°С. Источник тепла геотермального поля, — по-видимому, магматический массив плейстоценового возраста, залегающий на глубине северо-восточнее Гейзеров [22].

Лонг-Вэлли — резургентная кальдера размером 15 X 30 км, заполненная породами низкой плотности (2,26 г/см<sup>3</sup> в среднем), к которым относятся первичные кальдерные отложения туфов формации Бишоп, вышележащих осадочных и вулканогенных пород, а также часть риолитов Стекланных гор, обрушившихся в кальдеру. Резервуаром высокотемпературных вод (с максимальной температурой 180°С) предположительно служат пористые толщи формации Бишоп и риолиты Стекланных гор. Вышележащие породы почти не изменены гидротермальными процессами. Исключение представляют зоны разломов, вдоль которых расположены все горячие источники.

Строение кальдеры Лонг-Вэлли изучалось с помощью сейсморазведки на преломленных волнах [49]. Было выполнено два профиля, примерно, широтного и меридионального простираний. Глубина залегания фундамента внутри кальдеры равна 3–4 км в ее северной и восточной частях и до 2 км — в центральной и южной. Величина погружения фундамента составляет 2,5–3 км вдоль северного края кальдеры и 1–2 км — вдоль южного и восточного краев. Рельеф фундамента ( $V_p = 6,0 \pm 0,4$  км) отражает блоковую структуру внутри кальдеры. Риолиты Стекланных гор и туфы формации Бишоп имеют скорости 4,0–4,4 км/с, а послекальдерные риолиты, риодациты и базальтовые потоки — 2,7–3,4 км/с. Куполообразный рельеф горизонта с  $V_p = 4,0–4,4$  км/с отражает резургентное поднятие в центральной части кальдеры с амплитудой почти 1 км. Некоторые указания на существование магматического очага можно видеть в позднем приходе отражений от низкоскоростного горизонта на глубине 7–8 км. Аномальное рассеивание или поглощающие свойства, связанные с районом близповерхностных гидротермальных изменений и горячих источников, проявляются в относительном затухании высоких частот в головных волнах, проходящих через этот район.

Гравиметрические данные позволяют выделить в пределах кальдерной депрессии два погруженных участка, разделенных поднятием в центральной части. Вне кальдеры отмечено очень слабое уменьшение поля по направлению к кальдере, что интерпретируется как доказательство наличия масс низкой плотности ниже кальдерного заполнения. Предполагается, что это магматический очаг на глубинах 6–10 км. Магнитный минимум от неглубо-

кого источника в районе горячих источников в юго-западной части кальдеры может быть связан с гидротермальным выносом ферромагнитных минералов из нижележащих пород [55].

В Лонг-Вэлли были опробованы магнитотеллурические зондирования на частотах 8—18600 Гц в качестве метода, опережающего по отношению к другим электроразведочным работам. Сопоставление результатов МТЗ с другими детальными электроразведочными исследованиями обнаруживает их хорошую сходимость и доказывает эффективность этой методики. На серии карт кажущегося сопротивления для разных частот выделяется район пониженного сопротивления, включающий источники Каса-Дьябло и Витмор. Внутри этого района горячие воды концентрируются вдоль разломных зон, которые служат каналами, поставляющими воду из предполагаемого на глубине резервуара [51].

Карта сопротивлений геотермального района Лонг-Вэлли была построена по данным электрических зондирований (в модификации Шлюмберже) и метода переходных процессов. Были выявлены две зоны низкого сопротивления: район горячих источников Каса-Дьябло и зона, простирающаяся от источников Витмор до Кэшбо-Рэнч. Источником этих минимумов является обширная проводящая зона с сопротивлением 1—10 Ом · м (рис. 8). Скважины в восточной части кальдеры показали, что верхняя часть проводящей зоны содержит воду с температурой 73°С и состоит из цеолитизированных туфов и пеллов. Глубокие зоны представляются по данным электроразведки более продуктивными, но сильные изменения пород не позволяют сделать определенные выводы о наличии горячих вод. Изучение сопротивлений показывает, что прошлая гидротермальная активность, а может быть, и современная, контролируются трещинными системами, связанными с региональными разломами Сьерры [65].

Опробование методики изучения сейсмических шумов не принесло желаемых результатов. Аномалия шумов обнаружена на большей части восточной половины кальдеры, в области развития рыхлого осадочного материала. Возможно, здесь происходит усиление колебаний от региональных и удаленных источников. Геотермальный звуковой излучатель должен был бы давать частоту 2 Гц и менее. Такой источник сейсмических волн косвенно предполагается в результате частотной фильтрации записанного сигнала [53].

Микросейсмичность изучалась с помощью 16 портативных сейсмографов, размещенных в окрестностях геотермального района Лонг-Вэлли. Была зафиксирована очень слабая микросейсмичность внутри кальдеры и довольно высокий ее уровень к югу и востоку от кальдеры. Резкое падение микросейсмичности на южной границе кальдеры может свидетельствовать либо о пониженной компетентности пород кальдерного блока, либо о наличии пересечения различных направлений региональных деформаций.

Не было отмечено заметного затухания или запаздывания продольных и поперечных волн, прошедших через кальдеру. П. Вард [68] отмечал, что геотермальные районы характеризуются повышенной микросейсмичностью. Наблюдения в Лонг-Вэлли не соответствуют этому утверждению. Одно из возможных объяснений состоит в наличии в верхних 15 км коры магматического расплава, что может изолировать кальдерный блок от региональных напряжений, порождающих микросейсмичность в окрестностях Лонг-Вэлли [66].

Съемка собственного потенциала обнаружила в кальдере Лонг-Вэлли аномалию от дипольного источника, наложенную на общую отрицательную аномалию потенциала по отношению к районам, находящимся вне

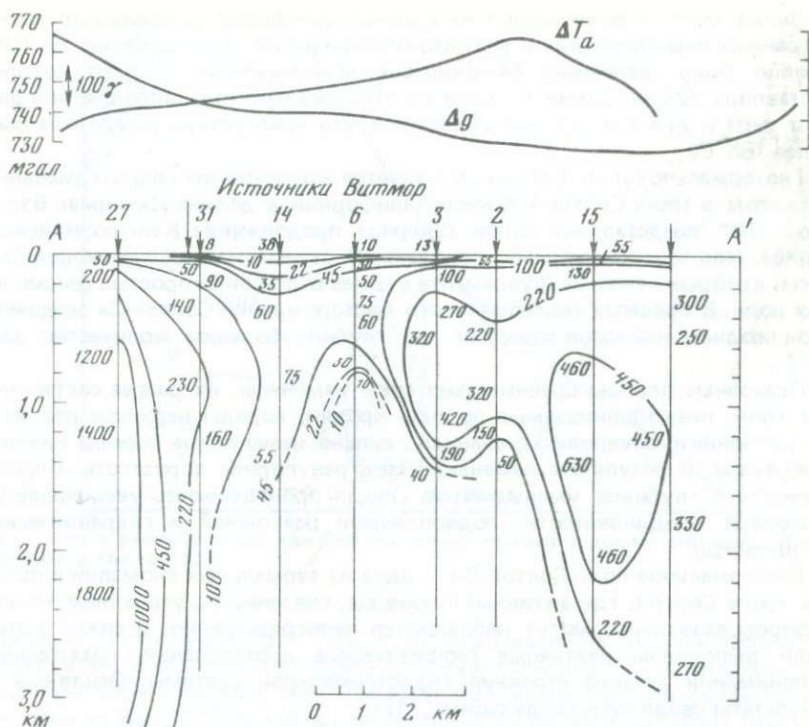


Рис. 8. Геоэлектрический разрез через кальдеру Лонг-Вэлли (в широтном направлении). Значения изолиний в Ом · м [51]

кальдеры. Дипольная аномалия с полной амплитудой 1 В расположена на резургентном куполе в центральной части кальдеры. Природа источника аномалии неизвестна; однако главной причиной могут быть электрофильтрационные процессы, вызванные движением нагретых вод. Диффузионный потенциал вследствие разности концентраций между поднимающимися вулканическими водами и проникающими вниз метеорными водами может вызывать отрицательный потенциал, измеренный внутри кальдеры. При пересечении края кальдеры наблюдается увеличение потенциала на 1,1 В [42].

Из этого краткого обзора видно, что основные усилия Геологической службы США были направлены на выяснение геологического строения кальдеры и поиски хотя бы косвенных признаков магматического очага, обеспечивающего существование гидротермальной системы. Высокотемпературный геотермальный резервуар должен находиться в толще туфов Бишоп и риолитов Стекланных гор. В том, что резервуар должен существовать, убеждают следующие наблюдения. Все горячие источники расположены по активным разломам; следовательно, эти разломы действуют как каналы для подъема горячей воды с более глубоких горизонтов. Эти источники имеют одну и ту же температуру и почти одинаковое хлорборное отношение, что свидетельствует об их происхождении из единого резервуара. Наконец, туфы Бишоп имеют значительную пористость ( $> 0,15$ ).

Выбор мест, перспективных на бурение, основывается преимущественно на данных электрических и магнито-теллурических исследований. На Каса-Дьябло было пробурено 11 скважин, максимальная глубина которых составляла 324 м. Самая мощная из этих скважин при опробовании дала 31 т пара и 214 т воды, предполагается, что температура резервуара была более 188°С.

Геотермальное поле Солтон-Си является крупнейшим гидротермальным объектом в троге Солтон в Южной Калифорнии, в долине Импириал Вэлли. Этот трог представляет собой северное продолжение Калифорнийского залива, заполнен осадочными породами и речными наносами мощностью 4 км, которые лежат на фундаменте с более высокой скоростью сейсмических волн. В пределах геотермального месторождения Солтон-Си осадочные слои позднего кайнозоя содержат на глубине большое количество даек [23].

Осадочные породы сравнительно мало изменены, их разрез составляют три слоя: низкопроницаемые породы кровли, породы верхнего резервуара (песчаники, алевролиты, сланцы), сильно измененные породы нижнего резервуара. В результате изменений межгранулярная пористость и проницаемость с глубиной уменьшаются. Общая проницаемость увеличивается, благодаря трещиноватости, подновляемой разломной и гидравлической активностью.

Геотермальное поле Солтон Си — одна из термальных аномалий в пределах трога Солтон, где активные процессы, связанные с утонением коры и рифтообразованием, могут наблюдаться непосредственно. В связи с этим были выполнены различные геофизические исследования, помогающие в понимании деталей строения гидротермальной системы. Основные их результаты сводятся к следующим [71]:

1. К геотермальному полю приурочен локальный гравитационный максимум, возникший, может быть, вследствие внедрения даек или гидротермального изменения осадочных пород (возможно, под действием обоих факторов).

2. Магнитная аномалия предположительно отражает наличие магматического тела на небольших глубинах.

3. Аномалии сопротивлений связаны с границей минерализованных вод. Проводимость осадочных отложений максимальна (минимум сопротивлений до 0,5 Ом · м) в районе, где производилось бурение, причем эта зона простирается вдоль оси долины к югу.

4. Сейсморазведка на преломленных волнах выявила наличие области повышенных скоростей на глубинах около 1 км. Подобные зоны выделялись на геотермальных полях Меса и Вестморлэнд.

5. Комплексная интерпретация геофизических данных устанавливает наличие в пределах геотермального поля нескольких крутонаклонных разломов, тектоническая активность которых подтверждается расположением эпицентров землетрясений.

В этой же работе отмечена интересная зависимость между величиной магнитных аномалий и температурой водоупора. Необычная прямая корреляция объясняется тем, что величина магнитной аномалии зависит от глубины залегания интрузивного тела, являющегося источником тепла. Соответственно близповерхностное тело создает интенсивную магнитную аномалию и высокую температуру.

Геотермальная аномалия Меса расположена к юго-востоку от Солтон-Си, на восточной границе трога Солтон. В области аномалии не обнаружено вулканических пород и каких-либо термопроявлений. По сейсморазведочным данным кристаллические породы залегают здесь на глубине 3,7 км.

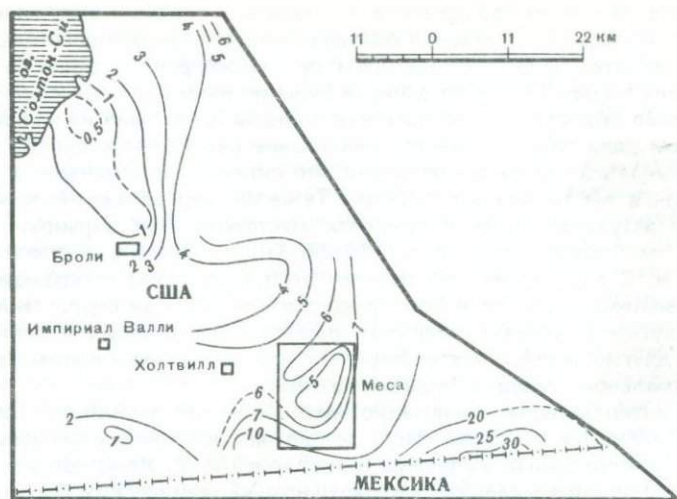


Рис. 9. Карта распределения кажущегося сопротивления в долине Импириал Валли (значения в Ом · м) [23]

Измерения геотермического градиента указывают на наличие теплового потока, в 4–10 раз превышающего фоновую величину. На территории трюга Солтон зафиксировано семь областей, где зонам высоких геотермических градиентов ( $> 11^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) соответствуют максимумы силы тяжести. В районе Меса отмечена остаточная аномалия силы тяжести в 4 мГал на площади  $2,5\text{ км}^2$ , где возможно наличие избыточной массы на глубине. В южной и юго-восточной частях аномалии Меса установлен высокий уровень сейсмических шумов. Предполагается связь между этим явлением, высокими геотермическими градиентами и предполагаемым геотермальным бассейном [23]. Рекогносцировочные измерения методом вертикальных электрических зондирований выполнялись по схеме Шлюмберже при АВ/2 от 300 до 2500 м (рис. 9). В районе Меса оконтуривается площадь  $50\text{ км}^2$  с сопротивлением 5 Ом · м. Недостаточная детальность съемки не позволила определить места заложения скважин. В одной из скважин, расположенных в центре гравитационной аномалии, на глубине 2445 м получены температуры около  $200^{\circ}\text{C}$ .

Существенные результаты достигнуты при исследовании термальных полей Новой Зеландии. Все ее действующие вулканы и почти все горячие источники расположены в вулканической зоне Таупо на о-ве Северный. Эта зона представляет собой вулкано-тектоническую впадину, простирающуюся на 260 км от действующих вулканов Национального парка Тонгариро до вулкана на о-ве Уайт. В пределах зоны расположено несколько крупных геотермальных полей, но максимальное использование геотермальной энергии отмечено в районах Вайракей, Каверау и Роторуа. Скважины вскрывают обычно горизонт горячих вод, которые при движении вверх выделяют пар и образуют пароводяную смесь [36].

Бродлендс — один из дюжины основных геотермальных районов вулканической зоны Таупо. Примечателен он тем, что при весьма скудных термальных проявлениях на поверхности, основанием для изыскательских работ послужили данные региональной электроразведки. Сейсмические исследования на преломленных волнах почти не дали информации

о глубине залегания фундамента, сложенного граувакками, главным образом из-за сильного затухания сейсмических волн в горячих породах [50]. Удалось построить рельеф подошвы пемзово-туфовой толщи, в которой на глубинах 0,05–0,5 км по данным бурения выделены две крупные куполообразные структуры — риолитовые куполы. Скважина на вершине одного из них дала пар. Отмечается увеличение скоростей к центру куполов. Специальные исследования показали, что скорости в измененных риолитах выше, чем в неизмененных породах. Те же авторы обнаружили, что коэффициент затухания волн в пределах месторождения варьирует от 1 до  $20 \times 10^{-3}$  м (при частоте волны 20–50 Гц), а вне его составляет менее  $2 \times 10^{-3}$  м. С изменением расстояния от 0,3 до 1 км коэффициент затухания увеличивается, что рассматривается как признак возрастания затухания с глубиной. Однако взаимная перестановка станции и пункта взрыва дает другие значения затухания, так что пользоваться этим признаком в геотермальной разведке, видимо, не стоит.

При интерпретации гравитационных аномалий возникают сложности в определении их природы. Часть локальных остаточных аномалий связывается с риолитовыми куполами, остальные, по М. Хохштейну и Т. Ханту [50], объясняются увеличением плотности вулканических пород под термальным воздействием. Магнитная съемка обнаружила два максимума и минимум в центральной части района. Возможно, что это понижение магнитного поля лишь частично обусловлено гидротермальным изменением пород, поскольку аномалия простирается далеко за пределы геотермального месторождения.

Границы геотермальной системы Бродлендс четко были определены различными электрическими и электромагнитными методами. Определение удельного сопротивления на глубинах до 30 м было проведено электромагнитным методом [58], причем зонам низких сопротивлений соответствовало относительное повышение температуры на  $5^{\circ}\text{C}$ . Для получения данных об электрическом сопротивлении на глубинах 250–750 м использовались зондирования с расположением электродов по схеме Веннера. Эффективные глубины от 1,5 до 3 км достигнуты с помощью дипольного зондирования. Контуры месторождения, заключающие зону с кажущимся сопротивлением 2–5 Ом·м, на разных глубинах практически совпадают. Значения сопротивлений вне месторождения Бродлендс с глубиной уменьшаются [63].

В пределах установленных границ месторождения было пробурено 18 скважин, причем почти во всех была зарегистрирована температура выше  $270^{\circ}\text{C}$ . Однако проницаемость пород оказалась значительно меньше, чем на месторождении Вайракей, и продуктивными оказались лишь те скважины, которые пересекали разломы или трещины.

Геотермальный район Роторуа расположен на северо-западной границе вулканической зоны Таупо. Предположительно оз. Роторуа является кальдерой, с которой связаны позднечетвертичные риолитовые куполы, горячие источники, гейзеры и грязевые котлы. Во время исследований были применены стандартные геофизические методы. Симметричное электропрофилеирование с разносами АВ = 1200 м позволило выделить зону пониженного сопротивления по изолинии 25 Ом·м. На основании химического состава и температуры воды в порах и пористости было рассчитано сопротивление прогретых пород. Для соседнего района Тикитере оно составило 35 Ом·м [59]. Основные черты гравитационного поля авторы связывают со строением фундамента, а не с гидротермальной активностью. Магнитные работы показали, что термальные участки ассоциируют с областями низких значений магнитного поля. Однако эта связь не является однозначной,

поскольку минимум магнитного поля простирается далеко к югу. На фоне магнитного минимума выделяются максимумы, связанные с риолитовыми куполами. Существование молодых риолитовых куполов в пределах геотермального поля может вызывать повышенную проницаемость на глубине, следовательно, бурение на флангах таких аномалий позволяет надеяться на продуктивность скважин.

Сходные соображения были высказаны в отчете об изучении геотермальной площади Нгауаха [60], расположенной вне вулканической зоны. В радиусе 10 км от горячих источников было выполнено электропрофилирование по схеме Шлюмберже с разносами АВ = 1000 и 2000 м. Выделена в плане зона пониженного сопротивления (до 1—4 Ом · м). Гравитационный максимум (+4 мГал) объясняется уплотнением близповерхностных пород в результате обогащения кремнеземом. Наземная магнитная съемка почти не имеет сходства с данными аэромагнитной съемки, что указывает на маломощные близповерхностные источники аномалий (базальтовые потоки и т.п.). Небольшая отрицательная аномалия непосредственно на источниках Нгауаха связана с выносом магнитных минералов термальными водами. Базальты, излившиеся в пределах геотермального поля, при подъеме могли вызвать растрескивание пород фундамента и образовать зоны повышенной проницаемости. Поэтому на магнитных аномалиях предлагается бурение. Следует заметить, что в отличие от вулканической зоны Таупо, в районе источников Нгауаха развиты глинистые отложения с сопротивлением менее 40 Ом · м, что может усугублять неоднозначность интерпретации электроразведочных данных. Тем не менее необходимость геофизических исследований была продиктована неблагоприятными результатами первой буровой скважины [36].

Детальные геофизические исследования проводятся на геотермальных площадях Японии. Десять основных геотермальных проявлений распределены вдоль Японской островной дуги сравнительно равномерно. Самой северной является геотермальная площадь Куттаро, расположенная в центральной части кальдеры. Электроразведка, гравиметрия и магнитометрия в комплексе с бурением и геохимическими методами позволили установить, что предполагаемый горизонт перегретых вод залегает на глубинах более 1000 м [35]. Геотермальная площадь Северный Хатимантай расположена в одном из известных вулканических районов Японии. Площадь сложена в основном плиоцен-четвертичными лавами (двупироксеновыми андезитами) и пирокластикой, перекрывающими горные породы миоценового фундамента. Электроразведка с расстановкой Шлюмберже проведена при разносах до 2500 м, что дало глубинность около 600 м. Обнаружено несколько участков с сопротивлением меньше 10 Ом · м, приуроченных к гидротермально измененным породам и контактам водоносных и водоупорных слоев. Бурение показало перспективность участка на геотермальный пар.

С юга к этой площади примыкает геотермальное поле Мацукава. Помимо электроразведки, здесь проводились сейсмические исследования методом отраженных волн [48]. Усовершенствованная методика позволила успешно выделить слои высокой и низкой скорости и их границы. Автор подчеркивает ограниченные возможности метода преломленных волн при картировании кровли низкоскоростного слоя. Работы М. Хаякавы на геотермальных полях Мацукава, Оникобе, Отаке показали, что в районах гидротермальных резервуаров преобладают волны низкой частоты и больших амплитуд. Однако их энергия затухает очень быстро. На геотермальном поле Мацукава на разных уровнях были выделены два возможных резервуара горячей воды или пара. Первый приурочен к глубинам 160—550 м, второй — 980—1300 м. Ниже, до 2000 м, залегает формация

зеленых туфов, и сейсмические данные предположительно указывают на существование вертикальных трещин, возможно поставляющих пар или воду. Бурение, проведенное на основе этих данных, подтвердило правильность геофизических рекомендаций.

Геотермальная площадь Оникобе приурочена к кальдере размером 7х9 км. Ее центральная часть занята источниками и фумарольными площадками геотермального поля Катаяма, на котором были проведены рекогносцировочные электроразведочные работы. В разрезе выделены горизонты низкого (3—20 Ом·м) и высокого (до 100 Ом·м) сопротивления. Минимальное сопротивление (3—8 Ом·м) наблюдалось в участках интенсивных гидротермальных проявлений. По сейсморазведочным данным установлено трехчленное строение верхней части разреза мощностью 1,5 км. Скорости возрастают начиная от 3,1 км и на глубине превышают 3,5 км/см. В области измененных пород установлено положение разломов и зон дробления. Эти зоны дробления, видимо, являются областью накопления термальных вод и пара, выносимых по двум главным разломным зонам от предполагаемого источника нагрева — дацитов горы Такахинато.

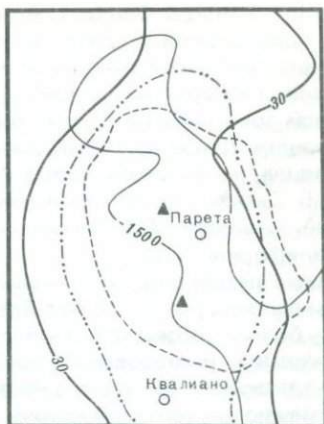
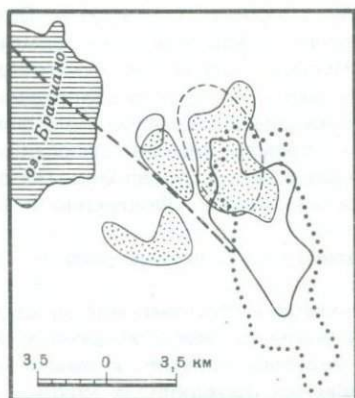
Одной из геотермальных площадей о-ва Кюсю является площадь Отаке. Ее гидротермальные особенности связаны с развитием мощной толщи моноклиновых и непроницаемых андезитов.

Проницаемость пород вызывается трещиноватостью и увеличивается благодаря процессам метаморфизма. По магнитометрии выделены две зоны низкой намагниченности, указывающие на развитие гидротермально измененных пород до глубины 1 км. По данным электропрофилирования выделен слой низкого сопротивления (от 3 до 100 Ом·м) мощностью 200—800 м. Гравитационный максимум на площади Отаке считается следствием поднятия фундамента, причем термопроявления расположены по границе этой аномалии. Очевидна их связь со сбросовыми структурами. Пробуренные на Отаке скважины успешно эксплуатируются.

Из этих немногих примеров видно, что эффективность геофизических методов на геотермальных полях Японии различна. Это связано скорее всего с различиями в структуре фундамента и соответственно условиями формирования геотермальных флюидов [35].

Своеобразны структурные условия формирования месторождений гидротерм Италии, приуроченных к мощным осадочным толщам палеозойско-мезозойского возраста. Водовмещающим комплексом являются мезозойские эвапоритовые известняки с высокой вторичной проницаемостью. В связи с этим перед геофизическими работами стоит первоочередная задача поисков известняков, определения их мощности и рельефа границ раздела, так как эти породы по своим физическим свойствам являются благоприятным объектом для применения гравиметрии и магнитной съемки. В результате региональных по масштабу работ выявляются перспективные участки. В Чезанском геотермальном районе [61] в комплекс геофизических работ входили гравиметрическая и магнитная съемки, электрические зондирования и измерения теллурических токов. С положительной гравитационной аномалией Чезано совпадает зона низкого сопротивления. По геоэлектрическим разрезам выявлены зоны поднятий субстрата с высоким сопротивлением (рис. 10). Наличие перегретых гидротерм этого района связано с горстовой структурой, к которой приурочена и фреатомагматическая деятельность. Скважины глубиной 1400 и 1350 м, пробуренные над выступами фундамента, дали на глубине температуру 220°С, водовмещающими оказались карбонатные породы нижних горизонтов флишеидной толщи (с сопротивлением 3—100 Ом·м).

Структурные поднятия в карбонатных отложениях были установлены



**Рис. 10. Сводная карта геофизических аномалий Чезанского геотермального района**  
 Г р а н и ц ы: 1 — термальной аномалии; 2 — положительной аномалии Буге;  
 3 — структурного поднятия горизонта высокого сопротивления; 4 — теллурическая аномалия; 5 — ось отрицательной магнитной аномалии

**Рис. 11. Сводная карта геофизических аномалий в районе Квалиано—Парета**  
 1 — изолинии положительной аномалии Буге (30 мГал); 2 — остаточная аномалия силы тяжести; 3 — контур слоя высокого сопротивления, м (над ур. м.); 4 — области геотермального градиента больше  $1^{\circ}\text{C}/10\text{ м}$ ; 5 — эксплуатационные скважины

по геофизическим данным в районе Флегрейских полей—Квалиано—Парете, Западной Кампанье. Кровля карбонатных пород изучалась электроразведочными и сейсмическими методами. Установленная глубина их залегания составляет около 2 км. Меньшие глубины (1,3—1,5 км) в Парете позволяют рассматривать этот район как перспективный (рис. 11).

Геотермальные поля Монте Амиата изучались с помощью геофизических методов в начале 60-х годов [46, 47]. В настоящее время здесь работает ГеоТЭС. Данные гравиметрии и электроразведки позволили определить глубину и особенности строения верхней границы горизонта, который обычно соответствует верхней границе потенциального резервуара гидротерм-эвапоритовой формации. Перемещение гидротерм в вулканитах Монте Амиата осуществляется по вертикальным экстрозивным образованиям, вулcano-тектоническим и разрывным нарушениям. Наиболее полно изучен геотермальный район Лардерелло—Травале. В настоящее время ведется поиск геотермальных ресурсов на глубинах более 3 км. Итальянские специалисты считают наиболее эффективной сейсморазведку на отраженных волнах. Был получен сейсмический разрез, детально сопоставленный с литологией, установлены угловые несогласия и своеобразные пучки отражающих площадок, интерпретированные как внедрения силлов в метаморфические породы. В целом следует отметить предпочтительное использование гравиметрии и электроразведки, которые в данных условиях решают поставленные задачи.

В Мексике все геотермальные поля, кроме одного, лежат в пределах Мексиканского вулканического пояса. Единственное исключение — геотермальное поле Серро-Прието — расположено у границы с США, на продолже-

нии долины Импира-Велли. Сейсморазведка и гравиметрия помогли установить приуроченность поля к прогибу мелового фундамента. Оценено увеличение плотности осадочных отложений вследствие гидротермальных изменений. Геотермальный район Лос-Негритос приурочен к крупной ослабленной зоне широтного простирания, вдоль которой расположены третичные андезитовые вулканы. Электроразведка с расстановкой Шлюмберже выявила на площади около 40 км<sup>2</sup> область низкого сопротивления (менее 5 Ом·м), ориентированную в широтном направлении. По потенциальной мощности Лос-Негритос сопоставляется с Лардерелло и Гейзерами Калифорнии [6].

Сходные результаты получены при электроразведочных работах на геотермальном поле Истлан-де-Лос-Эрворес.

Этот беглый обзор показывает широкое и планомерное проведение геофизических исследований на геотермальных месторождениях мира. Кроме традиционных геофизических методов, описанных выше, широко применяются геотермические методы исследований. В крупных геотермальных районах иногда наблюдаются кондуктивные тепловые потоки, в тысячи раз превышающие средний уровень [70], что возможно при наличии породы с температурой, близкой к температуре магмы [69]. Измерения тепловых потоков производятся в скважинах на глубинах не менее 100 м. Аномальные тепловые потоки, превышающие нормальный поток в 100—150 раз, могут быть измерены при воздушной съемке инфракрасного излучения [72].

Наиболее широко используется измерение температуры на поверхности или на небольшой глубине (до 6 м), однако результаты этих дешевых и быстрых исследований могут значительно искажаться внешними, поверхностными факторами, такими, как топография, осадки, движение грунтовых вод. Более свободны от этих влияний измерения геотермического градиента в скважинах на глубинах от 15 до 150 м. Для большинства геотермальных районов геотермический градиент на этих глубинах превышает 7°С на 100 м [21]. Измерение тепловых характеристик позволяет оценивать размер и потенциал геотермальной системы и рекомендуется как первый и весьма важный этап исследований.

Более определенные данные о границах гидротермальных полей и их строении можно получить электрическими и электромагнитными методами. Наиболее распространены профилирование и зондирование на постоянном токе по схемам Шлюмберже и Веннера. Успешные работы на геотермальных месторождениях Новой Зеландии и США описаны выше. Глубина исследований обычно составляет около 700 м. Электромагнитные методы, характеризующиеся применением более сложной аппаратуры и приемов обработки, имеют некоторые преимущества (меньшая зависимость от поверхностных зон высокого сопротивления). Сложности в применении электромагнитных и электрических методов связаны с возможностью получения ложных аномалий для разрезов, содержащих глины и сланцы.

Многие геотермальные месторождения характеризуются высоким уровнем сейсмического шума и большим количеством микроземлетрясений. На месторождении Вайотапу был обнаружен высокий уровень шумов над областью низких кажущихся сопротивлений [45], а не в районе поверхностных термопроявлений. Микроземлетрясения в количествах, превосходящих фоновые, фиксировались на геотермальных полях Исландии [68], Гейзеров. В то же время в кальдере Лонг-Вэлли это явление не наблюдалось. Применение пассивных сейсмических методов пока не нашло широкого применения, хотя и имеются определенные перспективы, связанные с их относительной быстротой и мобильностью.

Активные геофизические методы применительно к разведке геотермальных месторождений рассматриваются американскими геофизиками как "структурные" или "косвенные" [22]. Однако очевидно, что, помимо решения чисто структурных задач, гравиразведка, сейсморазведка и магниторазведка могут выявлять аномалии, связанные именно с гидротермальными системами. Так, локальные положительные аномалии силы тяжести могут вызываться интрузивными породами или породами, измененными под действием гидротерм (Лардерелло в Италии, Меса в США и т.п.). При сейсморазведке на отраженных и преломленных волнах исследовалось затухание продольных волн, частичное их поглощение в породах геотермальных резервуаров (Мацукава, Япония). Отрицательные магнитные аномалии в ряде районов, несомненно, вызваны гидротермальным изменением пород (Нгауаха, Новая Зеландия), положительные магнитные аномалии могут быть связаны с присутствием молодых интрузивных пород, сопряженных с гидротермальной системой (Роторуа, Новая Зеландия). Вместе с тем информация, полученная каждым из этих методов в отдельности, может быть истолкована ошибочно, если не привлекать данные других методов. Таким образом, опыт зарубежных исследований убеждает в необходимости комплексного применения активных геофизических методов для успешной разведки геотермальных месторождений.

#### ОПЫТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАМЧАТКИ

Использование геофизических методов для разведки месторождений термальных вод началось на Камчатке в конце 50-х годов на Паужетском и Налачевском геотермальных полях. В последующие годы объем геофизических работ увеличивался, вырабатывалась рациональная методика и комплексирование методов. Усилиями геофизиков Производственного геологического объединения (ПГО) "Камчатгеология" был изучен ряд геотермальных месторождений юга Камчатки. Приведенные ниже сведения содержатся в отчетах В.Д. Бубнова, В.А. Волкова, А.В. Задирия, И.М. Зайцева, В.А. Иванова, Ю.А. Касабова, Ю.Л. Корякина, А.М. Осьмаковой, В.К. Соловьева, Я.Б. Шварца.

Высокотемпературные гидротермальные системы южной половины Камчатки объединяются в три геотермальных района: Паужетский, Мутновский, Семьянинский [7]. По химическому составу перегретые воды в основном относятся к хлоридно-натровым с минерализацией 2—4 г/л. Термальные поля и месторождения термальных вод с температурой до 100°C широко распространены как в восточной, так и в центральной вулканической зонах: Паратунские, Налачевские, Малкинские, Начикинские, Апачинские, Эссовские, Анавайские, Двухъярточные и др. По химическому составу эти воды в основном сульфатно-натриевые с минерализацией, не превышающей 1—2 г/л.

На Камчатке по гидрогеологическим условиям выделяются два типа термальных вод. К первому относятся трещинно-жильные термальные воды кристаллических массивов областей новейшего горообразования, например Малкинские термальные источники. Второй, более распространенный на Камчатке тип, — пластово-трещинные, трещинные и трещинно-жильные термальные воды и парогидротермы районов современного вулканизма. К этому типу относится большая часть месторождений, изученных геофизическими методами.

По условиям циркуляции вод В.И. Белоусов [7] выделил три основ-

ных типа гидротермальных систем. Паужетско-Вайракейский тип — высокотемпературный, с трещинно-поровыми условиями циркуляции; Паратунский тип — низкотемпературный, зоны разгрузки приурочены к крупным разрывным нарушениям или сводам, тип циркуляции трещинно-жильный, очаги разгрузки точечного характера; Кошелевский тип — современные гидротермальные системы вулканических построек.

Ниже рассматривается опыт геофизических работ на геотермальных месторождениях гидротермальных систем каждого типа. При этом, в зависимости от степени изученности, рассматривается в ряде случаев и общее геолого-структурное положение района, приводятся сведения о геологическом строении.

Паужетское геотермальное месторождение расположено в южной части грабен-синклинали Южной Камчатки. Паужетская вулканотектоническая депрессия, сформировавшаяся во второй половине среднего плейстоцена, находится на стыке трех долгоживущих разломов различного направления. На небольшом участке развит широкий комплекс осадочных, туфогенно-осадочных и вулканических пород — от базальтов и андезитов современных вулканов и палеовулканов до риодацитов, слагающих экстрезивные новообразования. Подробно геологическое строение и история развития Паужетской структуры рассмотрены в книге "Долгоживущий вулканический центр..." [4]. Здесь приведем вкратце результаты геофизических работ, выполненных Лабораторией региональной геофизики Института вулканологии (при участии авторов), в долине р. Озерной и на Паужетском месторождении.

Комплекс геофизических исследований (КМПВ, гравиметрия, МТЗ) позволил получить разрез земной коры по широтному профилю: пос. Озерная—Курильское озеро—Тихий океан [4]. Разрез подтверждает существование Паужетской депрессии на участке Орлиное крыло—Курильское озеро. В пределах депрессии глубины домелового ( $V_T = 5,0\text{--}5,3$  км/с) и кристаллического ( $V_T = 5,5\text{--}6,0$  км/с) фундаментов составляют соответственно 3,5 и 5,5 км, в то время как на западном участке профиля они равны 2 и 4 км, а на восточном — около 1 и 3 км.

Анализ соотношения мощностей отдельных слоев и амплитуды смещения границ раздела по разломам приводит к предположению о существовании прогиба на месте Паужетской депрессии в домеловое время. Депрессия образовалась в результате обрушения свода, возникновение которого связано с тектоно-магматической активизацией. Реликты сводовой структуры отчетливо прослежены в разрезе.

В пределах депрессии уверенно выделяется проводящая неоднородность (средненное значение суммарной продольной проводимости  $650 \text{ Ом}^{-1}$  по сравнению с  $350 \text{ Ом}^{-1}$  в районе пос. Озерная). Неоднородность может быть обусловлена существованием кровного магматического очага на глубинах от 5 до 10 км, или обогащением флюидом горизонтов на глубинах в несколько километров.

Непосредственно на участке Паужетского термального поля в 1957 г. были проведены магнитная съемка, вертикальные электрические зондирования, съемка естественного поля (К.П. Митрофанов).

На карте  $\Delta Z_a$  четко выделились линейные зоны отрицательных значений. Если предположить, что отрицательным магнитным полям отвечают гидротермально измененные породы с ослабленными магнитными свойствами, приуроченные большей частью к зонам разломов, то участок Паужетского месторождения характеризуется сложной системой тектонических нарушений северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. С частью выделенных нарушений совпадают

зоны наиболее высоких значений потенциала по данным ЕП. Вертикальные электрические зондирования были выполнены с небольшими разностями (рис. 12). На карте изолиний  $\rho_k$  при АВ = 200 м выделяется зона низких сопротивлений от 3 до 20 Ом · м. Несмотря на очень небольшие объемы и малую глубинность исследований, этот первый опыт можно считать успешным. В последующие годы геофизические работы охватили новые площади. Перспективы Паужетского месторождения расширены в юго-восточном направлении. Большой объем разнообразных исследований проведен на Кошелевской гидротермальной системе, которую В.И. Белюсов [7] включает в Паужетский геотермальный район.

*Кошелевское геотермальное месторождение* непосредственно связано с Кошелевским вулканическим массивом. Весь изученный разрез района представлен вулканитами андезито-базальтового состава, измененными в различной степени. В результате гидротермальной переработки все параметры физических свойств имеют пониженные абсолютные значения и широкий диапазон. Так, плотность лав Западно-Кошелевского вулкана изменяется от 1,3 до 2,2 г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость от 0 до  $900 \times 10^{-6}$  СГСМ. На Западно-Кошелевской геотермальной площади по магнитной съемке были выделены дугообразные оси аномалий, соответствующие кольцевым разломным зонам. Установлены также линейные отрицательные магнитные аномалии, связанные с протяженными тектоническими нарушениями и зонами измененных пород. По данным вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) комплекс пород подразделен на две толщи. Нижняя — с сопротивлением до 20 Ом · м — выделена на всей площади работ. На участках современных термопроявлений этот горизонт выходит на поверхность. Верхняя толща имеет сопротивление 400—2500 Ом · м. На северных склонах Кошелевского вулканического массива электрический разрез почти тот же; верхняя пачка горизонтов имеет сопротивление сотни — тысячи Ом · м, ниже следует горизонт с сопротивлением от единиц до первых десятков Ом · м, лежащий на слое повышенного сопротивления (рис. 13). Верхняя граница проводящего горизонта в разрезе почти однозначно связана с изотермой 50—60°C. В связи с сильным влиянием на результаты ВЭЗ рельефа и невозможностью увеличивать разности питающей линии на Северо-Кошелевском участке проводились опытные работы по непрерывному частотному зондированию (НЧЗ). Несмотря на неблагоприятный геоэлектрический разрез (высокое сопротивление верхней части разреза), установлена применимость НЧЗ для выявления площадей, перспективных для поисков термальных вод и для выявления и прослеживания зон тектонических нарушений. В результате комплексных геофизических работ был сделан вывод о перспективности Северо-Кошелевского участка на парогидротермы. Участок пересекается глубинным разломом широтного направления, а с юга проходит глубинный разлом, с которым связаны вулканы и гидротермы Кошелевского вулканического массива. На изученной площади выявлены зоны отрицательных магнитных аномалий, обусловленные полями измененных пород. Горизонты низкого сопротивления, установленные в геоэлектрическом разрезе, связаны скорее всего с толщами пород, насыщенными горячими минерализованными водами. Все продуктивные скважины расположены в зонах низкого сопротивления (менее 20 Ом · м).

*Больше-Банное месторождение* высокотемпературных гидротерм расположено в южной части Камчатского полуострова в верховьях р. Банной (приток р. Плотниковой).

Геологическое строение района месторождения отличается исключи-

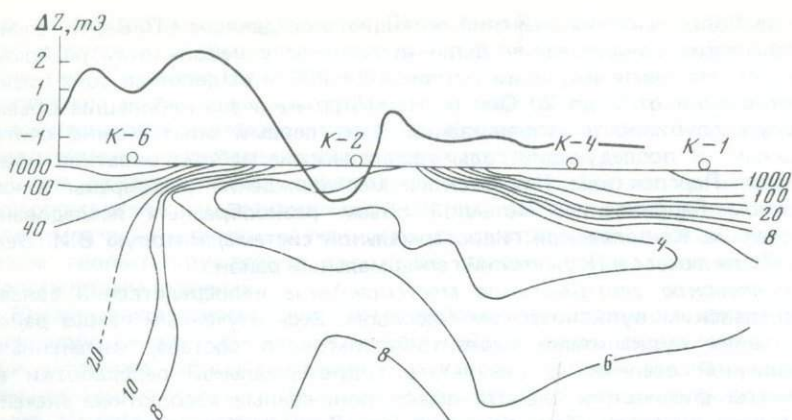


Рис. 12. Разрез кажущегося сопротивления и график по профилю через скважины 1–6 Паужетского месторождения (по И.М. Зайцеву, 1969)

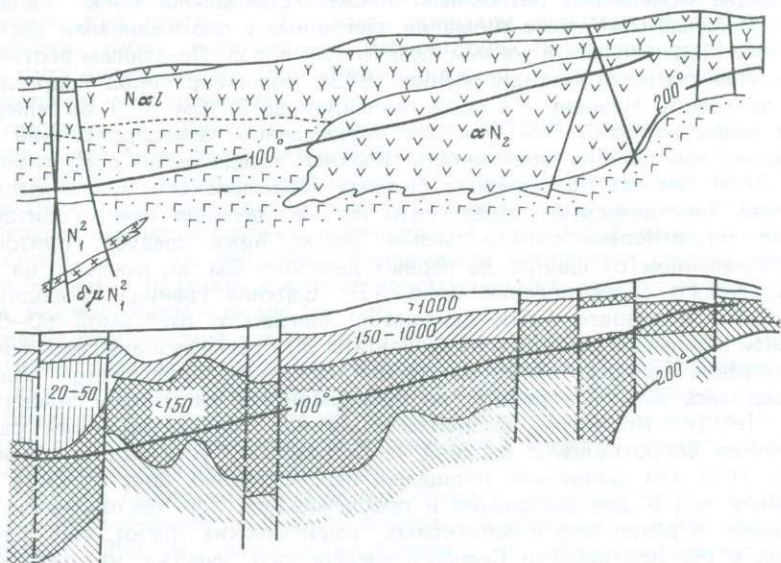


Рис. 13. Геологический и геоэлектрический разрезы по одному из профилей Западно-Кошелёвского участка (по Я.Б. Шварцу, 1980)

тельной сложностью. В нем принимают участие породы березовской свиты (нижняя пачка  $N_1^{br}$ ) и алнейской серии (нижняя пачка —  $N_1a_1$ ). Породы прорваны многочисленными дайками и субвулканическими телами, осложняющими структуру месторождения. На восточном участке незначительно развиты потоки базальтов и андезито-базальтов четвертичного времени ( $\alpha\beta Q_{IV}$ ); на юго-западе породы березовской свиты прорваны интрузией диоритов ( $\delta N_1^2$ ).

Породы березовской свиты представлены крупнообломочными туфа-

ми и туфобрекчиями андезитов и игнимбритами дацитового состава. Образование нижней пачки алнейской серии представлены туфолавами риолитового состава и переслаиванием андезитовых лав с риолитовыми туфами. Сильное влияние на современное геологическое строение месторождения оказала дизъюнктивная тектоника с характерным для нее сочетанием более древних субширотных сбросов, образовавших грабеноподобную долину р. Банной, с более молодыми субмеридиональными и северо-восточными разрывными нарушениями, образующими блоковую структуру. Преобладающая часть притоков термальных вод связана с зонами и трещинами, оперяющими основные разломы, а также приурочена к контактам даек и субвулканических тел с эффузивно-пирокластическими и эффузивными образованиями березовской свиты и алнейской серии.

Пути проникновения гидротерм на большие глубины являются тектонические трещины, в большинстве случаев открытые вследствие продолжающихся подвижек. В районе преобладают трещинно-жильные воды, так как крутопадающие стенки трещин и даек часто водонепроницаемы. Термальные воды относятся к сульфатно-хлоридно-натриевым термам с минерализацией 1,2–1,6 г/л, максимальная температура, зафиксированная в скважинах, 167°C.

Магнитная съемка по сети 250 × 50 м не дала четкого соответствия аномальных полей определенным литологическим разностям. Однако по магнитным данным довольно уверенно выделяются зоны разломов, подвергшиеся гидротермальному изменению. Центральная часть месторождения находится в сложном узле, образованном пересечением четырех мощных тектонических зон, каждая из которых картируется отрицательной аномалией  $\Delta Z_a$ . Вся центральная часть месторождения также занята отрицательным полем напряженностью 1–3 мЭ.

Электроразведочные методы позволили оконтурить область разгрузки высокотермальных вод и наметить отдельные, линейно вытянутые зоны пониженного сопротивления, интерпретируемые как разломы, выводящие термальные воды на поверхность. В пределах месторождения мощность горизонта грунтовых вод невелика, поэтому электропроводность разреза определяется главным образом насыщенностью его термальными водами, их минерализацией и температурой. Кривые ВЭЗ на всех профилях довольно простые, в основном типа КН. Схематически разрез имеет сверху тонкий пласт высокого сопротивления (~ 1000 Ом · м), затем мощный слой низкого сопротивления (до 10 Ом · м), подстилаемый горизонтом "бесконечно" высокого сопротивления. Однако эта схема не имеет ничего общего с геологическим разрезом по данным бурения. Очевидно, основное влияние на величину сопротивления оказывает вода, ее минерализация и температура.

На Больше-Банном месторождении были выполнены рекогносцировочные сейсмические работы с целью обнаружения микроколебаний гидротермального происхождения [40]. Был выделен участок повышенной интенсивности микроколебаний, расположенный в 300 м от мощных термопроявлений. Продуктивность трех скважин на границах этого участка составляет треть мощности всего месторождения. Предполагается, что микроколебания генерируются процессом парообразования, происходящим на небольшой глубине. Недостатки сети наблюдений не позволили более точно определить размеры и глубину очага парообразования.

Сопоставление геофизических данных с результатами бурения позволяет оценить эффективность примененных методов и предложить рациональный комплекс геофизических исследований для изучения месторождений типа Больше-Банного.

Магнитной съемкой выделяются мощные зоны гидротермально измененных пород. Для выделения более мелких зон требуется сгущение сети наблюдений до масштаба 1:10000—1:5000. Оконтуривание в плане области разгрузки термальных вод успешно производится с помощью электропрофилирования; для изучения разреза месторождения и выяснения общих закономерностей распределения теплового поля необходима постановка ВЭЗ. Метод естественного поля может помочь в уточнении природы аномалий сопротивления.

Применение гравиразведки и сейсморазведки нецелесообразно из-за сильно пересеченного рельефа и отсутствия в разрезе выдержанных границ с четким перепадом плотностей.

Таким образом, на геотермальных месторождениях высокотемпературных вод разного типа показана применимость комплексных геофизических исследований. Установлена величина  $\rho_k$ , по которой можно оконтуривать области разгрузки термальных вод, и выявлены критерии выделения зон тектонических разрывных нарушений по магнитным данным. Геологоструктурные и топографические условия высокотемпературных месторождений термальных вод весьма сложны, что исключает, как правило, применение на них сейсморазведки и затрудняет постановку электроразведочных работ. В связи с этим представляется целесообразным обращение к частотным зондированиям.

Месторождения термальных вод с температурой около  $100^\circ$  и менее до проведения наших исследований были изучены геофизическими методами только на территории юго-восточной Камчатки. Это Паратунское, Налачевское, Апачинское, Начикинское и Малкинское месторождения. Работы эти неравноценны по масштабу и комплексности исследований. Наиболее изученным можно считать Паратунское месторождение, которое успешно эксплуатируется и имеет подсчитанные и принятые запасы (суммарно по всем участкам) около 500 л/с.

*Паратунское месторождение* находится в 60 км от Петропавловска-Камчатского и охватывает долину рек Паратунки и Карымшиной. Оно состоит из самостоятельных участков: Верхне-, Средне- и Нижнепаратунского, Северного и Карымшинского.

Все участки Паратунского месторождения расположены в пределах структурной депрессии р. Паратунки. Депрессия представляет собой сложное построенный грабен, образованный блоковыми перемещениями пород кристаллического фундамента в раннечетвертичное время. Широкое (1—5 км) ложе долины заполнено толщей четвертичных отложений мощностью 250 м. Дно и борта долины сложены в различной степени дислоцированными вулканогенно-осадочными, эффузивными и интрузивными породами неогенового и четвертичного возраста — различного состава туфами, туффитами, брекчиями, базальтами, андезитами, дацитами, интрузиями диоритов и кварцевых диоритов, субвулканическими телами диоритовых порфиритов, риолитов, риолито-дацитов, андезито-дацитов.

В районе месторождения выделяются две основные системы разломов: ортогональная и диагональная. По разломам диагональной системы произошли значительные смещения одних блоков относительно других.

Породы, слагающие опущенный блок Паратунского грабена, на участках трещинных зон являются коллекторами термальных вод. Нижнечетвертичные алевролиты с прослоями аргиллитов выполняют роль относительного водоупора.

Для всех участков месторождения характерен трещинно-жильный тип циркуляции и восходящее движение вод на глубине и в зонах разгрузки. Блоковое строение днища долины, широкое проявление интрузивного

магматизма и неравномерное развитие разрывной тектоники в пределах отдельных блоков обусловили различные условия циркуляции термальных вод из глубинных областей и локализации их в приповерхностных частях.

Разновозрастные разрывные нарушения играют различную роль в системе водообмена. Если молодые разломы служат путями гидротерм и дренируют глубинные горизонты термальных вод, то более древние, "залеченные", часто выступают в роли "экрана" на пути движения термального потока.

Термальные воды сульфатно-натриевые с минерализацией 0,9–2,2 г/л и максимальной температурой до 104°C.

На Паратунском месторождении отрабатывалась методика комплексного изучения геотермальных полей геофизическими методами. Были проведены следующие виды геофизических работ.

*Электроразведка:* для выявления и оконтуривания зон низкого сопротивления, соответствующих участкам скрытой разгрузки гидротерм; установления (в комплексе с другими методами) геолого-структурных особенностей участков с повышенной термальной активностью.

*Магниторазведка:* для выделения под наносами различных комплексов пород, зон разломов и т.п.

*Сейсморазведка:* для выявления зон тектонических нарушений, с которыми могут быть связаны термальные воды, изучения рельефа коренного ложа долины р. Паратунки.

*Гравиразведка:* для выяснения возможностей метода при изучении структуры месторождения.

Все задачи, которые решались геофизическими методами, можно разделить на две группы. Первая — изучение литологии коренных образований, геоструктурных особенностей месторождения и связи с ними проявлений геотермальной активности. Вторая — выяснение гидрогеотермических условий месторождения.

Первая группа задач эффективно решается магниторазведкой и сейсморазведкой. В физических полях хорошо отражаются интрузивные и экстрезивные образования. Так, нижнемиоценовый гранитоидный массив (центральная часть хр. Тополового) отчетливо оконтурен повышенными значениями магнитного поля. На картах сопротивлений в этих же границах отмечены наиболее высокие значения  $\rho_k$ . На сейсмических профилях интрузивные образования характеризуются граничной скоростью 5200–5900 м/с. Вулканогенно-осадочные и эффузивно-пирокластические образования Паратунской свиты обладают спокойными слаболожительными или отрицательными магнитными полями. К северу от Среднепаратунского месторождения разрешающая способность магниторазведки уменьшается из-за возрастающей мощности наносов. Граничные скорости пород паратунской свиты меняются от 3000 м/с на севере до 4500 м/с на юге, чем подтверждается омоложение разреза в северном направлении.

В гравитационном поле долины р. Паратунки на фоне общей отрицательной структуры наблюдается определенная закономерность в чередовании участков повышенных и пониженных значений поля. Так, Среднепаратунский участок месторождения фиксируется в виде поднятия, далее к северу идет область отрицательных значений силы тяжести, которая затем переходит в положительную зону субширотного простирания. В этой зоне расположены Нижнепаратунские источники. Границы выделенных блоков имеют субмеридиональное и субширотное простирание; можно предполагать, что в гравитационном поле отражается ортогональная система молодых разломов. По всей вероятности, восходящие потоки термаль-

ных вод приурочены главным образом к местам пересечений нарушений различных систем. С такими тектоническими узлами связаны все участки поверхностных термопроявлений в долине р. Паратунки. В некоторых из них отмечаются локальные положительные аномалии силы тяжести, например на Среднепаратунском участке, где расположена густая сеть скважин, большей частью продуктивных. Другая аномалия выявлена на Нижнепаратунском участке, в той его части, где скв. 49 зафиксировала максимальную для месторождения температуру 106,4°C, а скв. ГК-13 вскрыла воды с температурой 97°C. Изучение плотностного разреза показало, что аномалиеобразующие объекты не связаны с приповерхностными неоднородностями и находятся на Нижнепаратунском участке глубже 650 м, а на Среднепаратунском — глубже 1350 м. Предполагается, что объекты являются магматическими телами (рис. 14).

Геозлектрический разрез долины р. Паратунки в основном трехслойный, типа Н, если пренебречь маломощными слоями высокого сопротивления в верхней его части. Верхний слой мощностью 25–75 м со средним удельным сопротивлением 200–300 Ом · м охватывает аллювиальные и валунно-галечные отложения. Мощный (до 400 м) горизонт пониженного сопротивления (10–40 Ом · м) соответствует алевролитам, конгломератам и верхней части коренных пород, обводненных термальными и смешанными водами. Опорный горизонт высокого сопротивления связан с малотрециноватыми коренными породами, его поверхность параллельна их кровле.

Таким образом, оконтуривается область разгрузки термальных вод в наносах и верхней части разреза коренных пород ( $\rho_k < 30$  Ом · м). Контуры этой зоны в общих чертах повторяют контуры высокотемпературной зоны (более 50°C). Тектонические нарушения на геозлектрических разрезах отмечаются резким локальным "провалом" поверхности опорного горизонта и воронкообразными зонами пониженного сопротивления.

Уточнение простираения тектонических зон и качественная оценка степени трещиноватости пород производились с помощью кругового электрофилирования.

С точки зрения геологической эффективности геофизических исследований могут быть сделаны следующие выводы.

1. Данные по геологическому строению и тектонике района, полученные магнито- и гравиразведкой, хорошо согласуются с результатами бурения.

2. Электроразведочные данные в значительной степени отражают гидрогеотермические условия месторождения. Большинство продуктивных скважин расположено в зоне пониженного сопротивления.

3. По сейсмическим данным фиксируются тектонические нарушения, некоторые из них являются термовыводящими.

*Верхнепаратунское месторождение* термальных вод по геологическому строению и гидрогеологическим условиям отличается от других участков Паратунского месторождения. Здесь иной состав вулканогенных пород, широко развиты средние и кислые интрузивные породы, термальные воды залегают на большей глубине, а верхняя часть разреза слабо обводнена. Своеобразие разреза находит отражение в физических полях и требует выработки иных поисковых критериев.

В разрезе дочетвертичных пород выделено три толщи: в и л ю ч и н с к а я с в и т а (туфогенно-осадочные отложения, туфы, лавы преимущественно среднего и основного состава, олигоцен-миоценового возраста); б е р е з о в с к а я с в и т а (лавы и туфы основного, кислого и смешанного состава, игнимбриты, туфогенно-осадочные отложения миоцена);

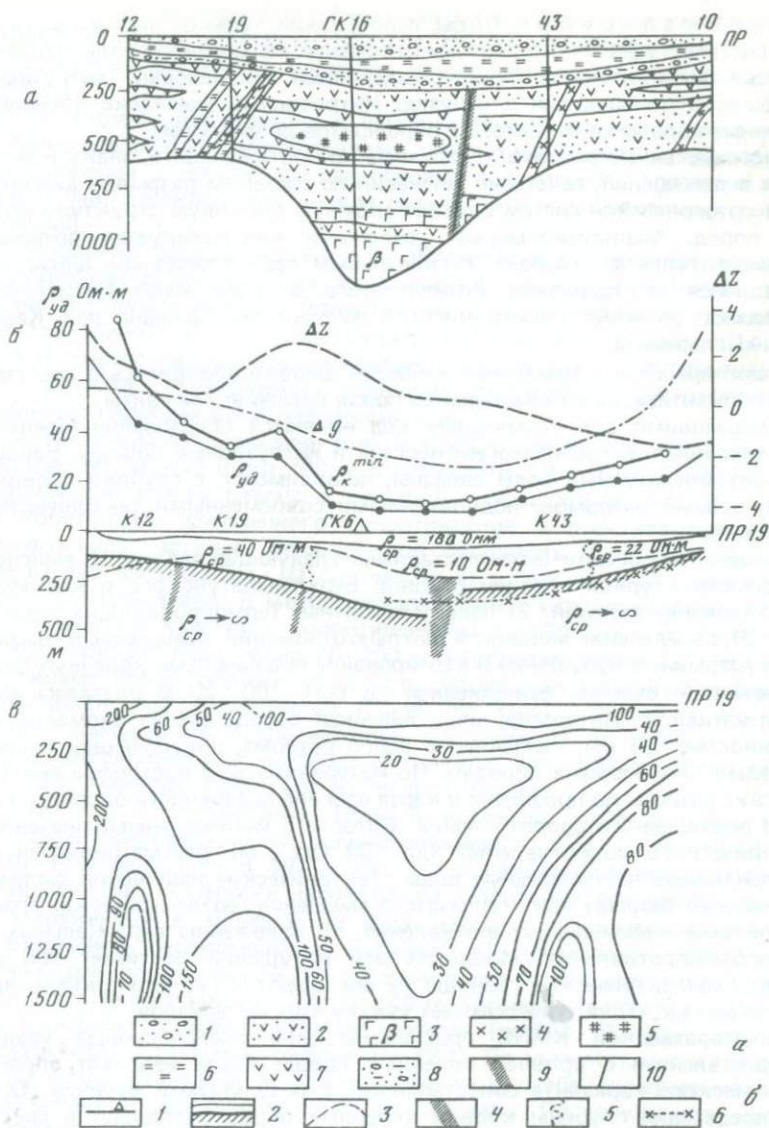


Рис. 14. Геолого-геофизический разрез по профилю 19 на Паратунском месторождении (по И.М. Зайцеву, 1969)

а — Геологический разрез по скважинам 12—10: 1 — песчано-галечные, гравийные отложения; 2 — туфы андезитов и андезито-базальтов; 3 — базальты; 4 — диоритовые порфириты; 5 — кварцевые диориты; 6 — алевриты; 7 — андезиты; 8 — конгломераты; 9 — зоны дробления; 10 — разрывные нарушения

б — Геоэлектрический разрез и графики  $\Delta z$  и  $\Delta g$ : 1 — точки ВЭЗ и скважины; 2 — границы электрических горизонтов; 3 — преломляющие границы по данным КМПВ; 4 — тектонические нарушения по геофизическим данным; 5 — границы участков с различным удельным сопротивлением; 6 — линия абсцисс минимумов  $\rho_k$  на кривых ВЭЗ.

в — разрез кажущихся сопротивлений

а лнейская серия (лавы, лавобрекчии, туфы от кислого до основного состава, туфогенно-осадочные отложения верхнемиоцен-плиоценовые).

Среди магматических пород выделяются миоценовый интрузивный комплекс и плиоценовая экструзия. Интрузивный комплекс объединяет различные породы от диабазовых порфиритов до риолитов.

Многочисленные разломы, различные по протяженности, знаку и амплитудам перемещения, сочетание движений по системам разрывов диагональной и ортогональной систем создают сложную блоковую структуру коренных пород. Меридиональными разломами контролируется положение Верхнепаратунского грабена. Региональным северо-западным швом, протянувшимся от подножия Вилучинского вулкана через Начикинскую депрессию, отсечена область кислого вулканизма бассейна рек Карымшины—Поперечной.

Гидротермальные изменения наиболее широко проявились в повсеместной пропилитизации и окварцевании пород вилучинской свиты.

Вмещающими для термальных вод являются образования нижнего и верхнего комплексов палеоген—неогена и интрузивные породы. Наиболее высокотемпературные воды связаны, по-видимому, с глубоко проникающими зонами разломов, подновленными современными тектоническими подвжками.

Перед геофизиками были поставлены следующие задачи: 1) выяснение геолого-структурной позиции районов Верхнепаратунского и Карымшинского термопроявлений; 2) поиски вероятных термопроводящих зон и трещин; 3) определение мощности рыхлых отложений, выявление и трассирование разрывных нарушений и картирование под наносами коренных пород.

Магнитная съемка, выполненная по сети  $100 \times 20$  м оказалась малоинформативной. Интересна лишь линейная отрицательная аномалия протяженностью 1,5 км, связанная с зоной разлома, приуроченной к гидротермально измененным породам. По материалам ВЭЗ построены геоэлектрические разрезы по профилям и карта изогипс поверхности опорного горизонта повышенного сопротивления. Области с минимальными значениями электрического сопротивления (до  $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) рассматриваются как перспективные на термальные воды. Тектонические нарушения выделены по участкам разрыва или ступенчатого смещения геоэлектрических границ, резкой смене величины сопротивления, по положению вертикальных зон низкого сопротивления. Мощность зон нарушений достигает 500 м и более. Геоэлектрические границы не совпадают с геологическими, часто пересекают их, что почти исключает увязку этих материалов.

Сейсморазведкой КМПВ прослежена одна преломляющая граница, отождествленная с кровлей коренных пород. Карта изопахит опорного сейсмического горизонта сопоставлялась с результатами бурения. Ошибка определения глубины кровли коренных пород составляет в среднем 20%. По кровле коренных пород выявлено большое число разрывных нарушений различного простирания и мощности.

По Верхнепаратунскому участку предложены в качестве перспективных аномальные участки по данным ВЭЗ, на которых горизонт высокого сопротивления не прослеживается или залегает глубоко; узлы пересечения тектонических зон разного направления, выделяемые КМПВ по кровле преломляющей границы, отдельные тектонические зоны в пределах аномальных участков электрического сопротивления; зоны минимального электросопротивления.

По геофизическим рекомендациям было пройдено шесть скважин, две из них оказались продуктивными; три скважины после углубления оказались водоносными.

*Налачевское месторождение* бороносных термальных вод расположено в верховьях истоков р. Правая Налачева. Наиболее перспективные участки месторождения достаточно подробно изучены методами электроразведки в 1958 г.

Район сложен неогеновыми и четвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями — андезитами, андезито-базальтами, туфобрекчиями с прослоями лав основного и среднего состава и туфопесчаниками, перекрытыми чехлом ледниковых и аллювиальных рыхлых отложений.

В основании разреза неогеновых образований лежит пласт андезитов и андезито-базальтов, верхняя часть разреза сложена горизонтом туфобрекчий и туфопесчаников. Четвертичные покровы андезитов и андезито-базальтов слагают вершины водораздельных участков. Водовмещающими породами являются, вероятно, интенсивно трещиноватые породы андезито-горизонта. Относительный водоупор представлен пиритизированным горизонтом туфобрекчий и туфопесчаников.

Электрические зондирования выполнялись с шагом 100 м по профилям с расстоянием между ними 300 м и разносами АВ =  $1000 \div 3000$  м. Геоэлектрический разрез района в основном трехслойный типа Н, с мощным горизонтом пониженного сопротивления и подстилающим слоем высокого сопротивления. Верхний слой (мощность 10–20 м и сопротивление от 400 до 1600 Ом · м) соответствует толще рыхлых отложений до уровня грунтовых вод. В местах поверхностных термопроявлений в этом слое отмечаются участки с сопротивлением 1,5–25 Ом · м. Подстилающий его горизонт мощностью 70–200 м и сопротивлением 2,2–18 Ом · м представляет собой обводненную часть разреза, включающую и верхние трещиноватые участки коренных пород (по данным бурения). На плане изолиний кажущегося сопротивления, построенном по данным симметричного профилирования, хорошо выделяется зона низких значений (до 10 Ом · м), имеющая северо-восточное простирание.

*Апачинское месторождение.* Полный комплекс геофизических методов (магниторазведка, электропрофилирование, ВЭЗ и сейсморазведка КМПВ) был выполнен в 1971–1975 гг. в районе Апачинских термальных источников. Источники находятся на территории Апачинской депрессии, выраженной в морфологии верхнемелового фундамента. Неогеновые отложения, перекрывающие верхний мел, представлены осадочными комплексами воямпольской и кавранской серий. Мощность их увеличивается с востока на запад от 270 до 640 м. Термальные источники приурочены, возможно, к близширотному разлому (по В.А. Мокроусову). Температура воды в главном грифоне 71–72°C. По химическому и газовому составу воды относятся к азотно-щелочным, слабо минерализованным гидрокарбонатно-хлоридным натриевым термам. По результатам магнитной съемки, сейсморазведки и электроразведки проведено предварительное литологическое расчленение дочетвертичных образований, намечены общие черты структурной обстановки. По сейсморазведочным данным естественные выходы термальных вод тяготеют к южному тектоническому обрамлению приподнятого блока верхнемеловых отложений и приурочены к области сочленения двух трещинных зон близширотного и близмеридионального простирания. В районе самих термальных источников по общей опорного горизонта связывается с наличием экстрезии риолитов. Общая мощность надопорной толщи составляет 25–50 м, увеличение мощности намечается в южном и юго-восточном направлениях, где она достигает 175 м. В том же направлении происходит увеличение мощности верхнего высокоомного горизонта. Породы, насыщенные термальными вода-

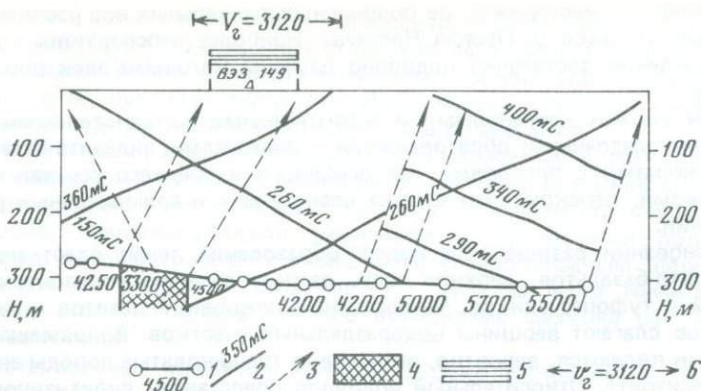


Рис. 15. Ослабленная зона, выделенная сейсморазведкой на Плотниковском участке (по В.А. Иванову, А.В. Задирию, 1976)

1 — преломляющий горизонт и значения  $v_T$  по способу полей времен; 2 — изохроны головных волн и значения времени; 3 — сейсмические лучи; 4 — трещинная зона; 5 — область сейсмической радиации; 6 — местоположение и параметры зоны по способу разностного годографа

ми, имеют удельное сопротивление 25–60 Ом · м. Обводненными являются, по-видимому, трещиноватые зоны и некоторый объем пород вблизи них. Осложняют картину водоупоры, представленные алевролитами, с ними может быть связано низкое сопротивление так же, как и с разгрузкой термальных вод в вулканогенных породах. Наибольший интерес представляют мощные зоны дробления, выделяемые сейсморазведкой (рис. 15) и электроразведкой, связанные с долгоживущими разломами северо-восточного и северо-западного простирания, подновленными более поздними тектоническими движениями. К этим зонам приурочены отрицательные аномалии и зоны повышенных градиентов магнитного поля. Скажины были заданы в основном на пересечениях диагональных нарушений.

Малкинское месторождение расположено в 136 км от Петропавловска. Малкинские горячие источники находятся в поле развития верхнемеловых кремнисто-вулканогенных образований ирунейской свиты, перекрытых мощным чехлом рыхлых четвертичных и современных отложений. Мощность четвертичных отложений в районе источников достигает 56 м по данным бурения, они представлены современным аллювием и верхне-четвертичными водно-ледниковыми наносами. Образования ирунейской свиты представлены чередованием слоев полосатых яшмовидных кремнистых сланцев и алевролитовых кремнистых туффитов. Общая мощность свиты около 1700 м.

Породы ирунейской свиты характеризуются интенсивно проявленными дизъюнктивными и пликативными дислокациями. Системы тектонических трещин наиболее широко развиты в кремнистых образованиях. Отмечаются разломы: субширотного простирания по долине р. Ключевки и северо-западного направления, пересекающий эту долину вблизи выходов термальных вод.

Ирунейские кремнисто-вулканогенные образования почти водонепроницаемы и не могут служить коллекторами или путями движения термальных вод. Последние, вероятно, аккумулируются на глубине в зонах дробления и трещинных зонах крупных разломов. По представлениям Б.И. Пийпа, Малкинские горячие источники генетически связаны с неглу-

боко залегающей интрузией гранитоидов, водовыводящим каналом считается зона тектонического нарушения северо-западного направления.

Термальные воды Малкинских горячих источников сульфатно-хлоридно-натриевые. Максимальная температура вод источника Большой грифон  $82^{\circ}\text{C}$ , суммарная минерализация  $0,6 \text{ г/л}$ .

Геофизические исследования включали в себя магниторазведку, электроразведку ВЭЗ и сейсморазведку КМПВ. По магнитным и сейсмическим данным установлена сложная система тектонических нарушений, особенно развитая в восточной части долины, где сосредоточены выходы горячих источников. Эти нарушения выражаются в магнитном поле линейными отрицательными и положительными аномалиями или резкой сменой характера поля. Совокупность всех нарушений образует в районе термальной площадки структуру "разбитой тарелки". Результаты бурения (скв. К-1) позволяют интерпретировать отрицательные магнитные аномалии как зоны гидротермально измененных пород. Зона отрицательных аномалий СЗ простирания примерно в районе выходов источников пересекается мощной (до 1 км) зоной субмеридионального простирания, окаймленной столь же мощными зонами высоких положительных значений магнитного поля, связанных, вероятно, с внедрением основных лав. Можно предположить, что Малкинское термопроявление приурочено к тектоническому узлу, образовавшемуся благодаря обновлению древнего тектонического шва, омоложенного неотектоническими процессами (на Паратунском месторождении участки геотермических аномалий приурочены к местам пересечения древних диагональных и более молодых ортогональных нарушений).

Геоэлектрический разрез долины р. Ключевки аналогичен описанным выше. Минимальное кажущееся сопротивление на Малкинском термопроявлении выше, что объясняется пониженной минерализацией. Судя по распределению  $\rho_k$  маловероятно ожидать получение воды с температурой около  $80^{\circ}\text{C}$  за пределами зоны  $< 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Низкоомная зона в районе выхода Малкинских горячих ключей вытягивается в субширотном направлении по долине р. Ключевки на 1200 м. На востоке ее граница проходит в 200 м, а на западе в 1000 м от выхода главных источников. По данным электроразведки на всех профилях фиксируется мощность рыхлых образований. При сопоставлении геоэлектрических разрезов с данными КМПВ удовлетворительное совпадение мощностей отмечается там, где в разрезе отсутствует горизонт пониженных сопротивлений. Когда в разрезе отмечается низкоомный горизонт, мощность рыхлых отложений по данным ВЭЗ оценить не удастся, так как в этом случае геоэлектрическая граница не совпадает с литологической.

По граничным скоростям проведена привязка по литологии.

1. Низкие скорости  $V_T = 2560\text{--}3300 \text{ м/с}$  — терригенные отложения, гидротермально измененные вулканогенные, осадочные и другие породы.
2. Пониженные  $V_T = 3400\text{--}3800 \text{ м/с}$  — туфы, туффиты.
3. Повышенные  $V_T = 3900\text{--}4500 \text{ м/с}$  — базальты, сланцы окремненные.
4. Аномально высокие  $V_T = 4600\text{--}5700 \text{ м/с}$  — интрузивные и метаморфизованные породы.

Комплекс полученных геофизических данных позволил установить размер и контуры интрузии диоритов и выделить участки, перспективные для бурения.

В очень небольшом (явно недостаточном) объеме были выполнены электро- и магниторазведочные работы на *Начикинском* месторождении термальных вод. Зона пониженных сопротивлений фиксирует очаг разгрузки минеральных термальных вод, занимающий в пределах изотермы

60° площадь 100×120 м. Воды хлоридно-сульфатно-натриевые, минерализация 1,1 г/л, температура 76–81°C.

Геофизические работы с целью поисков термальных вод проводились в районе Авачинской депрессии на Пиначевском и Авачинском участках. С помощью сейсморазведочных исследований в пределах участков была выяснена морфология и структура фундамента, выявлены тектонические нарушения, изучено вертикальное строение экструзивного купола (высота 202,2). По магниторазведочным данным установлены предполагаемые интрузивные тела, скрытые под наносами. Оконтурены зоны низких сопротивлений, возможно, связанные с зонами растека минерализованных вод в междуречье рек Пиначевой и Светлый Ключ. Однако минимальные значения кажущегося сопротивления выше, чем на геотермальных месторождениях (около 100 Ом · м). Это, видимо, связано с отсутствием на изученных глубинах термальных вод с температурами 50–100°C. Единственными признаками гидротермальной активности являются теплые минерализованные воды в районе высоты 202,2.

Результаты исследований свидетельствуют об эффективности применения геофизических методов при поисках и разведке месторождений термальных вод. По оценкам геофизиков ПГО "Камчатгеология", 33% скважин, заложенных по геофизическим данным, оказались продуктивными.

Возможности геофизики при решении геолого-структурных задач очевидны: изучение строения фундамента и выявление его рельефа под рыхлыми отложениями, трассирование тектонических нарушений, установление глубины залегания и размеров интрузивных и экструзивных тел и т.п. Специфические черты геотермальных месторождений выявляются не всегда однозначно, поэтому совершенно необходимо применение комплекса геофизических методов. На месторождениях Камчатки в комплексные исследования должны входить магниторазведка, сейсморазведка и электроразведка.

Задачи магнитометрии состоят в выделении под наносами различных литологических образований, интрузивных и экструзивных тел, тектонических нарушений, зон гидротермально измененных пород.

Гравиразведка может быть полезна при изучении строения фундамента, однако ее возможности ограничены сложностью рельефа изучаемых районов.

Сейсморазведочные данные позволяют изучать рельеф поверхности и состав коренных пород, выявлять и трассировать зоны тектонических нарушений.

Электроразведка дает возможность оконтуривать области разгрузки термальных вод, выявлять особенности геологического строения месторождения, оценивать возможные параметры гидротерм.

При наличии комплекса признаков, свойственных всем рассмотренным месторождениям, следует иметь в виду, что в зависимости от конкретных геологических условий и гидротермальных особенностей физические поля могут существенно различаться даже на месторождениях одного типа.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭССОВСКОГО, АНАВГАЙСКОГО И ПУЩИНСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭССОВСКОГО, АНАВГАЙСКОГО И ПУЩИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изученные нами месторождения относятся к различным гидротермальным системам, расположены в разных структурно-фациальных зонах — Центрально-Камчатской (Эссо и Анавгай) и Восточно-Камчатской (Пушино).

Анавгайские и Эссовские термопроявления относятся к единой Эссовско-Быстринской гидротермальной системе, поэтому дается описание геологического строения района в целом по результатам государственной геологической съемки, проведенной под руководством С.Е.Апрелкова.

Рассматриваемый район охватывает бассейн рек Быстрой, Уксичан и Анавгай в Срединном хребте и входит в Центрально-Камчатский вулканический пояс (по Г.М.Власову), представленный в вулканоструктурном плане системой эшелонированных вулканических цепей и звеньев, а в вулканотектоническом — сочетанием кольцевых структур с линейными разломами.

Наиболее древними породами являются отложения палеоген-неогенового возраста. Верхний олигоцен—нижний миоцен представлен породами анавгайской серии, которые встречаются к востоку от Эссовских и к югу от Анавгайских термальных источников, где они прорваны экстррузией риолито-дацитов и перекрыты потоками ниже- и верхнечетвертичных базальтов. Лавы основного состава нижнемиоценового возраста выявлены в долине р. Уксичан. Эффузивно-пирокластическая толща анавгайской серии представлена преимущественно базальтами, андезитами, дацитами и их туфами. Отложения серии интенсивно гидротермально изменены. Общая мощность свиты 600—700 м (рис. 16).

Выходы на поверхность березовской свиты (средний миоцен) в описываемом районе не выявлены, однако ее образования закартированы в долине р. Быстрой. В составе свиты преобладают пирокластические образования — туфы, туфобрекчии кислого состава мощностью до 600 м. Среди дочетвертичных отложений наиболее широко развиты плиоценовые отложения алнейской серии. От подстилающих образований они отличаются почти полным отсутствием вторичных изменений (кроме участков термопроявлений). Отложения алнейской серии залегают почти горизонтально или полого наклонно. В составе серии выделяют две фациальные разности отложений: вулканогенно-осадочную континентальную и преимущественно пирокластическую континентальную. Мощность отложений серии от 200—250 м в осевой части хребтов до 500—600 м в краевых частях.

Образования четвертичной системы занимают наибольшую часть площади описываемого района. В отложениях нижнеплейстоценового возраста преобладают базальты, в подчиненном количестве эти отложения сложены андезитами; пирокластика и другие разновидности вулканитов редки. Мощность нижнечетвертичных вулканогенных образований, по-видимому, изменяется от 10—25 до 200—250 м. К среднеплейстоценовым образованиям отнесены крупные вулканические постройки, сложенные преимущественно андезита-

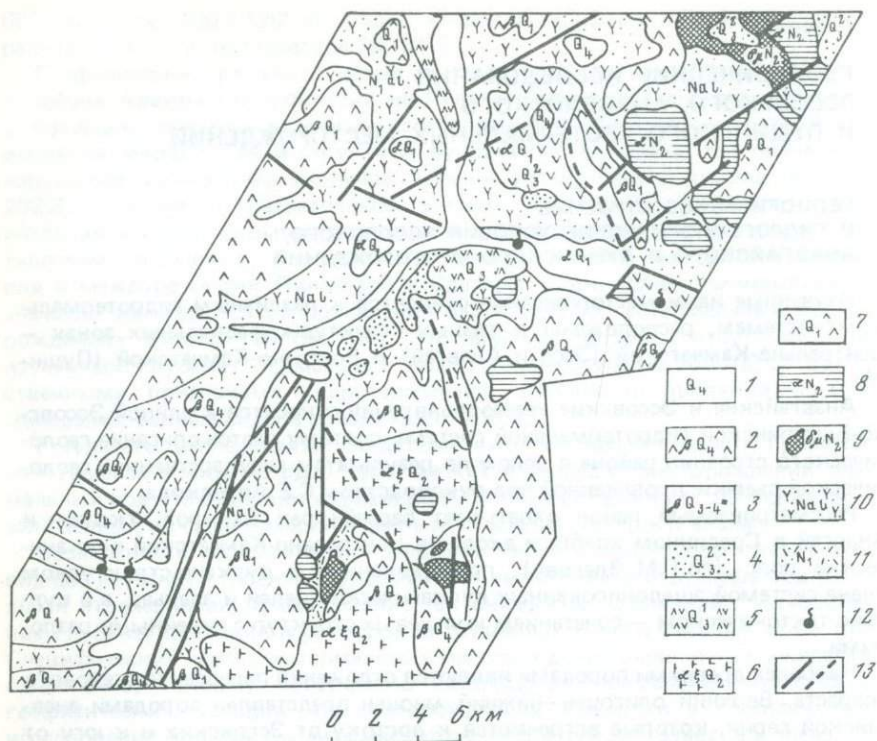


Рис. 16. Обзорная геологическая карта термопроявлений Быстринского района (составил М.И. Савельев)

1 — современные аллювиальные образования; 2 — современные оливиновые базальты, шлаки; 3 — верхнеплейстоценовые базальты, оливиновые и пироксеновые базальты, шлаки; 4 — верхнеплейстоценовые ледниковые, водно-ледниковые отложения: валуны, галечники, пески; 5 — верхнеплейстоценовые андезитобазальты; 6 — среднеплейстоценовые андезиты, дациты, риолиты; 7 — нижнеплейстоценовые базальты (β), андезитобазальты, андезиты (α), дациты, риолиты, их туфы; 8 — андезиты; 9 — пироксеновые диоритовые порфиры; 10 — алнейская серия (нерасчлененная) — верхний миоцен—плиоцен; базальты, андезиты, туфы, туфобрекчия; 11 — Паратунгская свита, нижний миоцен: андезиты, базальты, туфы, туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты; 12 — термальные источники; 13 — тектонические нарушения установленные и предполагаемые

ми и дацитами. Возраст андезитобазальтовых щитовых вулканов — средний и верхний плейстоцен. Ледниковые и водноледниковые отложения средневерхнеплейстоценового времени представлены галечниками, валунами, песками, супесями, суглинками. Шлаковые конусы, лавовые потоки андезитобазальтов и андезитов составляют современные вулканические образования. Современные рыхлые отложения представлены аллювиальными, пролювиальными, элювиально-делювиальными и озерно-болотными отложениями.

Проявления магматизма в описываемом районе известны от раннего миоцена до голоцена.

Миоценовый интрузивный комплекс состоит из раннемиоценовых интрузий сложного состава, позднемиоценовых интрузий гранодиорит-порфиоров, кварцевых диоритов, миоценовых субвулканических тел и даек базальтов, андезитов, риолитов и переходных разновидностей этих лав. Дайки дио-

ритовых порфиров встречаются вблизи выходов интрузивных пород и образуют их жильную фацию. Четвертичные субвулканические тела представлены преимущественно интрузиями и экструзиями долеритов, дайками различного состава. Большое количество экструзий небольших размеров, субвулканических тел и даек андезитового, андезито-дацитового состава выявлено по бортам долины р. Уксичан и вскрыто скважинами на площади Эссовского месторождения.

Тектонику района в значительной степени определяют разрывные дислокации и вулканизм: складкообразование проявлено очень слабо. Основными геолого-структурными элементами района являются горстовое поднятие Козыревского хребта и грабен-синклиналь Срединного хребта, разделенные между собой региональным Быстринско-Анавгайским глубинным разломом, выраженным в виде узкого грабена долины р. Быстрой. Эти основные структуры осложнены Уксичанской и Северо-Козыревской вулканотектоническими структурами. Наиболее крупные термопроявления района приурочены к границам Уксичанской вулканотектонической структуры с Северо-Козыревской и Анавгайской структурами (Эссовские, Промежуточные, Анавгайские, Оксинские и Апальские источники) (рис. 17). В тектонической истории описываемой территории выделяется несколько фаз складчатости, проявившихся в неоген-четвертичное время. С курильской фазой складчатости в конце нижнего миоцена связано внедрение крупных интрузий гранодиоритов сложного состава, заложение крупных разломов северо-восточного простирания и широкое гидротермальное изменение пород. Складчатые движения алеутской фазы проявились в меньшей степени, ими затронуты отложения березовской свиты. Мощные дифференцированные блоковые движения связываются с татарской фазой складчатости. В этот период создается блоковая структура Срединного хребта. Новый этап горообразовательных движений в охотскую фазу складчатости завершил создание тектонического плана района: четко оформились горсты основных хребтов и грабены долин. Активные тектонические движения, очевидно, продолжались и в голоцене, о чем свидетельствует образование на крупных разломах многочисленных молодых шлаковых конусов.

Гидрогеотермические условия района обусловлены общим аномальным геотермическим режимом Камчатки и неоднородностью теплового поля на различных участках территории. Район расположен в Срединно-Камчатской геотермальной провинции. Вероятной причиной образования долгоживущих тепловых аномалий является поступление по ослабленным участкам земной коры порций эндогенного теплоносителя. Участки Эссовско-Быстринской гидротермальной системы приурочены к водонапорным гидрогеологическим структурам трещинно-жильного типа, наложенным на малые межгорные артезианские бассейны тектонического происхождения и имеющим несколько очагов разгрузки. Все они являются гидродинамически зрелыми с преимущественно инфильтрационным питанием. Возраст системы определяется в интервале 250—700 тыс. лет.

*Эссовское месторождение.* Геологическое строение Эссовского месторождения рассматривается с учетом данных бурения. Эссовское месторождение находится на стыке узких грабенов долины р. Быстрой и долины р. Уксичан, на границе между Уксичанской и Северо-Козыревской вулканотектоническими структурами. Границей месторождения на юго-востоке и востоке является правый борт р. Быстрой, на западе, северо-западе и севере граница проводится по подножию склонов Срединного хребта. Северо-восточной границей месторождения является тектоническое нарушение северо-западного простирания, пересекающее долину р. Быстрой в 6 км от устья р. Уксичан, юго-западной границей — разлом по долине р. Улавковчан. Пло-



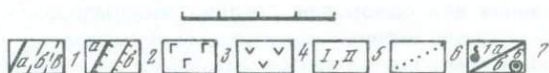
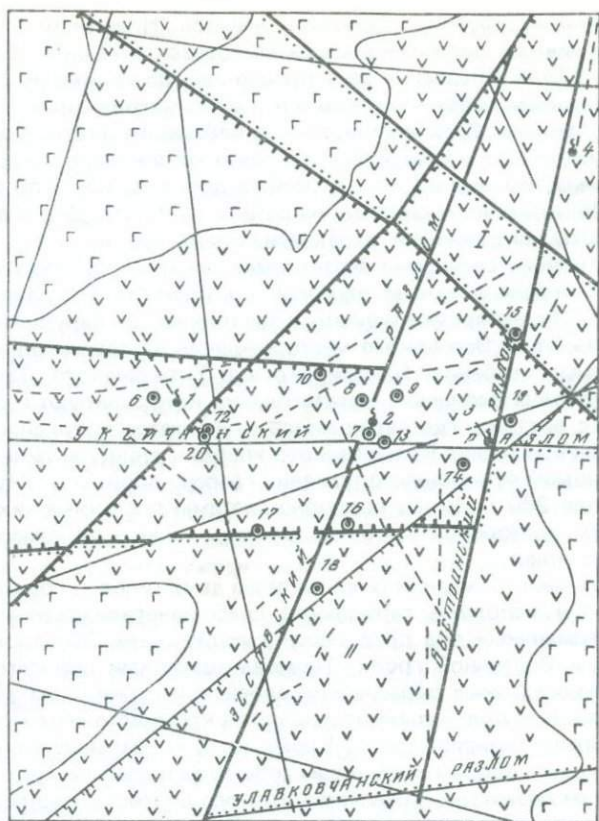


Рис. 18. Схематическая структурная карта Эссовского месторождения (по М.Н. Ерохину)

1 — разрывные нарушения: а — главные; б — более низких порядков, в — локальные, возникшие при внедрении субпластовых тел; 2 — то же, с указанием направления падения плоскости сместителя (а и б); 3 — нижнечетвертичные базальты; 4 — эффузивные и вулканогенно-осадочные образования плиоценового возраста алнейской серии; 5 — приподнятые поперечные блоки в дне Быстринского грабена; 6 — границы блоков; 7 — термальные источники (а). 1 — Западная группа; 2 — Центральная группа; 3 — Южная группа; 4 — Восточная группа; скважины и их номера (б)

Водно-ледниковые верхнечетвертичные отложения, слагающие высокие террасы вдоль рек Быстрой и Уксичан, состоят из рыхлых валунно-галечниковых отложений с песчаным заполнителем. На участках термальных источников валунно-галечниковые отложения сцементированы цеолит-кремнистым цементом. Максимальная мощность 122 м (скв. 15). Современные отложения представлены рыхлыми валунно-галечниковыми речными отложениями и илами и суглинками болотных отложений. Мощность речных отложений достигает 40 м (скв. 10, 19), болотных — менее метра.

На исследуемой площади выделяется два комплекса магматических образований: нижнечетвертичные дайки базальтов и среднечетвертичные экст-

рузии и малые экструзии андезитов и дацитов. Нижнечетвертичная дайка плотных массивных пироксеновых базальтов вскрыта скв. 19 в интервале глубин 152—173 м. Внедрение даек произошло, по-видимому, преимущественно по разломам субмеридиональной и субширотной ориентировки, возникшим в плиоцене. Среднечетвертичные небольшие экструзии, субпластовые тела и питающие их корневые системы чрезвычайно широко развиты на площади месторождения как в речных долинах, так и по их бортам и подсечены большинством скважин на разных глубинах. Для андезитов и дацитов, вскрытых скважинами, характерна структура течения.

На исследуемой территории чрезвычайно широко проявилась разрывная тектоника, которая главным образом и контролирует гидротермальную деятельность. Ориентировка основных тектонических нарушений определяется расположением Эссовского месторождения на пересечении двух сложено построенных грабенов—Быстринского и Уксичанского. Тектонические нарушения субмеридионального направления контролируют грабен долины р. Быстрой с востока, где наблюдается ступенчатое опускание отдельных блоков грабена от горста Козыревского хребта к днищу долины. По субширотным разломам произошло опускание грабена долины р. Уксичан с амплитудой около 200 м. Более подробно системы тектонических нарушений на Эссовском месторождении будут описаны ниже, с использованием геофизических данных.

В пределах месторождения развиты воды двух типов — грунтовые холодные пресные и напорные термальные слабоминерализованные. Видимая разгрузка термальных вод представлена источниками Западной, Центральной, Южной и Восточной групп. Термовмещающими породами являются вулканогенно-осадочные образования алнейской серии, а на участках разгрузки термальных вод — цементированные кремнисто-цеолитовым цементом четвертичные конгломераты. Кроме того, термальные воды приурочены к небольшим субпластовым телам андезитов и дацитов среднечетвертичного и дайкам базальтов нижнечетвертичного возраста, распространенным в пределах месторождения в долинах рек Быстрой и Уксичан. Химический состав термальных вод однороден, средняя минерализация 0,96—1,09 г/л. Относительно близкие значения величины минерализации, содержания основных макро- и микрокомпонентов указывают на наличие единого потока термальных вод, формирующегося на больших глубинах. Основное питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации талых вод и летних осадков.

На площади Эссовского геотермального месторождения можно выделить один тип гидротермально измененных пород — формацию пропилитов. Наибольшему изменению вулканогенно-осадочные образования подвержены в зоне тектонических нарушений, а также в нижних частях разреза, представленных туфами андезито-базальтового состава. Слабым гидротермальным изменением по тектоническим трещинам и по трещинам коры выветривания в зоне разгрузки термальных вод (скв. 18) затронуты также среднечетвертичные интрузии и экструзии. Особенностью Эссовского месторождения следует считать отсутствие в его разрезе отложений выдержанного водоупора. Вероятно, его отсутствие обуславливает интенсивное площадное проявление гидротермальной деятельности на поверхности.

*Анагайское месторождение* термальных вод расположено на стыке Козыревского и Быстринского горстовых поднятий, разделенных между собой узким грабеном среднего течения р. Быстрой-Козыревской. В геологическом строении месторождения принимают участие породы неогенового и четвертичного возраста. Среднемиоценовые отложения березовской свиты вскрыты скважинами на глубинах 215—245 м. Породы представлены

преимущественно туфами кислого состава, маломощными прослоями и линзами туфогравелитов, туфопесчаников. По составу они мало отличаются от перекрывающих алнейских отложений. Выделение пород березовской свиты основано на большем количестве терригенного материала и их сильной окрашенности. Мощность свиты около 70 м. Алнейские образования имеют мощность до 220 м. К нижнечетвертичному возрасту условно отнесены базальты и довольно плотные пелитовые песчаники. Нижнечетвертичные отложения отличаются от неогеновых пород отсутствием вторичных изменений и слабой трещиноватостью. Проллювиально-делювиальные отложения, имеющие локальное распространение, условно датируются верхнечетвертичным — современным возрастом. Залегают они на нижнечетвертичных песчаниках и перекрываются современными речными валунно-галечниковыми образованиями. Последние вскрыты скв. 1, 3, 4, 11. Обломочный материал хорошо окатан, не отсортирован, представлен андезитами, базальтами, андезито-базальтами, туфами разного состава, туфопесчаниками. Пликативные дислокации в пределах месторождения не выявлены, но широко проявлена трещинная тектоника. Несколько зон дробления, зачастую с зеркалами скольжения, позволяют предполагать существование сложной системы нарушений. По наиболее мощным зонам северо-западного простирания произошло, вероятно, формирование грабена речной долины, протягивающегося от Уксичанской вулкано-тектонической структуры до Центрально-Камчатской депрессии.

Основные термальные источники выявлены на левом берегу р. Быстрой-Козыревской, где они вытянуты в виде линии на протяжении почти 500 м в пределах пос. Анавгай. Термальные воды приурочены к неогеновым породам, интенсивно раздробленным дизъюнктивной тектоникой. Циркуляция термальных вод происходит по отдельным локальным трещинам и трещинным зонам. Максимальные температуры на глубине (73,6°С) замерены в скв. 1, вскрывшей тектонические трещины и трещиноватые зоны с хорошей проницаемостью. Термальные воды содержат компоненты минерализации инфльтрационных вод, продукты выщелачивания пород и эндогенных эманаций. По химическому составу термы относятся к сульфатным кальциево-натриевым, общая минерализация 1,5—1,7 г/л.

*Пушинское месторождение* термальных вод относится к Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне и располагается в северных отрогах Валагинского хребта. Пушинские и Кашканские источники являются поверхностными проявлениями Пушинской гидротермальной системы, находятся в верхнем течении р. Кашкан; участок работ включает и часть долины р. Камчатки, по которой протекает р. Кашкан. Краткое описание геологического строения района работ сделано по материалам геолого-гидрогеологической съемки, выполненной под руководством В.М.Зимины, и по результатам бурения.

Наиболее древние образования участка работ — породы вахвинской свиты (верхняя юра, нижний мел). Отложения свиты представлены флишом чередующимися серыми, темно-серыми серицит-кварцевыми песчаниками, кварц-серицитовыми микросланцами, интенсивно измененными эффузивами и алевропсаммитовыми туфами. Для сланцев характерны прослой серицитового и кварцевого состава. Породу секут многочисленные разнонаправленные трещины. Отложения вахвинской свиты вскрыты скважинами на глубинах от 300 до 700 м, предполагаемая мощность свиты более 2 км. Отложения нижнего—верхнего мела на территории района представлены нижней толщей валагинской серии, состоящей главным образом из черных и темно-серых алевролитов с подчиненным количеством песчаников (мощность 1200—1300 м). Породы паратунской свиты (нижний миоцен)

представлены исключительно пропилитизированными вулканитами андезитового состава. Мощность свиты 500—800 м. Она перекрыта породами алнейской серии, которая почти повсеместно начинается с бурых туфобрекчий андезито-базальтов. Лишь в верховьях р. Кашкан наблюдается осадочная фация алнея — тонкослоистые озерные туфогенные песчано-алевролитовые образования небольшой мощности. Мощность серии 300—600 м.

Верхний отдел четвертичной системы представлен ледниковыми, озерно-ледниковыми, алювиально-пролювиальными отложениями, состоящими из валунов, гравия, гальки, дресвы, щебня и супеси с прослоями кислых пеллов и линз плотных суглинков. Современный отдел содержит базальты и шлаки мелких ареальных построек, рыхлые алювиальные и пролювиальные отложения. Скважинами вскрыты два магматических комплекса. Среднемиоценовый представлен андезито-дацитами, встреченными по рвущим контактам интрузий раннемиоценового возраста с породами паратунской свиты. Андезиты интенсивно метаморфизованы, породу секут многочисленные трещины, выполненные кварцем или карбонатом. Верхнемиоценовый комплекс (дайки андезитов) встречен первой скважиной на глубинах 320—330 м, породы также сильно изменены.

Пущинская гидротермальная система расположена в области перехода от Восточно-Камчатского антиклинория к Центральной Камчатской депрессии, что определяет сложное блоковое строение мелового фундамента. Естественная разгрузка термоминеральных вод приурочена к приподнятому блоку меловых пород на контакте с телом дацитов миоценового возраста. Площадь разгрузки 0,01 км, максимальная температура воды в естественных выходах 48°С, в скважинах — до 69°С. Пущинское месторождение относится к инфильтрационно-тектоническому (по Ю.Ф.Манухину) типу, состав его вод сложный, минерализация обычно выше 4 г/л, газ в основном — CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>.

Приведенные геологические и гидрогеологические сведения показывают, что, несмотря на различие в структурном положении, рассмотренные гидротермальные месторождения весьма близки по гидрогеологическим условиям. Все они относятся к трещинно-жильным системам инфильтрационно-тектонического типа, с многоочаговой разгрузкой. Некоторым отличием Пущинского месторождения является его повышенная минерализация. Сходство тектонических и гидрогеологических условий позволяет надеяться на применимость комплекса геофизических методов на всех рассматриваемых объектах.

## МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения задач поисков и разведки гидротермальных месторождений геофизическими методами необходимо тщательно рассмотреть информативность каждого из предлагаемых методов и возможность их применения в конкретных геолого-геофизических условиях. При постановке наших работ мы опирались на опыт геофизических работ на гидротермальных месторождениях мира, и в первую очередь Камчатки, а также на подробном изучении влияния термальных вод на физические свойства пород. Все это позволило нам выбрать для решения поставленных перед нами задач три вида геофизических работ и установить последовательность их проведения: сначала магниторазведка, потом электроразведка методом ВЭЗ и затем сейсморазведка методом КМПВ. Первоочередное выполнение магнитной съемки было вызвано расположением районов работ в узких речных долинах, когда только магниторазведка могла дать представление

о площадном распределении аномалий. Полученные данные позволили более рационально выбрать систему наблюдений электро- и сейсморазведки. Кроме того, такая последовательность работ была наиболее экономичной, так как объем "тяжелых" методов (электро- и особенно сейсморазведки) можно было существенно сократить из-за уменьшения площади работ.

*Магнитная съемка.* Как было показано выше, возможности магнито-разведки в выделении гидротермальных месторождений весьма ограничены. Однако на месторождении, где гидрогеологическими методами выделены наиболее яркие термопроявления, с помощью детальной магниторазведки можно выделить зоны гидротермально измененных пород, зоны тектонических нарушений и обнаружить интрузивные магнитные тела, перекрытые осадочным чехлом.

Для получения площадной картины магнитного поля предусматривалось измерение его вертикальной составляющей по системе профилей, ориентированных вкрест простирания основных структур, которые выделялись геологическими методами и, как правило, контролировали направление речной долины. На всех участках съемки расстояние между профилями составляло 200 м, а между точками измерений — 50 м. Такая система наблюдений наиболее рациональна, так как размеры изучаемых объектов составляют в поперечнике первые сотни метров и, независимо от глубины залегания, не могут быть пропущены.

На участках с высокими градиентами производилось сгущение точек наблюдений, а на участках, перспективных на термальные воды (по всему комплексу методов) — детализация по сети 10 X 10 м. Съемка производилась магнитометрами М-27 и М-27 М, замкнутыми рейсами с повторными наблюдениями в каждом. Повторные измерения составили около 10% от общего числа точек наблюдения. Продолжительность рейса от одной опорной точки до другой не превышала трех часов, а специальные режимные наблюдения на ряде опорных точек за вариациями магнитного поля показали, что их величина не превышает 30 нТл, а период существенно больше трех часов, поэтому специальных поправок за вариации магнитного поля не вводилось. Линейная составляющая вариаций устранилась частично при введении поправки за сползания нуля-пункта прибора. Также не вводились поправки за изменение температуры прибора, ввиду их крайней незначительности по сравнению с амплитудами выделяемых аномалий, достигающими сотен нТл. В результате во всех изучаемых районах точность съемки, определенная по повторным и контрольным пунктам, была не хуже  $\pm 11,0$  нТл. Полученная точность вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемым задачей, поставленной перед магнитной съемкой.

При вычислении значений аномального магнитного поля уровень нормального поля выбирался методом средней ординаты, что вполне оправдано при небольших площадях съемки. Все снятые участки представляют собой плоские речные долины, поэтому поправки на рельеф не вводились. Хотя вблизи бортов долин и на склонах речных террас влияние рельефа весьма значительно, оно легко опознаваемо, и аномалии, связанные с рельефом, при интерпретации, не рассматривались.

*Электроразведочные работы.* На месторождениях термальных вод в Эссо, Анавгае и Пушино проводились методом вертикального электрического зондирования с целью выявления, в комплексе с магнито- и сейсморазведкой, участков, перспективных на термальные воды.

Использование электроразведочных методов для решения этой проблемы обусловлено положительным опытом подобных исследований на различных геотермальных месторождениях в СССР и за рубежом. Основ-

ной предпосылкой применения электрометрии в данной ситуации является значительная дифференциация термальных растворов и сопутствующих им гидротермально измененных пород по отношению к вмещающим образованиям по электрическим характеристикам, в частности по величине удельного сопротивления. В работах И.М. Зайцева, Ч. Банвелла, Д. Комбса и Л. Маффлера [6, 18, 19, 23] и других ученых показано, что при достаточно высоком сопротивлении вмещающих пород (сотни и первые тысячи Ом · м) зонам гидротермальной переработки соответствуют значения  $\rho$  в первые десятки Ом · м, а в зонах аккумуляции и разгрузки термальных вод  $\rho$  уменьшается до единиц Ом · м. Таким образом, с помощью электроразведочных методов в различных модификациях возможно выделение участков, перспективных на термальные воды, а проведение зондирований позволяет получить достаточно надежную информацию о границах аномальных зон на необходимых глубинах. При этом в качестве поисковых признаков рассматриваются локальные минимумы в разрезах сопротивлений. Кроме того, по деформациям кривых и с помощью крестовых расстановок возможна структурная характеристика исследуемых участков.

Наряду с использованием традиционных методов постоянного тока в мировой практике известны случаи применения переменных электромагнитных полей для исследования геотермальных месторождений. Как правило, разрешающая способность частотных методов при поисках погребенных проводящих структур в случае перекрывающих высокоомных образований выше, чем у методов постоянного тока. При правильно выбранных параметрах установки (в общем случае пространственной частоты) здесь возможны более надежные оценки истинных параметров геоэлектрического разреза. На Пущинском месторождении в опытном порядке с одной стоянки генгруппы выполнено индукционное частотное зондирование в двух направлениях: по одной трассе получена зависимость кажущегося сопротивления от частоты, по другой — от расстояния между генгруппой и приемником. Анализ результатов показал, что по сравнению с вертикальным электрическим зондированием индукционный метод позволяет получать информацию о больших глубинах при соизмеримых разносах и меньших физических затратах.

На всех трех месторождениях вертикальное электрическое зондирование проводилось по общепринятой методике с применением стандартной электроразведочной аппаратуры. Величина разносов питающих линий составляла 1,5–2,0 км. Расстояние между пунктами ВЭЗ в основном было 0,2 км, в отдельных случаях до 1 км. Геоморфологические условия всех участков сходны: основная часть профилей располагалась в узких долинах рек с высокими бортами. По этой причине измерения с крестовыми расстановками сделаны в малом объеме, за исключением месторождения Эссо, где все зондирования были крестовыми (однако разносы ортогональных расстановок в редких случаях превышали 200 м).

Интерпретация материалов ВЭЗ проводилась в два этапа. Качественная оценка сводилась к определению общего характера разреза по полученным зависимостям  $\rho = f$  (AB) / 2 и анализу разрезов полей кажущихся сопротивлений. При этом информативными признаками считались относительно локальные зоны минимумов  $\rho_k$ , предположительно связанные с областями циркуляции термальных вод. Кроме того, принимались во внимание деформации кривых и эффекты макроанизотропии сопротивлений, характеризующие систему тектонических нарушений. Как правило, области разгрузки и циркуляции термальных вод пространственно связаны с тектоническими нарушениями, и в особенности с местами их пересечений.

Необходимо оговориться, что в дальнейшем, при анализе особенностей структур полей кажущихся сопротивлений, под термином "глубина", формально определяющим глубину проникновения поля, подразумевается величина полуразноса питающих линий АВ/2. Количественная интерпретация во всех случаях производилась палеточным способом с использованием альбома трехслойных кривых ВЭЗ [34]. Необходимо подчеркнуть некоторую условность выделяемых геоэлектрических границ, так как палетки рассчитаны для горизонтально слоистых моделей.

Оценка геоэлектрических параметров по результатам индукционного частотного зондирования на Пущинском месторождении в силу отсутствия единой методики интерпретации проводилась при помощи существующих теоретических и экспериментальных зависимостей для двухслойных сред [28, 29, 30] и последовательной реконструкции многослойного разреза через суммарную продольную проводимость.

*Сейсморазведочные работы.* С помощью сейсмических исследований на изученных месторождениях предполагалось получить пространственное положение сейсмических границ до глубин верхнемелового фундамента, определить их структуру, выделить зоны трещиноватости, подверженные гидротермальному воздействию, и зоны разломов, перспективные на получение горячей воды.

Сейсморазведочные исследования с целью поиска геотермальных месторождений выполнялись в Италии, Японии, Мексике и США. В основном эти работы проводились методом отраженных волн. Выделялись структурные особенности неглубоко залегающих скоростных границ, осложненных зонами дробления. Сопоставляя сейсмические записи, полученные на разных участках с известным геологическим строением, И.С. Берзон [9] пришла к выводу, что частые смены волн характеризуются изменением как динамических, так и кинематических параметров волны и приурочены к зонам с вертикально неоднородной слоистостью.

Уменьшение скорости и увеличение коэффициента затухания волн могут наблюдаться и при пересечении профилем зоны повышенной трещиноватости, непосредственно не связанной с дизъюнктивными нарушениями. Однако в этом случае, при общем сохранении характера наблюдаемого волнового поля [9], дифрагированная волна отсутствует. Появление преломленно-дифрагированной волны в районах выхода гидротермально измененных пород, а также приуроченность к этим участкам зон пониженных граничных скоростей отмечались при исследованиях, выполненных на Паужетском и Паратунском месторождениях горячих вод на Камчатке [17].

Для решения поставленных задач на каждом участке был выполнен небольшой объем опытно-методических работ, позволивших выбрать необходимый шаг наблюдений и определить параметры волнового поля, которые можно использовать в качестве прогностических признаков. Шаг наблюдений ( $\Delta x$ ) выбирался из условий обеспечения уверенной корреляции волн: при сдвиге фаз между соседними каналами, не превышающем половины преобладающего периода ( $T$ ) волны ( $\Delta x \leq 0,5\lambda$ ).

При использовании продольных профилей в качестве непродольных расстояния между сейсмоприемниками не изменялись.

Опытно-методические работы выполнялись на участках, где имелись естественные выходы термальных вод или были пробурены продуктивные скважины. В основном использовалась профильная система наблюдений методом КМПВ, включающая продольное и непродольное профилирование с шагом 50—100 м. Для определения скоростных параметров

в верхней части разреза, уточнения положения разломов и их простира-ния был выбран шаг 10–20 м.

В связи с трудностями ведения взрывных работ рядом с населенными пунктами и сложным рельефом местности, изучение верхней части разреза (10–40 м) было выполнено только на отдельных участках.

Всего на Эссовском, Анавгайском и Пушинском участках отработано 60 км профилей, из них 15 км отработаны с шагом наблюдений 10–20 м. Работы выполнялись с помощью сейсморазведочных станций типа Поиск–КМПВ, СМП–КМПВ и трех телеметрических станций Тайга, укомплектованных осциллографической записью и сейсмоприемниками С-205, С-210. Взрывы мощностью от 1 до 10 кг выполнялись в шпурах глубиной до 2 м, а мощностью от 10 до 300 кг – в специально подготовленных шурфах и котлованах, заполненных водой. Передача момента взрыва осуществлялась по радиоканалам. Принятые системы наблюдений обеспечивали 2–4-кратное перекрытие с получением встречных и нагоняющих годографов преломленных волн на удалениях от 230 до 5000 м. Схемы наблюдений показаны на рисунках 21, 29, 37.

*Анализ волновых полей.* Районы работ отличаются значительным разнообразием поверхностных и структурно-геологических условий. В соответствии с этим наблюдается и значительное различие волновой картины как на разных участках, так и на разных профилях в пределах одного участка. Наиболее существенными различиями характеризуются верхние части разреза, где наблюдается наибольшая изменчивость состава и структуры слоев. По своим кинематическим и динамическим признакам все зарегистрированные волны относятся к классу преломленных и преломленно рефрагированных волн. Несмотря на существование локальных различий по отдельным характеристикам волновых полей, представляется возможным выделить общие закономерности и разделить волновое поле, наблюдаемое на всех трех участках, на четыре группы.

Первая группа волн на участке Эссо характеризуется сильно меняющимися кажущимися скоростями ( $V^* = 320\text{--}1000$  м/с) и видимой частотой записи 25–40 Гц. На Пушинском и Анавгайском участках скорости лежат в пределах  $800 \div 1800$  м/с, а видимые частоты равны 25–40 и 17–20 Гц соответственно. В основном эта группа волн выражена очень слабой быстрозатухающей, трехфазной волной, которая следится вблизи пунктов взрыва до удалений 50 м и может быть зафиксирована с шагом наблюдений не более 10 м.

На удалениях 50–100 м от пункта взрыва в первые вступления выходит интенсивная волна, представленная тремя-четырьмя фазами. На участке Эссо смена волн происходит быстро и в небольшом интервале (30–50 м), на Анавгайском участке этот интервал равен 20–100 м. Эссовский участок характеризуется более низкочастотным составом волны ( $18 \div 20$  Гц). Интервал прослеживания составляет  $50 \div 700$  м для Эссо, 20–1300 м для Анавгай и 50–800 м для Пушино.

Следует отметить, что для второй группы волн не наблюдается значительного разброса по кажущимся скоростям. Для всех трех участков они лежат в пределах  $2,0 \div 2,8$  км/с. Годографы этой волны прямолинейны и параллельны из нагоняющих пунктов взрыва, что позволяет их отнести к преломленной волне, возникшей на подошве зоны малых скоростей (ЗМС).

Начиная с удалений  $500 \div 1500$  м в первые вступления выходит волна с  $V^* = 2,8\text{--}3,8$  км/с, образующая с предыдущей волной протяженную зону интерференции, обусловленную близкими значениями кажущихся скоростей. Если на участке Эссо волна выходит в первые вступления на

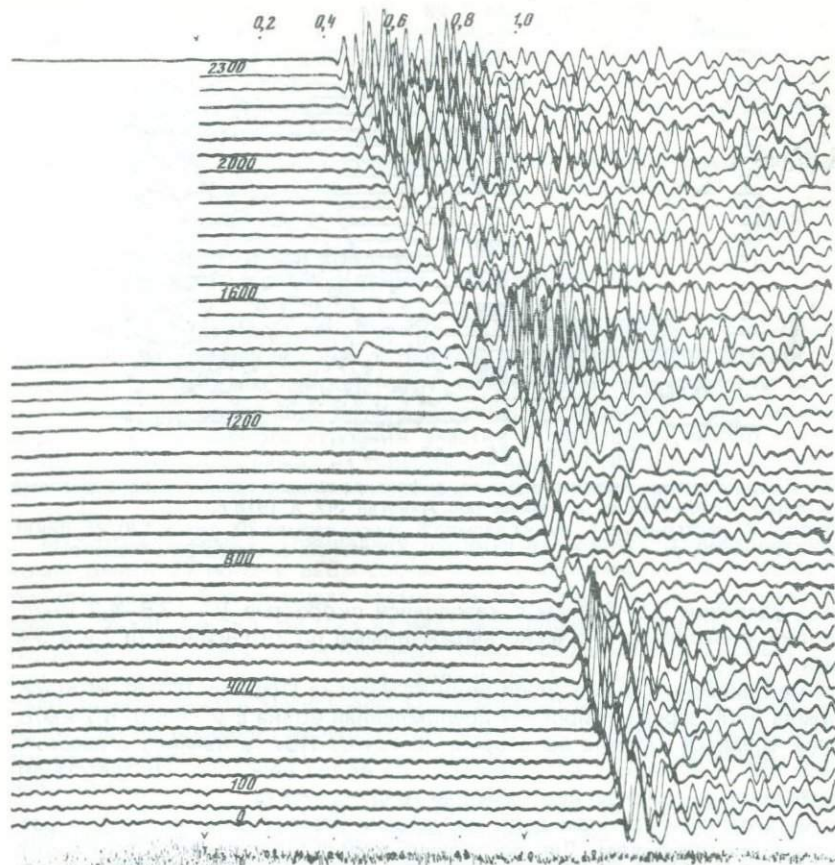


Рис. 19. Сейсмограмма, иллюстрирующая затухание и интерференцию сейсмических волн в зоне разлома на участке Эссо (7.VI 1977 г.)

Профиль 5, расстановка 1, пункт взрыва 22, пикет взрыва 3550, пункт приема 0—2350, заряд 40 кг, шаг 100 м, ус 5 (1—12), (13—48), ОК-МК-30, оператор В.А. Пасечко

удалениях  $600 \div 1000$  м, на участке Пушино —  $50 \div 800$  м, то Анавайский участок характеризуется удалениями  $1200 \div 1500$  м. Видимая частота записи на Эссовском и Пушинском участках  $14\text{--}20$  Гц, на Анавайском —  $10\text{--}20$  Гц. Третья группа волны прослеживается на всех профилях. Являясь одной из маркирующих, она дает основную информацию о тектонических нарушениях и зонах гидротермально измененных пород. В зоне разломов, как правило, наблюдаются аномальные затухания волн, разрывы корреляций, переход одной фазы на другую, смещения осей синфазности и резкое изменение кажущихся скоростей. В зонах разрыва корреляции наблюдается дифрагированная волна и пережим фаз (рис. 19, 20) с увеличением видимых частот до  $30\text{--}40$  Гц. Волна третьей группы отличается интенсивностью и многофазностью.

Годографы четвертой группы волн, наблюдаемые на трех участках, несколько различны. На участке Эссо волна этой группы начинает выходить в первые вступления с удалений  $6\text{--}7$  км с  $V^* = 4,0\text{--}4,6$  км/с, на участке Анавай с удалений  $4,0\text{--}4,5$  км с  $V^* = 4,6\text{--}5,4$  км/с, на участке Пу-

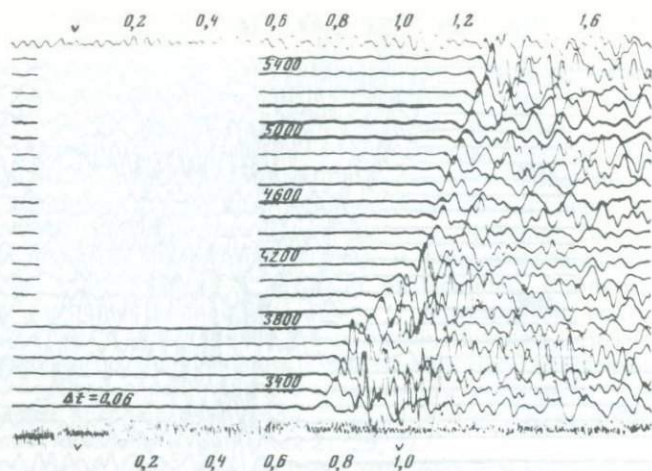


Рис. 20. Сейсмограмма, иллюстрирующая дифрагированные волны в зоне разлома на удалении 3400—5600 м, в районе пос. Анавай (17. X 1978 г.)

Профиль 2, расстановка 1, пункт взрыва 8, пикет взрыва 20, заряд 120 кг, пикет приема 3300—5600, ус. 4 (1—12, 24), 5 (13—23), ОК-МК-30, оператор В.А. Пасечко

щину с удалений 3,5—4,0 км с кажущейся скоростью  $V^* = 3,5\text{--}4,2$  км/с. Эта волна многофазная, с четко выраженными по интенсивности 2-й и 3-й фазами.

Кроме описанных выше групп волн на участке Пушино (ПР-6) из пункта взрыва 9400 зарегистрирована преломленная волна с  $V^* = 5,0\text{--}5,7$  км/с, которая следует сначала во вторых (5 км от ПВ), а начиная с расстояний 8,5 км — в первых вступлениях. Эта волна вероятно, соответствует преломленной от границы верхнемелового фундамента.

По выделенным группам волн на каждом участке были построены разрезы по всем профилям. Для построений использовался метод  $t_0$  и метод полей времен. В некоторых случаях применялся метод точечных зондирований.

Основные ошибки при построении сейсмических границ вносятся вследствие неточного определения средних скоростей в покрывающей толще. В районах исследований отсутствуют данные определения эффективных скоростей по методу отраженных волн, а также нет сейсмокаротажа скважин, поэтому средние скорости в покрывающей толще вычислялись по значениям граничных скоростей верхних преломляющих горизонтов. В отдельных случаях можно было определить их по начальным точкам годографа преломленной волны. Ошибки определения средних скоростей в рассмотренных случаях могут достигать 15—20%. С увеличением глубины залегания сейсмических границ ошибки могут возрастать.

Так как конечной целью выполняемых работ был поиск мест для заложения неглубоких скважин на термальную воду, то и вся программа сейсморазведочных исследований была направлена на выявление особенностей наблюдаемых волновых полей, которые указывали бы на наличие зон, подверженных гидротермальному воздействию и имеющих повышенную трещиноватость. Кроме того, исследования были направлены на определение местоположения разломов, оперяющих такие зоны и служащих термовыводящими каналами.

Опыт предыдущих исследований и работы, выполненные на гидротер-

мальном месторождении Эссо, где были пробурены заверочные скважины, позволили наметить несколько волновых признаков, характерных для зон повышенной гидротермальной деятельности. Основными такими признаками являются: разрывы корреляции при увеличении частот до 30 Гц; аномальное затухание сейсмических волн и резкое изменение кажущихся скоростей на коротких участках профиля.

В дальнейшем эти признаки использовались как поисковые при выполнении подобных исследований на участках Анавгай и Пущино.

#### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЭССОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Эссовское гидротермальное месторождение находится в районе сочленения узкого грабена долины р. Быстрой и разлома северо-западного простирания, с которым связана р. Уксичан. Большая мощность рыхлых отложений, выполняющих речные долины, не позволяет дать детальную картину геологического строения участка и затрудняет выбор места заложения буровых скважин на термальные воды. В связи с этим был выполнен комплекс геофизических исследований, результаты которых изложены ниже.

*Магнитная съемка.* Площадная магнитная съемка проводилась магнитометрами М-27 по сети 220 x 250 м, а на территории пос. Эссо по осевым линиям дорог. Вся площадь съемки была разбита на четыре увязанных между собой участка. На трех из них, расходящихся радиально от пос. Эссо, были проложены магистральные ходы: по данным р. Уксичан — первая магистраль; вверх — по долине р. Быстрой — вторая магистраль, вниз — третья магистраль. Ортогонально магистральям, через 200 м были заданы профили, пересекающие долины с незначительными выходами на их борта (рис. 21). Участки на местности были привязаны инструментально.

Магнитные свойства пород на участке съемки были определены только для верхней части разреза, до глубины около 200 м по керну единственной скважины, пробуренной к моменту окончания работ, и по образцам пород, отобраным на бортах долины. Было взято незначительное количество образцов (27), так как верхняя часть разреза и породы, выходящие по бортам долины, однородны. Но даже по такому количеству данных видно, насколько широк диапазон изменения магнитной восприимчивости пород: для туфов и туфобрекчий  $(200 \div 1700) \cdot 10^6$  ед. СГСМ, для андезитов и андезито-базальтов  $(1200 \div 3500) \cdot 10^6$  ед. СГСМ, для интрузий диоритов  $(2000 \div 5000) \cdot 10^6$  ед. СГСМ.

Аномальное магнитное поле (рис. 22) района гидротермального месторождения Эссо может быть разделено на несколько различных по морфологии участков: два участка отрицательного поля в районе пос. Эссо и правого берега р. Быстрой и три участка положительного поля различной степени дифференцированности на концах магистралей, удаленных от поселка.

По своей морфологии наиболее отличен от других участков отрицательного магнитного поля по правому крутому борту р. Быстрой, характеризующийся узкими вытянутыми аномалиями интенсивностью 100—800 нТл. Их природа может быть объяснена двояко: рельефом местности, сложенным магнитными породами, и геологическими причинами — влиянием пород алнейской серии и нижнечетвертичных базальтов, которые могут иметь (по С.Е. Априелкову) обратную намагниченность. Связь этих

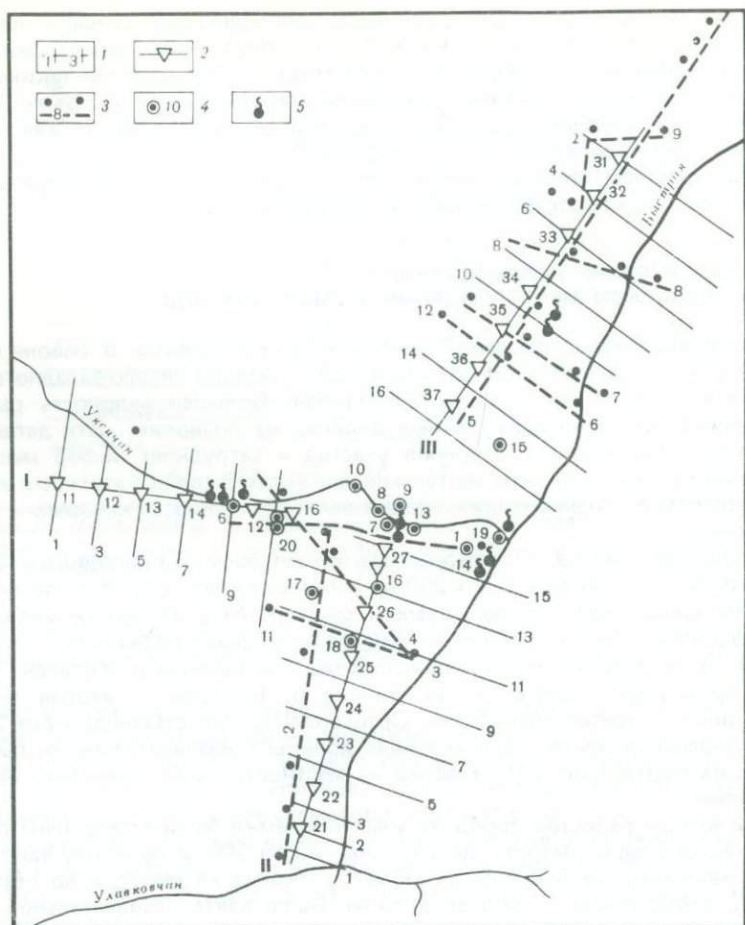


Рис. 21. Схема расположения пунктов геофизических наблюдений на Эссовском геотермальном месторождении

1 — магниторазведочные магистрали и профили; 2 — точки ВЗЗ; 3 — сейсмические профили и пункты взрыва; 4 — скважины; 5 — термальные источники

аномалий с деятельностью термальных вод нам представляется маловероятной, что позволяет исключить их из дальнейшего рассмотрения.

Магнитное поле в районе первой магистрали ступеневато убывает в направлении поселка, возможно в связи с наличием трех магнитных блоков, погружение кровли которых увеличивается по направлению к северо-востоку, а границы раздела имеют северо-западное простирание, совпадающее с региональным разломом долины р. Быстрой. Участок второй магистрали характеризуется достаточно однородным общим уровнем поля с большим количеством мелких положительных аномалий, на фоне которых выделяются две локальные положительные аномалии высокой интенсивности: на профилях 3—4 (1600 нТл) и на профилях 11—13 (1800 нТл). Морфология поля в районе этих аномалий, наличие в их обрамлении отрицательных аномалий указывают на ограниченность вызывающих их объектов по глубине. Оценка глубины залегания верхней гра-

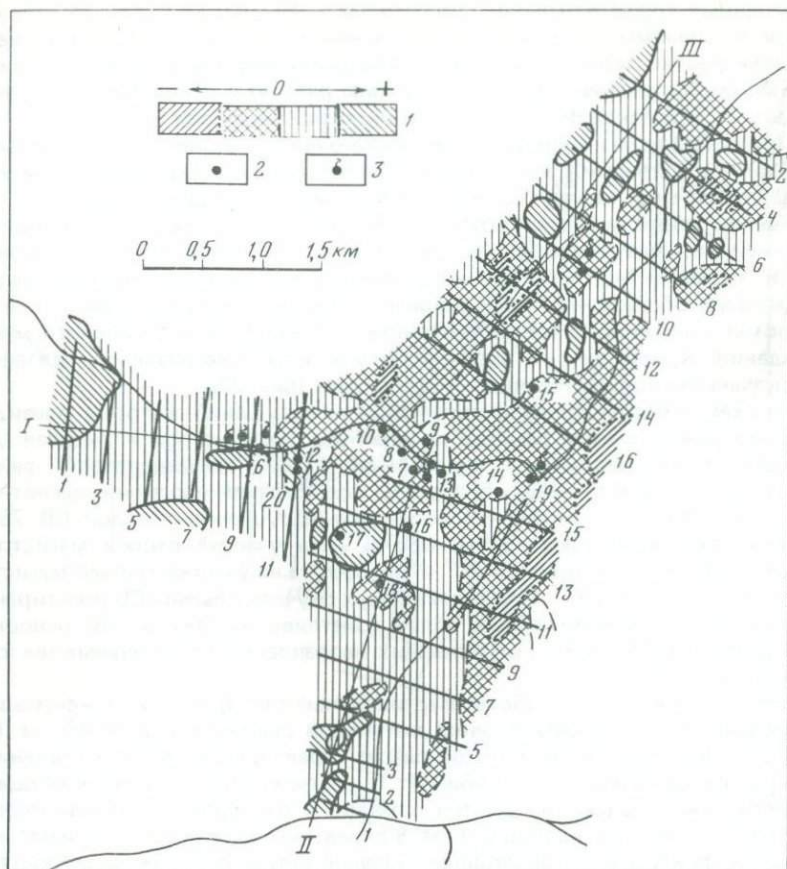


Рис. 22. Схема аномального магнитного поля ( $\Delta z_a$ ) Эссовского геотермального месторождения

1 — шкала интенсивности аномалий; 2 — скважины; 3 — термальные источники

ницы аномалиеобразующих тел дает величину порядка 80–180 м, близкую к глубине верхней границы нижнего структурного яруса. Выделенные тела можно связать с внедрениями лакколлитов, сложенных интрузивными породами среднего состава. Район третьей магистрали имеет мозаичное строение: наблюдается чередование почти изометричных аномалий умеренной интенсивности разных знаков с преобладанием положительных. Наиболее интересная аномалия, зарегистрированная в районе профиля 12–13, имеет отрицательный знак (–1500 нТл), а верхняя граница вызывающего ее объекта составляет 80 м. Природа ее вероятнее всего связана со значительной переработкой пород термальными водами, сопровождавшейся вымыванием и изменением магнитных минералов.

С точки зрения перспективности получения термальных вод выделяется участок собственно пос. Эссо и его окраин, где магнитное поле имеет преобладающее отрицательное значение и совпадает с зоной растека термальных вод, выделенной гидрогеологической съемкой. Можно предположить, что отрицательные аномалии отражают распределение гидротермально

измененных пород, вскрытых скважинами 6, 10, 14 и другими, расположенными в областях отрицательных значений магнитного поля. Наличие на данном участке системы разломов СЗ направления, совпадающих с долиной р. Быстрой, и наложенной на нее системы разломов СВ направления увеличивает его перспективность на получение термальных вод.

При анализе магнитного поля достаточно отчетливо вырисовывается картина расположения зон разрывных тектонических нарушений. При этом выделяются нарушения со смещением маркирующих горизонтов (по смещению коррелируемых особенностей магнитного поля), нарушения без наложенной минерализации (по участкам пониженных значений напряженности геомагнитного поля), нарушения с наложенной минерализацией (благодаря обогащению зоны разрыва магнитными минералами). Все эти разломы вынесены на схему тектонических нарушений Эссовского месторождения. Кроме них, на схему вынесены короткие разломы, связанные с локальными положительными аномалиями (рис. 23).

На схеме представлена сплошная система нарушений, которые, очевидно, оперяют два основных разлома по долинам рек Быстрой и Уксичан. Для выявления преобладающих простираний общей трещиноватости района работ были статистически обработаны простирания изолиний магнитного поля. По долине р. Уксичан преобладают нарушения с модой СВ  $75^\circ$  и заметно выражено простирание СВ  $45^\circ$ . На участке второй магистрали преобладают простирания СВ  $20^\circ$  и СВ  $350^\circ$ , а на участке третьей магистрали — СВ  $30^\circ$  и СВ  $335^\circ$ . При этом во всех случаях обычны СВ простирания. В районе пересечения речных долин отчетливо выражены оба основных простирания СВ  $15^\circ$  и  $80^\circ$ , отражающих направление региональных тектонических нарушений.

*Электроразведочные работы.* Вертикальные электрические зондирования проведены по трем магистралям магнитной съемки с шагом 400 м (см. рис. 21). В большинстве пунктов разрез характеризуется сопротивлением, монотонно убывающим с глубиной. С увеличением разносов кажущиеся сопротивления падают на два-три порядка — от первых тысяч до первых десятков, а иногда и единиц Ом · м. В отдельных точках при максимальных разносах фиксируются восходящие правые ветви, отображающие влияние высокоомного подстилающего горизонта. В верхних частях разреза, на глубине первых метров, иногда отмечаются особенности, связанные с фациальной изменчивостью верхних слоев и локальными неоднородностями: осложнение левых ветвей кривых дополнительными экстремумами.

На разрезах кажущихся сопротивлений (рис. 24, а, б, в) по всем трем профилям достаточно четко выражены четыре аномальные зоны повышенной проводимости, для которых кажущееся сопротивление в минимуме составляет 8–15 Ом · м. В разрезе по первой магистрали (см. рис. 24, а) проводящая неоднородность выделяется по ВЭЗ 15–16 с наиболее низкоомной частью в интервале глубин от 50 до 100 м. В западном направлении по профилю отмечается погружение кровли этой неоднородности до глубин 200–300 м по ВЭЗ 11–13. Здесь разрез становится более высокоомным. В разрезе относительных параметров  $\rho_k^1/\rho_k^{\parallel}$  (рис. 25) при разносах от первых десятков метров и более, не наблюдается закономерно выраженных эффектов анизотропии: изменения варьируют в пределах нормального фона  $0,9 \div 1,1$ .

По второй магистрали (см. рис. 24, б) проводящая зона с кажущимся сопротивлением в минимуме 15 Ом · м выделяется на глубинах около 200–300 м. В разрезе  $\rho_k$  она локализуется наиболее четко на уровне ВЭЗ 25, 26 и непрерывно прослеживается на меньших глубинах по ВЭЗ 27, 28.

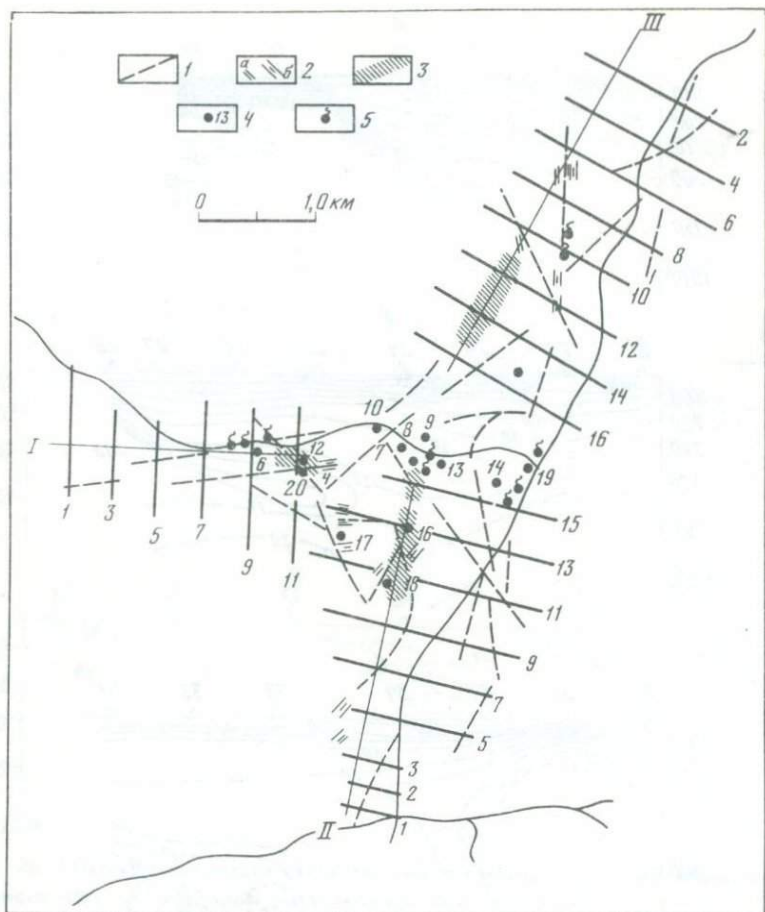


Рис. 23. Схема разрывных нарушений Эссовского геотермального месторождения по геофизическим данным

1 — тектонические нарушения по магниторазведочным данным; 2 — разломы по сейсмическим данным: а — неглубокого заложения, б — по основной преломляющей границе; 3 — зоны пониженных значений  $\rho_k$ ; 4 — скважины; 5 — термальные источники

Возможно, эта аномалия связана с зоной на первой магистрали. В юго-западном направлении по ВЭЗ 2–8 намечается тенденция к погружению проводящей зоны до глубин  $\sim 500$  м. Влияние высокоомного подстилающего горизонта ниже 500 м отмечается на участке ВЭЗ 25–28. С точки зрения анизотропии (см. рис. 25, б) ситуация здесь сложнее, чем на первой магистрали. В северной части профиля на глубинах 200 м отношение  $\rho_k^I / \rho_k^{\parallel}$  составляет менее 0,9. Выше по разрезу отношения резко меняются, но в общем остаются высокими — до 2 и более. Связывая эти особенности с парадоксом анизотропии, можно заключить, что на больших глубинах преобладает продольная трещиноватость, совпадающая с простиранием р. Быстрой, а вышележащие горизонты характеризуются поперечной трещиноватостью наложенного характера, вероятно, связанной с более молодой тектонической зоной, проходящей вдоль р. Уксичан.

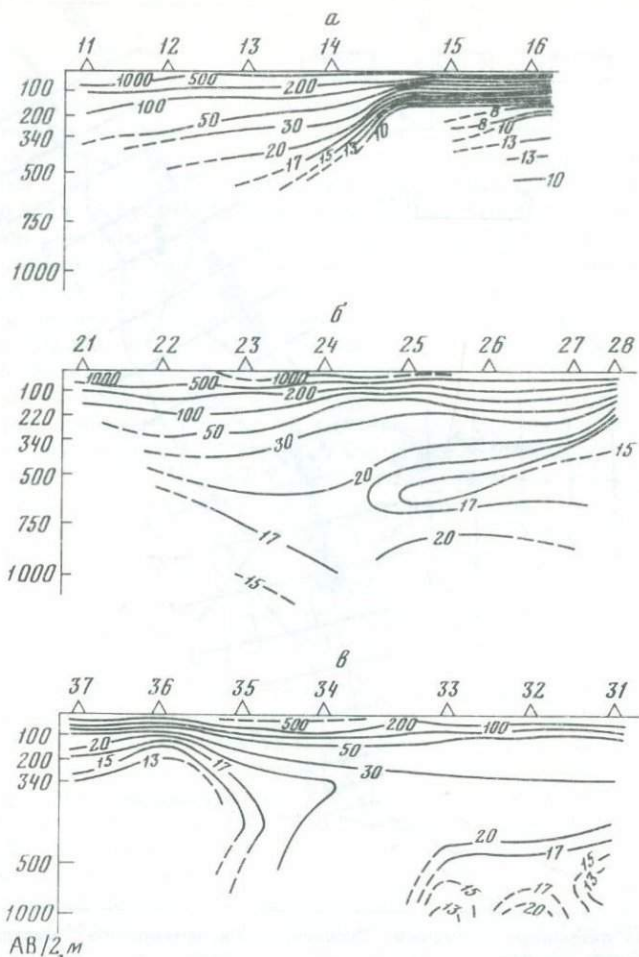


Рис. 24. Вертикальные разрезы кажущихся сопротивлений  $\rho_k = f(AB/2)$  Эссовского геотермального месторождения

На третьей магистрали (см. рис. 24,в) выделены две низкоомные зоны. Первая, относительно локальная аномалия фиксируется на участке ВЭЗ 37–36 в интервале глубин от 50 до 200 ÷ 300 м с эффективным центром и наиболее приподнятой частью на уровне ВЭЗ 36. В северной части профиля зона пониженного сопротивления отмечается по ВЭЗ 33–31 на глубинах 200 ÷ 500 м. В обеих зонах кажущееся сопротивление падает до 13 Ом · м. Не исключена связь аномалий на больших глубинах. По кажущейся анизотропии в центральной части профиля можно заключить, что поперечная трещиноватость заметно преобладает (см. рис. 25,в), вероятно, это связано с поперечным тектоническим нарушением.

Дополнительную информацию дают разрезы истинных сопротивлений (рис. 26,а,б,в). Вследствие горизонтальной невыдержанности геоэлектрических структур эта информация не имеет строго количественного вида. При сопоставлении разрезов истинных и кажущихся сопротивлений можно



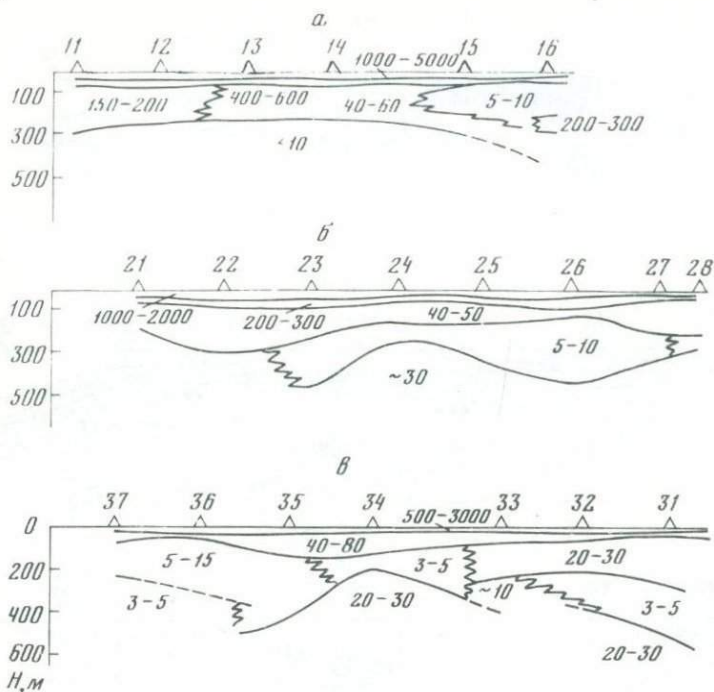


Рис. 26. Вертикальные разрезы удельного сопротивления  $\rho_{уд}$  на Эссовском геотермальном месторождении

вует подошве четвертичных отложений — кровле неогена. Она хорошо совпадает с данными сейсморазведки и бурения. Нижележащие границы разреза, как правило, редко соотносятся с сейсмическими границами и в большинстве случаев либо пересекают их, либо определяют существование дополнительных структурных подразделений внутри алнейской серии. Эти подразделения, возможно, связаны с гидротермальным метаморфизмом — они характеризуются различной степенью обводненности, минерализации и разной температурой заполняющих растворов. Участки разреза с сопротивлением менее 10 Ом · м можно рассматривать как перспективные (см. ниже сопоставление их с данными других методов и бурения).

*Сейсморазведочные работы.* На участке Эссо отработано около 13 км сейсмических профилей с шагом 100–50 м и 16 км с шагом 10–20 м (см. рис. 21). Профиль 1 протяженностью 2,3 км проходил по правому берегу р. Уксичан до р. Быстрой. На этом профиле было выполнено несколько расстановок с шагом 10 м с целью определения скоростных параметров зоны малых скоростей и уточнения местоположения зон разломов. На основании результатов магнитной съемки, были выполнены профили 2, 3 и 4 с шагом 50 м и три расстановки с шагом 10 м. Максимальное удаление выносных пунктов взрыва составило 3,5 км.

Профиль 5 длиной 3,5 км располагался в долине р. Быстрой и отработывался из семи пунктов взрыва (18 ÷ 24) с максимальным удалением до 13 км. Это позволило получить встречную систему годографов для более глубокого сейсмического горизонта.

В районе крупной отрицательной магнитной аномалии на магистрали

3 были выполнены профили 6, 7, 8, пересекающие профиль 5. С целью определения простирания выявленных зон разломов, профили 2, 3, 5, 8 отрабатывались в варианте непродольного профилирования из пунктов взрыва 1а (10–13), (25–27, 29, 31) и 22 соответственно.

На скоростных разрезах выделяется четыре сейсмических горизонта. Первый горизонт на Эссовском участке соответствует второй группе волн и имеет граничные скорости 2,2–2,6 км/с. Он залегает на глубинах от 5–8 до 18–20 м, относится к подошве зоны малых скоростей. Второй сейсмический горизонт расположен на глубинах от 40–50 до 100–120 м. По данным бурения его можно отождествить с кровлей алнейских отложений. Третья сейсмическая граница с граничной скоростью 4,0–4,6 км/с построена на Эссовском участке только на профиле 5, где удалось обеспечить необходимую систему наблюдений. Глубина ее залегания на этом профиле составляет 450–700 м и по ряду признаков она может определять кровлю верхнемеловых отложений. Однако отмеченные скорости ниже скоростей, обычных для верхнемеловых отложений, что, возможно, связано с гидротермальным изменением пород. Можно также предположить, что выделенная граница относится к верхам палеогеновых толщ, перекрывающих верхнемеловой фундамент, который залегает ниже. Оценки его глубины по методике точечных зондирований дают 700–800 м. Буровыми скважинами глубиной более 600 м верхнемеловые отложения не вскрыты.

На профиле 1 по верхней сейсмической границе в районе пикетов 12, 14 и 37 отмечаются три разлома, причем наиболее уверенно выделяется разлом на пикете 12 рядом с высокопродуктивной скв. 12 ( $Q = 75$  л/с, приток на глубине 583 м).

Второй сейсмический горизонт характеризуется уменьшением граничных скоростей от 3,6 км/с на восточном окончании профиля до 2,6–3,0 км/с — на западном. Разломы, выделенные по первой границе, трассируются и на вторую на пикетах 11 и 37. Наличие в районе пикета 11 скв. 12 с большим дебитом горячей воды и низкие значения граничной скорости дают основания полагать, что именно этот разлом является термовыводящим, а породы зоны от пикета 37 до пикета 9 гидротермально изменены.

На профиле 2 по этим двум горизонтам выделяются две серии разломов. Первая серия относится к пикетам 7 ÷ 19, а вторая находится на южном окончании профиля. Примечательно, что серия разломов в районе пикетов 7–19 расположена в бортовой части крупной положительной магнитной аномалии. При этом к центру аномалии нижняя сейсмическая граница резко поднимается, а бортовые разломы прослеживаются только по верхней преломляющей границе.

По мере приближения к зонам разломов граничная скорость на этих участках профиля уменьшается: незначительно по второму горизонту и существенно (от 2,7 до 2,0 км/с) — по первому горизонту в районе пикетов 14–19.

Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о внедрении интрузивного тела ниже кровли алнейской серии, вызвавшем подъем этой кровли и образование многочисленных разломных зон во вмещающих породах.

Район обнаруженных разломов, особенно на пикетах 7–8 и 15, представляется перспективным с точки зрения присутствия термовыводящих каналов.

В пределах сейсмического профиля 3 по границе алнейской серии установлен четкий разлом в районе пикета 14 (рис. 27). Здесь также отмечено характерное уменьшение граничных скоростей от 3,6 км/с на восточном окончании профиля до 3,0 км/с — на западном, при этом в районе разлома наблюдается максимальное воздымание кровли алнейской серии (до 30 м).

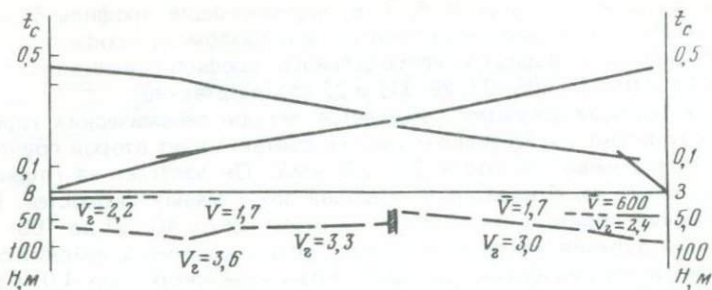


Рис. 27. Годографы и разрез по профилю 3-го участка Эссо

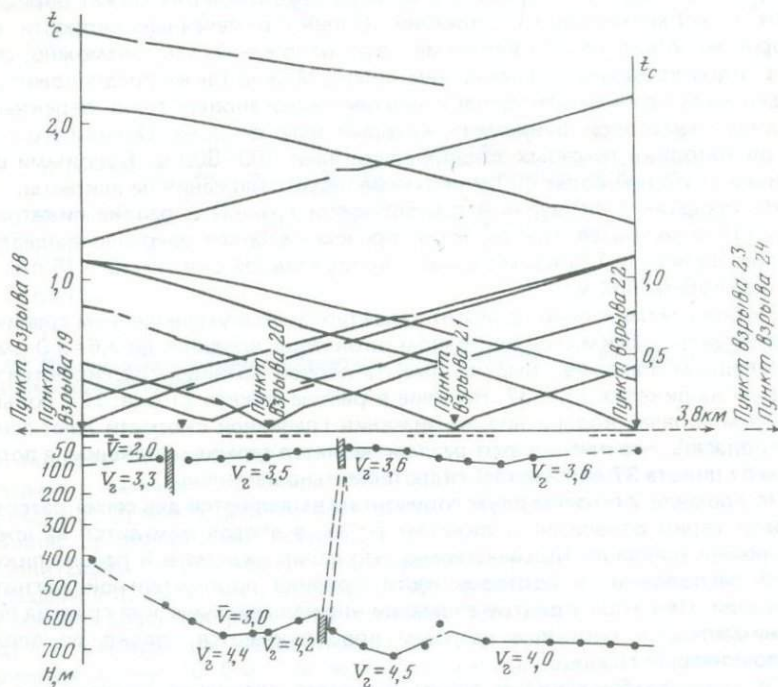


Рис. 28. Годографы и разрез по профилю 5-го участка Эссо

Непродольные наблюдения, выполненные на этом профиле, показали, что отмеченный разлом имеет небольшую длину и резко затухает к югу от профиля. Этот разлом ограничивает с востока зону положительной магнитной аномалии и может быть термовыводящим. Возможно, что он протягивается к северо-востоку и зарегистрирован на профиле 4 (пикет 40) в 400 м от его восточного конца. Разлом на пикетах 6 ÷ 7 (профиля 4) выявлен и на профиле 1 (пикет 11). Наиболее детально строение участка Эссо характеризует разрез по сейсмическому профилю 5 (рис. 28). Дополнительно к основному профилю, расположенному в долине р. Быстрой, выполнены короткие, секущие профили 6, 7 и 8.

Как уже отмечалось, на профиле 5 получены данные о глубине залегания сейсмической границы с  $V_T = 4,0-4,6$  км/с, которая, по-видимому, является подошвой алнейской серии. Глубина залегания этой границы составляет здесь 500–720 м. Граница, относимая нами к кровле алнейской серии, залегает на глубинах от 60 до 100–120 м и характеризуется граничными скоростями 3,3–3,6 км/с. Наиболее уверенно на этом профиле выявляется разлом на пикете 34 (расположен в 1600 м от начала профиля), причем с некоторым смещением он устанавливается и по нижнему сейсмическому горизонту. Этот разлом хорошо выделяется и на секущем профиле 8, и, возможно, по простиранию на профиле 7.

#### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АНАВГАЙСКОМ ГЕОТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

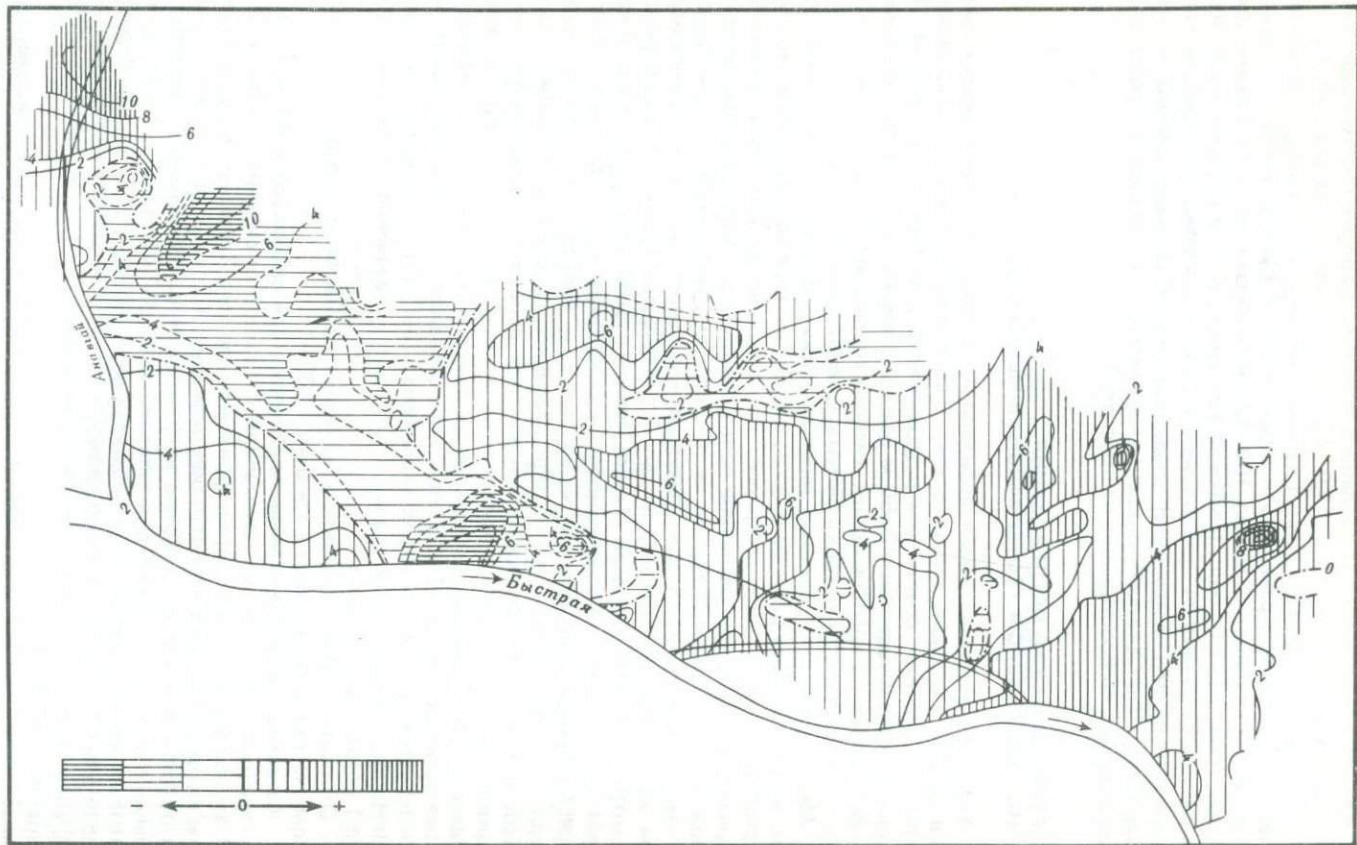
Участок работ охватывает территорию пос. Анавгай и прилегающих районов общей площадью около 5 км<sup>2</sup>. Геологическая позиция анавгайских терм определяется сочетанием разломных зон рек Быстрой и Анавгая. По данным бурения верхние 40–50 м разреза сложены речными отложениями, залегающими на туфовой толще кислого состава алнейской и березовской свит. В окрестности поселка развиты четвертичные базальты.

*Магниторазведка.* Система геофизических наблюдений здесь (рис. 29, см. вкл.), подобно работам в Эссо, состоит из трех магистралей и системы ортогональных к ним профилей, по которым выполнялась магнитная съемка. Аномальное магнитное поле в районе пос. Анавгай неоднородно и может быть разделено на три части (рис. 30). Восточный участок (район первой магистрали) характеризуется сочетанием крупных интенсивных аномалий противоположного знака, преимущественно отрицательных. Центральная часть площади съемки (район второй магистрали и пос. Анавгай) имеет более дифференцированное, местами знакопеременное поле с преобладающим простиранием изолиний в направлении восток-северо-восток. Район третьей магистрали (западнее поселка до подножия горы Кабалан) характеризуется интенсивными положительными аномалиями, преимущественно северо-восточного и меридионального простирания. Здесь расположена самая интенсивная локальная положительная аномалия, превышающая 1800 нТл. В пределах западной отрицательной аномалии выделяется два интенсивных минимума: 1300 нТл на северной половине профиля 2 (первая магистраль) и 1200 нТл — на южном окончании профиля 1 (вторая магистраль).

Относительная интенсивность аномального магнитного поля на центральном участке не превышает в среднем  $\pm 500$  нТл.

Известные выходы термальных источников совпадают в плане с отрицательными магнитными аномалиями (южное окончание профилей 2 и 3 второй магистрали); термопроявления по руч. Термальному расположены на продолжении высокоградиентной зоны северо-западного простирания, которая ограничивает западную зону отрицательных аномалий. Это простирание характерно только для западной части района съемки. По профилю, пересекающему западную отрицательную аномалию, был сделан пересчет поля вниз. По вертикальному разрезу аномального магнитного поля можно предполагать, что глубина залегания аномалиеобразующего объекта составляет около 200 м.

По карте графиков магнитного поля и по карте изолиний аномального магнитного поля намечена схема тектонических нарушений, часть которых после сопоставления с данными других методов можно рассматривать как



термовыводящие (рис. 31). На западе территории преобладает северо-западное направление нарушений. В районе сочленения первой и второй магистралей простираются резко меняются на северо-восточные, причем наиболее протяженными являются близширотные зоны восток-северо-восточного простираения. Смена простираения нарушений происходит и в восточной части территории. Здесь оси максимумов вытянуты в северо-восточном и близмеридиональном направлениях. Возможно, это связано с влиянием массива горы Кабалан. Разные простираения выделенных нарушений по обе стороны от центрального участка свидетельствуют, возможно, о существовании зон повышенной проницаемости, связанных с сочленением различных систем разрывных тектонических нарушений разных направлений.

*Электроразведочные работы.* Зондирования выполнены по трем параллельным субширотным профилям (см. рис. 29). При общем сходстве Эссовского и Анавгайского месторождений по петрографическим особенностям и по возрасту слагающих их пород геоэлектрическая обстановка Анавгайского участка несколько сложнее. Для анавгайских разрезов характерна большая горизонтальная невыдержанность геоэлектрических структур, вероятно, обусловленная особенностями тектоники участка. Другим отличительным признаком можно считать появление высокоомного опорного горизонта на небольших глубинах. Если на Эссовском месторождении редкие фрагменты этого горизонта начинают проявляться при максимальных разносах питающих линий (1,5 км), то на Анавгайском опорный горизонт фиксируется на всех профилях, начиная с глубин около 200 м.

В разрезах полей кажущихся сопротивлений (рис. 32) на всех трех профилях в центральной части участка следует протяженная близповерхностная зона низкого сопротивления ( $\rho_k < 20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). На профиле 1 (рис. 32, а) она фиксируется по ВЭЗ 3—7 с наиболее приподнятой частью в интервале ВЭЗ 3—6. В западной части профиля по ВЭЗ 5—6 зона выходит на дневную поверхность, ее мощность колеблется в пределах 200 м. По ВЭЗ 7 она довольно резко погружается (изолиния  $20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  здесь расположена на глубине более 200 м) и здесь же, на максимальных разносах линии АВ, отмечены самые низкие значения кажущегося сопротивления —  $\rho_k$  в минимуме, меньше  $13 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . В западной части профиля зона имеет практически вертикальное падение в районе ВЭЗ 2—3. Влияние высокоомного подстилающего горизонта наиболее ощутимо в центральной части профиля, где по ВЭЗ 5—6 величина кажущегося сопротивления возрастает с глубин 150—200 м.

Такой же характер в распределении кажущихся сопротивлений сохраняется и в разрезе по среднему профилю (см. рис. 32, б). Однако изменения  $\rho_k$  здесь принимают более спокойный вид, а влияние плохо проводящего слоя в основании разреза незаметно. Скорее всего это следствие применения на профиле менее глубинных расстановок. Величина питающих линий здесь в основном не превышала 220 м. Западная граница проводящей зоны определяется в интервале ВЭЗ 10—11. Верхняя граница в наиболее приподнятой центральной части фиксируется на глубине около 100 м, она больше выдержана по глубине, чем на профиле 1. К востоку граница погружается лишь до 150 м. Как и на предыдущем разрезе, вся западная часть характеризуется более высокими значениями кажущихся сопротивлений.



Рис. 30. Схема аномального магнитного поля ( $\Delta z_d$ ) Анавгайского геотермального месторождения

Условные обозначения см. на рис. 22

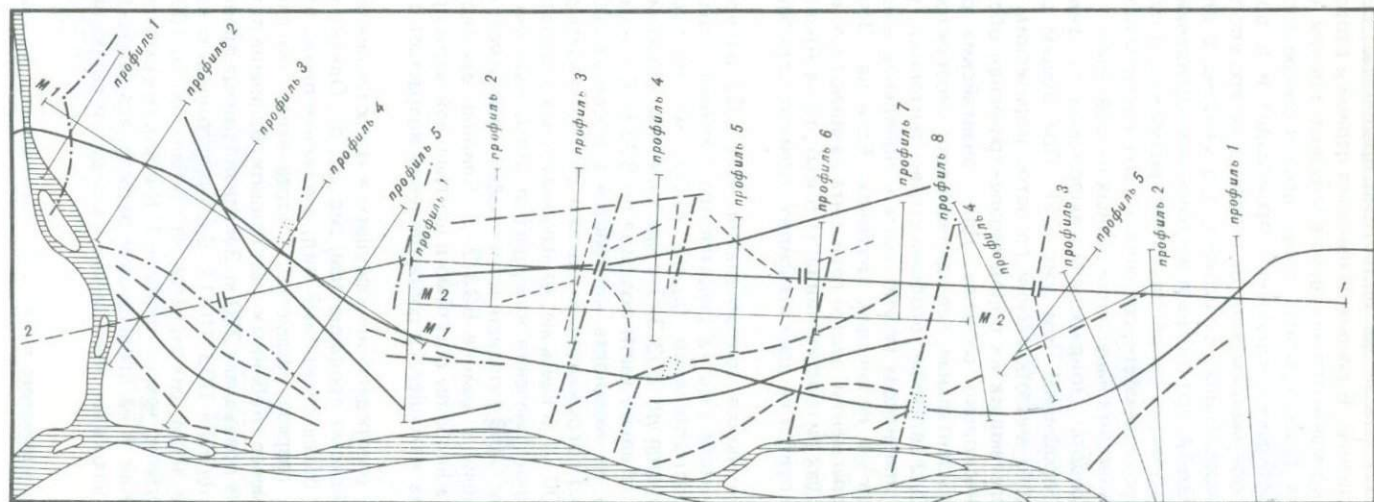


Рис. 31. Схема разрывных нарушений Анавайгaysкого геотермального месторождения

1 — сейсмические профили; 2 — магниторазведочные профили; 3 — зоны разломов по ВЭЗ; 4 — границы зон различной

проводимости; 5 — разломы по сейсмическим данным; 6 — оси максимумов  $\Delta z_a$ ; 7 — оси максимальных градиентов  $\Delta z_a$ ; 8 — оси минимумов  $\Delta z_a$

Разрез по профилю 3 (см. рис. 32, в) имеет ту же структуру поля, однако проводящая зона, сохраняя форму, приобретает здесь значительно большие горизонтальные размеры. Ее верхняя граница на глубинах 60—100 м фиксируется по ВЭЗ 25—29 на участке протяженностью около 800 м. Западная граница зоны более пологая, чем у аномальных зон на профилях 1 и 2. На востоке эта зона не ограничена, однако мощность ее здесь минимальна — около 50 м при глубине залегания верхней кромки 150 м по ВЭЗ 30. Почти повсеместно заметно влияние высокоомного основания, наиболее ярко выраженного по ВЭЗ 25—27. Западная часть разреза более высокоомная; в самом начале профиля (ВЭЗ 18—20) достаточно высокие градиенты в основании разреза при увеличении проводимости позволяют предположить существование проводящей аномалии на большой глубине.

Сопоставляя разрезы, можно проследить пространственное распределение проводящей зоны. Выявленная по всем трем профилям, зона имеет сравнительно небольшую глубину залегания верхней кромки порядка 100 м, мощность ее колеблется в пределах 200 м. Зона имеет форму антиклинальной складки с опущенным западным крылом. Ось складки протягивается к юго-востоку и незначительно погружается в этом же направлении. В южной части участка зона значительно расширяется. Наибольшая протяженность ее на профиле 3 составляет 800 м. Таким образом, основная часть аномалии расположена непосредственно под пос. Анавай.

На всех разрезах аномалия имеет резкие вертикальные контакты с вмещающей средой (т.е. со слоями с удельным сопротивлением 30—60 Ом · м) (рис. 33). Эти несогласия продолжаются и в нижних частях разреза. Возможно, здесь существуют тектонические нарушения. Связывать основную близповерхностную часть зоны с продуктивными структурами, вероятно, не имеет смысла. Незначительная глубина скорее свидетельствует об области аккумуляции грунтовых вод, расположенной среди туфов аллейской свиты. Бурение показывает, что горячая вода появляется начиная с глубин 200—300 м. Следовательно, нужно обращать внимание в первую очередь на низкоомные горизонты и локальные неоднородности нижних частей разреза, а также на участки с наиболее частыми разрывами в корреляции изом.

С такой позиции наиболее перспективными, на наш взгляд, являются локальные низкоомные обособления, выделенные в следующих пунктах зондирования.

1. Профиль 1, ВЭЗ 2 и 7 — локальные неоднородности с аномально низкими значениями удельного сопротивления 4 Ом · м и верхней границей на глубине 200 м.

2. Профиль 2, ВЭЗ 10 и 15—17 — аномалии с тем же удельным сопротивлением и в верхних границами 220 и 150 м соответственно.

3. Профиль 3, ВЭЗ 18, 19 и ВЭЗ 30 — участки с удельным сопротивлением 4 Ом · м и глубиной залегания 140—100 м. Последний объект имеет ограниченную мощность (около 80 м) и подстилается горизонтом с удельным сопротивлением 100 Ом · м. В пользу перспективности этого участка свидетельствует достаточно четко выраженный вертикальный контакт между ВЭЗ 29 и 30, который следует, начиная со 100 м, на глубину по всему разрезу. Заметим, что высокоомное основание, которое фиксируется вниз от глубин 150—300 м, имеет сопротивление 300 Ом · м. Обращает на себя внимание и аномалия в основании разреза, выделенная по ВЭЗ 27. Она имеет величину удельного сопротивления около 20 Ом · м и следует начиная с глубин 250 м, как бы "внедряясь" в высокоомное основание. Пробуренная восточнее скв. 1 дала на этих же глубинах термальную воду

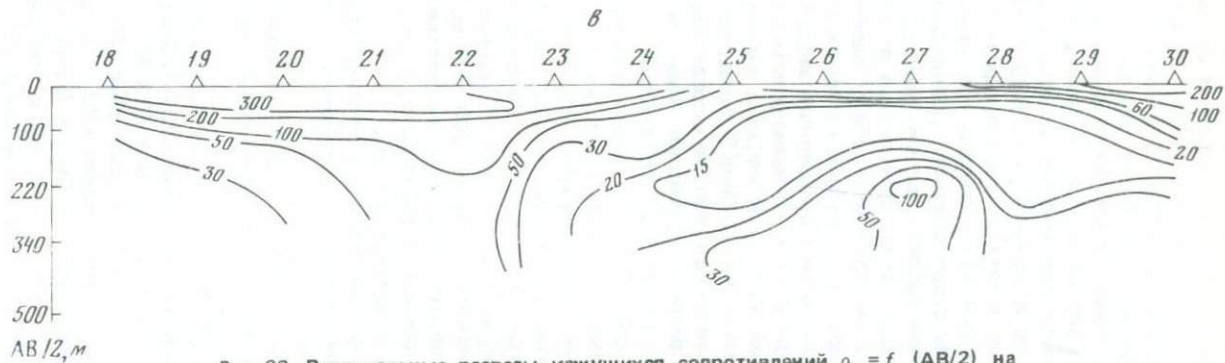
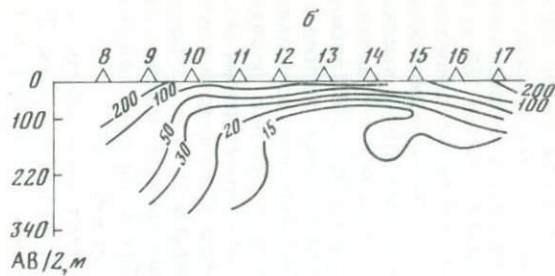
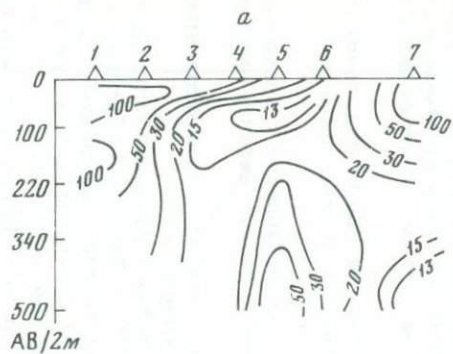


Рис. 32. Вертикальные разрезы кажущихся сопротивлений  $\rho_k = f(AB/2)$  на Анавайском геотермальном месторождении

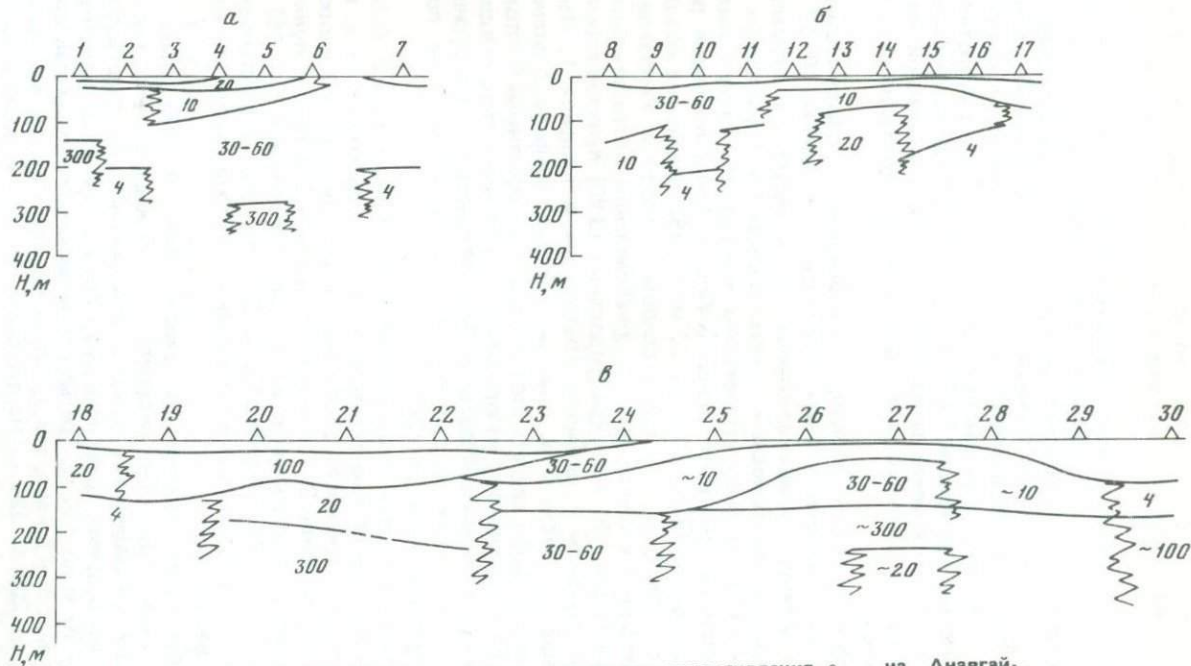


Рис. 33. Вертикальные разрезы удельного сопротивления  $\rho_{уд}$  на Анавгайском геотермальном месторождении

с температурой  $70^{\circ}\text{C}$ . Это указывает на то, что в подобных ситуациях следует обращать внимание на любое уменьшение сопротивления в нижних частях разреза.

Сопоставление основных геоэлектрических границ с геологическими в данном случае проблематично. Более или менее уверенно можно говорить лишь о нижней границе, которая почти согласуется с контактом аллейской и березовской свит. Остальные границы скорее всего отражают разную степень минерализации и обводненности внутри аллейской свиты. Исключения составляют, пожалуй, лишь участки общего повышенного сопротивления. Это западные части профилей 1 и 2 и участок ВЭЗ 20—22 на профиле 3. Вероятно, это участки, наименее затронутые процессами вторичной минерализации, поэтому геоэлектрические границы вполне согласуются с результатами бурения.

*Сейсморазведочные работы.* Выполнено три основных профиля с шагом 50—100 м и шесть дополнительных расстановок с шагом 10—20 м (см. рис. 29). Профиль 1 пересекал отрицательную магнитную аномалию севернее пос. Анавгай. На выносных пунктах взрыва 1 и 7, удаленных от концов профиля на 22 км, были установлены регистраторы *Тайга* с шагом 100 м, работающие синхронно со станцией *Пуиск*. Дополнительные расстановки 2,3 (длиной по 460 м, с шагом 20 м) отрабатывались из четырех пунктов взрыва и располагались вдоль основного профиля. Расстановка 4 пересекала профиль 1 в северо-восточном направлении и отрабатывалась из трех продольных (26—28) и двух неперодольных (3,20) пунктов взрыва.

Сейсмический профиль 2 является продолжением профиля 1. Из-за сложного рельефа местности и р. Анавгай, которую профиль 2 должен был пересечь, нельзя было сделать этот профиль непрерывным. Поэтому он был смещен от оси профиля 1 на юго-запад и практически прошел вдоль дороги, соединяющей поселки Анавгай и Эссо. Вследствие этого отрицательная магнитная аномалия, расположенная западнее пос. Анавгай, полностью не была пересечена (см. рис. 38).

В труднодоступных местах были установлены два регистратора *Тайга*. Чтобы уточнить положение границ, выделенных на профилях 1 и 2, их наклон и скоростные особенности, в частности явление анизотропии скоростей, был выполнен профиль 3. Он пересекал профиль 2 в районе пункта взрыва 11. Профиль отрабатывался из четырех продольных (12—15) и одного неперодольного (16) пунктов взрыва. Дополнительные расстановки на профилях 2 и 3 отрабатывались в продольном и неперодольном (пункты взрыва 12 и 14) вариантах.

Верхний сейсмический горизонт на участке Анавгай (относимый к подошве ЗМС) имеет граничные скорости 1,8—2,0 км/с и очень малую мощность. Второй сейсмический горизонт, построенный по годографам третьей группы волн, имеет граничные скорости 2,3—3,8 км/с и глубину залегания от 15—20 м до 140 м. Третья сейсмическая граница характеризуется скоростями 2,8—4,6 км/с, она прослежена на всех профилях. Глубина ее залегания от 200 до 290 м. На профилях 1 и 2 при прострелке из пунктов взрыва 1, 2, 6, 7 и 3, 8 соответственно выделена четвертая сейсмическая граница. Она имеет скорости 4,6—5,2 км/с и глубины залегания от 500 м на профиле 2 до 290 м на профиле 1.

Наиболее детально на всех профилях этого участка выделены границы 2 и 3. На профиле 3 в районе пикетов 4 и 17 вторая сейсмическая граница осложнена разломами с амплитудой смещения 10—15 м, между которыми находится блок с повышенной граничной скоростью  $V_T = 3,2$  км/с. Повышение граничной скорости по этому горизонту наблюдается и на профиле 2, где происходит подъем границы до 15—30 м, а граничная скорость дости-

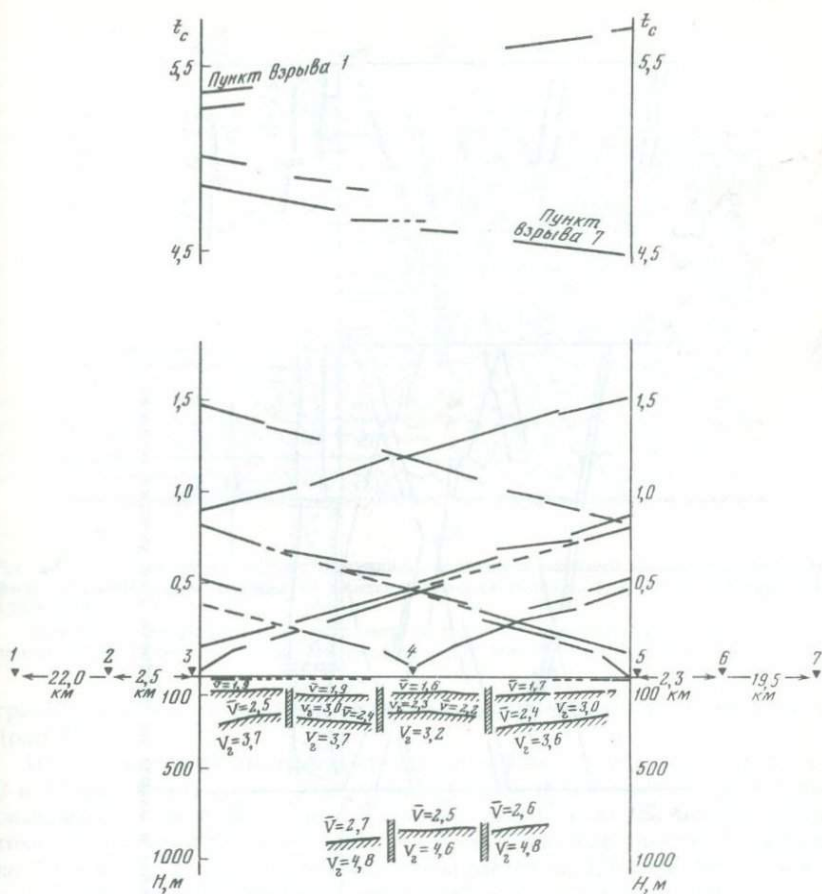


Рис. 34. Годографы и разрез по профилю 1-го участка Анавай

гает 2,8 км/с. Восточнее, в районе пикета 16, граница опускается на глубину 85 м, граничная скорость уменьшается до 2,8 км/с. Западнее поселка, в районе пересечения интенсивной отрицательной магнитной аномалии, вторая сейсмическая граница залегает на глубине 100 м. В центральной части профиля 1 эта граница нарушена тремя тектоническими нарушениями (пикеты 4, 11, 16) с амплитудой перемещений до 30 м и понижением граничной скорости между пикетами 11 и 16 до 2,3 км/с, в то время как краевые части имеют  $V_T = 3,0$  км/с (рис. 34). Уместно будет отметить, что после проведения серии взрывов в районе пикетов 12 и 13 возобновилась деятельность термального источника, расположенного в 150 м южнее пункта взрыва.

По третьей сейсмической границе между пикетами 11 и 16 также наблюдается уменьшение граничной скорости до 3,2 км/с, а амплитуды сбросов по трем выделенным разломам достигают здесь 50 ÷ 60 м. На профиле 2 в районе отрицательной магнитной аномалии происходит резкое опускание границы с 220 до 280 м. Граничная скорость в этом месте равна 3,8 км/с. За пикетом 16 происходит взброс границы до 190 м с резким повышением

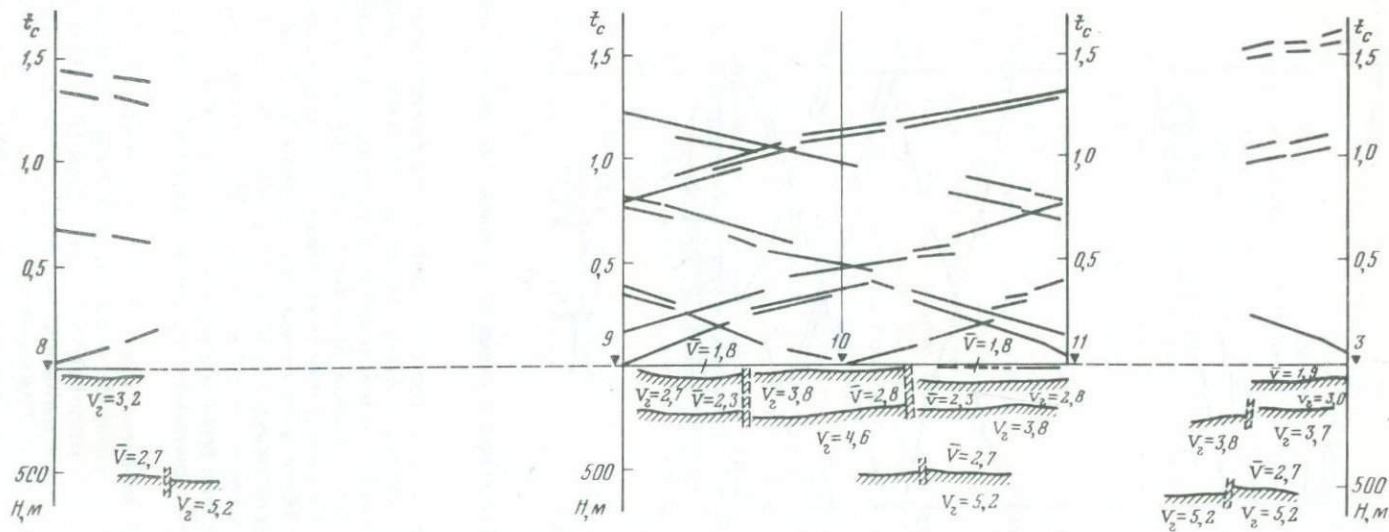


Рис. 35. Годографы и разрез по профилю 2-го участка Анавгай

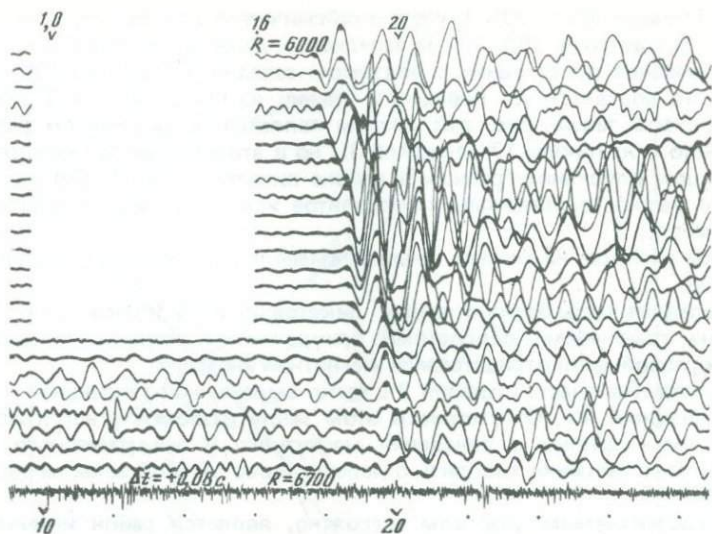


Рис. 36. Сейсмограмма, иллюстрирующая волновую картину на непродольном профиле, пересекающем разлом на участке Анавгай (каналы 1, 2, 22, 23, 24 через 50 м) (26.X 1978 г.)

Профиль 3 (непродольный), расстановка 1, пункт взрыва 6, заряд 155 кг, пункт приема 6000–6700, шаг 100 м, усиление 5, ф ОК-МК-30, оператор В.А. Пасечко

граничной скорости до 4,6 км/с и ярко выраженным наклоном к западу (рис. 35).

На профиле 3 рассматриваемая сейсмическая граница в районе пикетов 3 и 17 осложнена двумя разломами с незначительной амплитудой. Между разломами расположены участки с двумя различными граничными скоростями. От пикета 4 до пикета 10  $V_T = 4,0$  км/с, далее до пикета 16 она падает до 2,8 км/с, а за разломом вновь повышается до 3,3 км/с. По встречным и нагоняющим годографам на этом участке не обнаружено смещений осей синфазности. В то же время при прострелке из пунктов взрыва 15 и 14 на сейсмограммах отмечается уменьшение интенсивности волны на пикетах  $9 \div 11$ . Возможно, здесь имеется зона дробления без вертикальных смещений.

Четвертая сейсмическая граница (см. рис. 34, 35) на профиле 1 характеризуется сильным наклоном к западу, и по ней выделяются два разлома с амплитудой смещения 30–50 м, причем центральный блок поднят по отношению к краевым частям и имеет пониженную граничную скорость  $V_T = 4,6$  км/с. Это хорошо согласуется с морфологией вышележащих горизонтов. На профиле 2 для границы характерно общее повышение граничной скорости. В 550 м от пункта взрыва 3 выделяется разлом со сбросом до 40 м. Причем в восточной части блока, соответствующей положению интенсивной отрицательной магнитной аномалии, наблюдается лишь незначительное понижение граничной скорости до 5,0–5,1 км/с. В районе пикета 16 и в 600 м от пункта взрыва 3 выделяется еще два разлома с общим наклоном границ к востоку. Изменения граничных скоростей здесь не замечено.

Поведение границы раздела с  $V_T = 4,6$ –5,2 км/с на профиле 3 остается неясным из-за отсутствия встречных систем наблюдения. Тем не менее при прострелке профиля 3 из пункта взрыва 6 получена сейсмограмма, позволяющая судить о наличии крупного разлома по четвертой сейсми-

ческой границе (рис. 36). С учетом сейсмического сноса предполагаемый разлом находится в 150–200 м западнее р. Анавгай. Вероятно, он имеет северо-западное простирание с подъемом западного блока на 100–150 м (тогда это соответствует поведению границ на профилях 1 и 2). Можно предположить также, что этот разлом является продолжением разлома, выявленного на пикете 17 (профиль 3), но в этом случае должно происходить резкое опускание границы в районе пикетов 17 и 21. Однако положение в разрезе вышележащих горизонтов исключает резкое погружение в этом месте.

Таким образом, на участке Анавгай выделяются следующие перспективные зоны.

1. Западная часть блока в районе пикетов 11 и 16 (профиль 1) с пониженными граничными скоростями приурочена к разлому (пикеты 10, 11) в бортовой части отрицательной магнитной аномалии.

2. Центральная часть профиля 3 с четко выраженной тенденцией к понижению значений  $V_T$ . Отсутствие в этом месте разломов с вертикальным смещением и данных о поведении магнитного и электрического полей не позволяет уверенно говорить о перспективности этой зоны на термальные воды.

3. Перспективным участком, вероятно, является район интенсивной отрицательной магнитной аномалии западнее пос. Анавгай, где по границам 3 и 4 (профиль 2) наблюдается резкое поднятие восточного блока. Уменьшение граничных скоростей в данном случае незначительно.

#### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПУЩИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Пуштинское геотермальное месторождение расположено в зоне сочленения Центрально-Камчатской депрессии и поднятия Валагинского хребта, в области резкого погружения мел-палеогенового фундамента.

Пуштинский участок Центрально-Камчатской депрессии характеризуется минимумом силы тяжести северо-восточного направления и слабopоложительной магнитной аномалией. Геоэлектрический разрез условно делится на 3 части. Нижний слой высокого сопротивления ( $\sim 500 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) относят к породам мелового возраста, которые в бортах депрессии выходят на поверхность. Выше залегают палеогеновые толщи мощностью в осевой части депрессии до 2000 м с сопротивлением 2–10 Ом · м. Верхний слой мощностью 1–3 км представляет собой неоген-четвертичные отложения и имеет сопротивление от десятков до тысяч Ом · м.

Пуштинские источники находятся в узкой каньонообразной долине р. Кашкан, заложенной по зоне разлома северо-западного простирания.

Геофизические работы выполнялись на площади 18 км<sup>2</sup> по долинам рек Кашкан и Берш, вниз от Пуштинских источников. Привязка геофизических наблюдений осуществлялась к трем магистралям и системе профилей, заданных через 200 м (рис. 37).

Аномальное магнитное поле весьма разнородно (рис. 38). Южный участок (район первой и начала второй магистралей) характеризуется высокоинтенсивным (до 2500 нТл) дифференцированным полем, осложненным локальными аномалиями. Остальная часть второй магистрали и район третьей магистрали имеют преимущественно спокойное положительное магнитное поле, за исключением склонов горы Кулжук, где отмечаются интенсивные локальные аномалии разных знаков, и подножия горы Кашкан, характеризующегося в основном отрицательным магнитным полем.

По магнитным данным была построена предварительная схема текто-

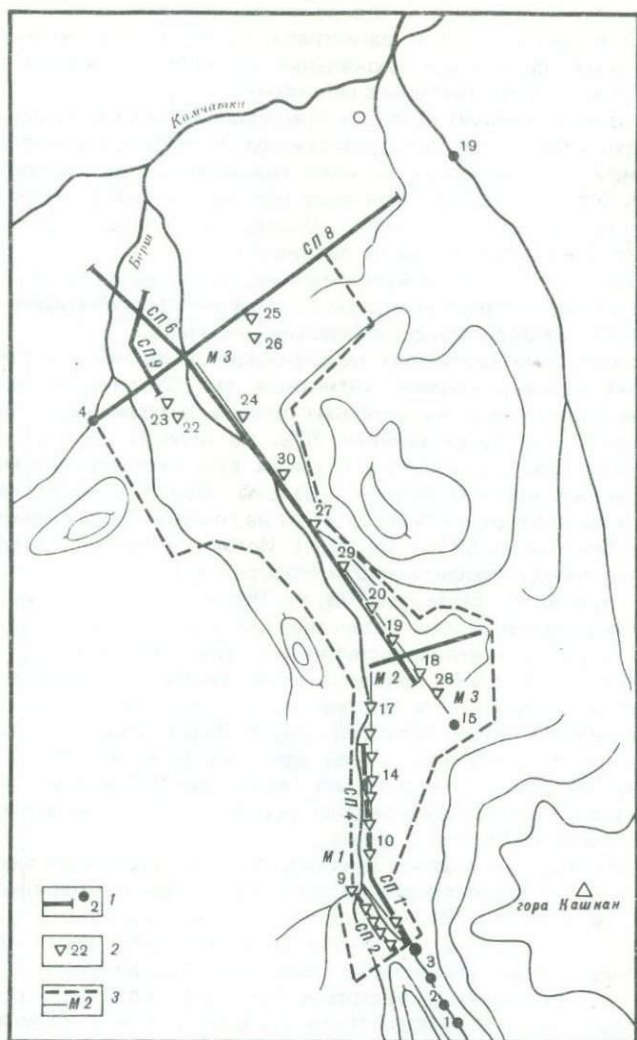


Рис. 37. Схема расположения пунктов геофизических наблюдений в районе Пущинских термальных источников

1 — сейсмические профили (СП) и пункты взрыва; 2 — точки ВЭЗ; 3 — границы площади и магистрали магнитной съемки

нических нарушений для всего участка работ. В районе первой магистрали выделено нарушение северо-западного простирания примерно вдоль верхнего течения р. Кашкан, характеризующееся линейным магнитным минимумом. Менее определено могут быть намечены нарушения ортогонального простирания по профилям 3 и 7. Высокоградиентные положительные аномалии в конце первой магистрали связаны, вероятно, с вулканическими породами. Ту же природу имеют аномалии и в начале второй магистрали. Далее к северу магнитное поле долины Кашкана слабо положительно, преимущественное простирание изолиний северо-восточное. Предполагаемые нарушения выделяются по характерным особенностям графиков

$\Delta Z_a$ . Основные простираия — северо-западное и северо-восточное — сохраняются и в районе третьей магистрали. Средний уровень аномального магнитного поля здесь выше; локальные аномалии по бортам долины и на склонах горы Кулжук связаны с рельефом.

На всем участке следует отметить преобладание двух основных простираий: северо-западного и северо-восточного с преобладанием последнего. Речная долина Кашкана выделенными нарушениями не контролируется. На участках пересечения разломов поле мозаично и имеет высокую интенсивность аномалий разного знака. Отдельные интенсивные аномалии, возможно, связаны с базальтовыми потоками.

На участках отрицательных магнитных аномалий, заведомо не связанных с рельефом и приуроченных к местам пересечения предполагаемых разрывных нарушений, проводилась детализационная съемка.

Экспресс-методами различных модификаций выполнена оценка глубины залегания верхних кромок магнитных тел. Сходимость результатов по способам касательных, характерных точек и интегральному характеризуется ошибкой, не превышающей 20%. На первом объекте (профиль 7 первой магистрали) определены глубины залегания верхних магнитных кромок крыльев предполагаемого разлома. При мощности нарушения около 100 м юго-западное крыло залегает на глубине 30 м, а северо-восточное — на глубине около 50 м (рис. 39, а). Источник локальной положительной аномалии между профилями 2 и 4 второй магистрали имеет верхнюю кромку на глубине 40–60 м (рис. 39, б). Возможно, что данная аномалия связана с локальными телами базальтов, выходы которых обнаружены в бортах речной долины и непосредственно на территории съемки.

Интерпретация главной положительной аномалии северо-восточного простираия в средней части второй магистрали дает глубину верхней границы магнитоактивного тела 230–260 м. Возрастание поля в северном направлении вдоль второй и третьей магистралей может быть связано с увеличением мощности относительно магнитных отложений. Аномалии более высокого порядка обусловлены, вероятно, более магнитными породами экзотризи горы Кулжук.

*Электроразведочные работы.* Зондирования на Пущинском месторождении выполнены по двум продолжающим друг друга субмеридиональным профилям (см. рис. 37). Это позволило построить единый геоэлектрический разрез через весь участок. Необходимо заметить, что геологическая и гидрогеологическая обстановки здесь заметно отличаются от таковых Эссовского и Анавайского месторождений. Это, конечно, отразилось и на общем характере взаимодействия геоэлектрических структур и их основных параметрах. Наиболее существенно, на наш взгляд, то, что, хотя район геологически моложе, чем Эссо и Анавай, термопроявления здесь меньше и имеют довольно низкие температуры.

Разрез поля кажущихся сопротивлений (рис. 40) морфологически можно разделить на две части: северную и южную. Северная, более спокойная часть в основном характеризуется сопротивлением, монотонно убывающим с увеличением линии АВ, т.е. с увеличением глубины зондирования. В южной части взаимоотношения геоэлектрических структур более сложные и неупорядоченные. Здесь сказывается влияние многочисленных тектонических нарушений, широко развитых в верхнем течении р. Кашкан.

На всем участке в поле кажущихся сопротивлений выделены две достаточно локальные зоны низкого сопротивления, которые можно рассматривать как полезные аномалии. Первая зона с сопротивлением в минимуме 13 Ом · м выделяется по ВЭЗ 2–5 в интервале глубин от 50 до 100 м. На севере она имеет достаточно четкую вертикальную границу по ВЭЗ 5–6.

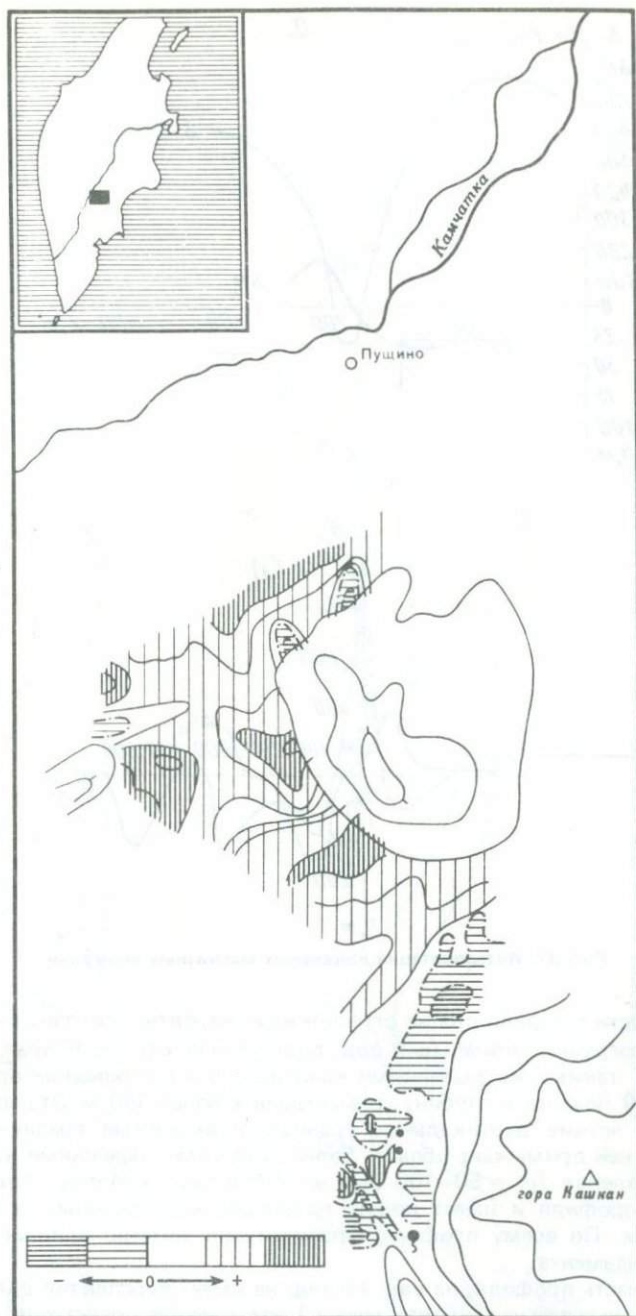


Рис. 38. Схема аномального магнитного поля ( $\Delta Z_a$ ) района Пушинских термальных источников

Условные обозначения см. на рис. 22

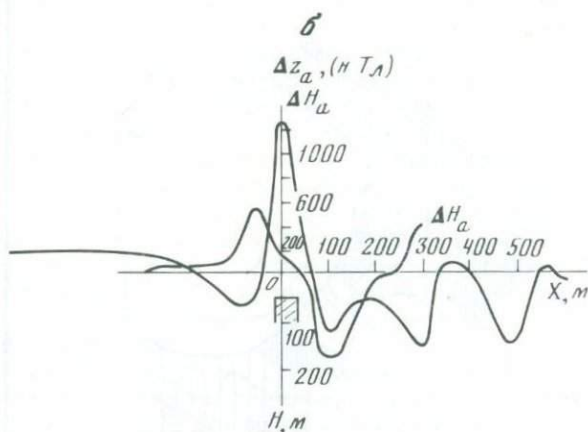
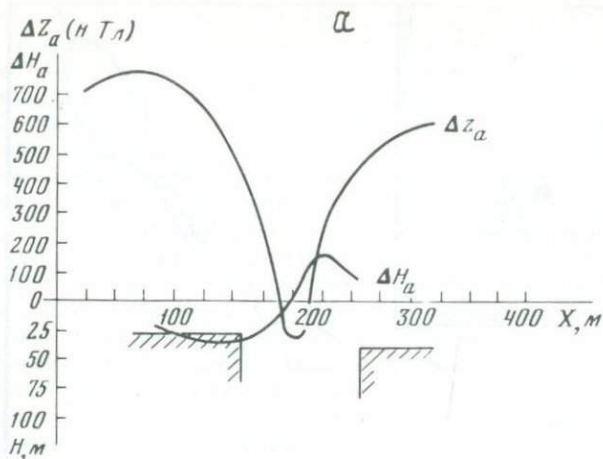


Рис. 39. Интерпретация локальных магнитных аномалий

В южной части профиля она не ограничена и, вероятно, связана с областью скрытой разгрузки термальных вод, подсеченной скв. 1. Вторая аномальная зона с такими же значениями кажущегося сопротивления определена по ВЭЗ 6–9 начиная с глубин, превышающих более 350 м. Эта зона имеет достаточно четкие вертикальные границы с высокими градиентами  $\rho_k$ . С севера к ней примыкает область более высокими значениями кажущегося сопротивления ( $\rho_k = 50\text{--}100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Область определена по всей северной части профиля и имеет явную тенденцию к погружению в северном направлении. По всему профилю фрагментарно заметно влияние высокоомного фундамента.

Вся эта часть профиля, на наш взгляд, не имеет перспектив для выявления термальных вод на глубинах менее 1 км и может представлять интерес только для общегеологической характеристики участка. Для выявления областей скрытой аккумуляции и разгрузки имеет значение лишь южная часть профиля, где обнаружены вышеописанные аномалии.

Обращаясь к разрезу истинных сопротивлений (рис. 41), можно заме-

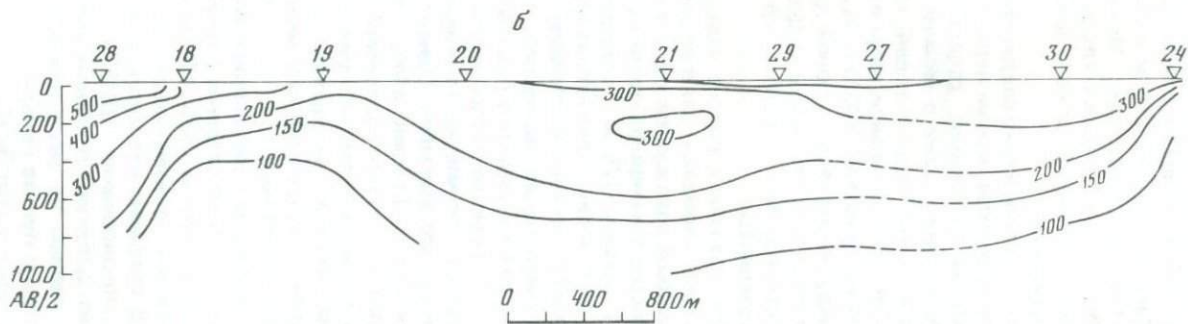
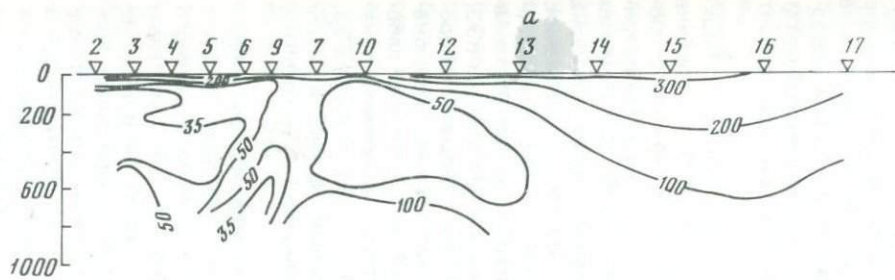


Рис. 40. Разрезы кажущихся сопротивлений в районе Пущинских термальных источников

титель, что в общих чертах геоэлектрическая картина сохраняется. При этом положение основных структур, вероятно, ближе к истинной ситуации. Обе проводящие зоны, выделенные в разрезе кажущихся сопротивлений в южной части профиля, здесь имеют более локальную форму. Первая аномалия локализуется на уровне ВЭЗ 2 и имеет глубину залегания верхней кромки около 150 м, оставаясь открытой с юга. Верхняя граница второй аномалии залегает на глубине 200 м и фиксируется по ВЭЗ 6,9. Нижние границы аномалий не определены. Можно высказать предположение о связи этих аномалий на больших глубинах, однако, используя данные только вертикального электрического зондирования, обосновать это предположение невозможно.

В пользу этого предположения свидетельствует следующий факт.

Указанной части разреза, кроме верхнего горизонта, характеризующего современные рыхлые отложения, свойственны достаточно низкие значения удельного сопротивления. Даже в нижней части, где, по данным ВЭЗ 3—5, обнаружен высокоомный подстилающий горизонт, значение  $\rho_{уд}$  не превышает 100—120 Ом · м. В остальной части профиля удельное сопротивление для таких случаев составляет 300 Ом · м. С учетом этого отождествление промежутка между аномалиями с зоной дробления и повышенной обводненности может оказаться верным, и существование гидравлической связи между соответствующими гидрогеологическими зонами приобретает некоторую достоверность.

Оценки глубин сделаны с вполне удовлетворительной точностью. Верхняя граница южной аномалии, залегающая, по данным ВЭЗ, на глубине около 150 м, хорошо согласуется с результатами бурения. По скв. 1, пробуренной в непосредственной близости от пункта ВЭЗ 2, первый водоприток получен на глубине 175 м (температура воды 60—65 °С). Графики зависимости  $\rho_k$  от глубины, полученные по измерениям на образцах керна (см. рис. 7), качественно вполне согласуются с результатами зондирования. В некоторых случаях такая зависимость  $\rho(h)$  позволяет объяснить неполовое совпадение геоэлектрического разреза с гидрогеологической обстановкой, например при проверке второй половины аномалии. По данным ВЭЗ, она характеризуется такими же низкими значениями удельного сопротивления, как и первая аномалия. Однако скв. 2, заложенная здесь, оказалась непродуктивной. График  $\rho(h)$ , построенный на основании лабораторных измерений электропроводности керна из этой скважины, показал, что оценки глубин и сопротивлений, полученные по результатам ВЭЗ, в принципе соответствуют истинным, но аномальный эффект в этом случае обусловлен повышенной степенью минерализации и, возможно, повышенной обводненностью.

Интересные результаты дало применение на месторождении индукционного частотного зондирования, проведенного в опытном порядке по двум трассам с пункта ВЭЗ 10. В качестве источника первичного поля использовалась незаземленная прямоугольная петля размерами 0,15 × 0,15 км. В северном направлении измерения выполнены в варианте дистанционного зондирования (ДИЗ) с максимальным удалением приемного пункта на 2,165 км. В южном направлении измерялись частотные характеристики разреза на двух приемных пунктах с удалением 0,5 и 1,625 км. На каждом пункте измерялось отношение  $H_z/H_r$ , использовался набор фиксированных частот 8, 16, 31, 62, 125 и 250 Гц. Результаты в виде графиков  $\rho_k = F(r, км)$  и  $\rho_k = F[1/\sqrt{f} Гц]$  показаны на рис. 42, 43.

При рассмотрении графиков  $\rho_k$  замечено, что кривые дистанционного зондирования дают более дифференцированную картину распределения кажущегося сопротивления, чем кривые частотного зондирования. Не

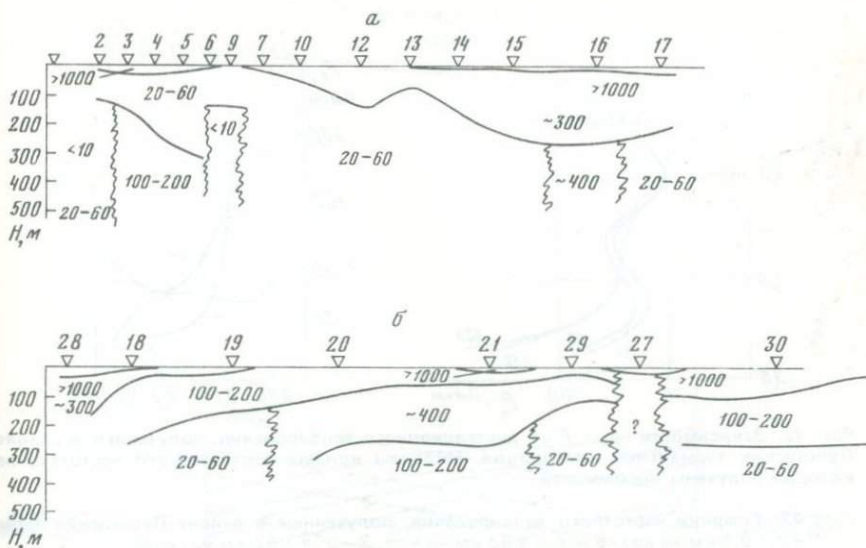


Рис. 41. Разрезы удельного сопротивления в районе Пушчинских термальных источников

исключено, что это вызвано ограниченностью частотного диапазона как генератора, так и приемной аппаратуры. Графики дистанционного зондирования (см. рис. 42) по всем частотам в общем виде относятся к типу НКН, т.е. характеризуют пятислойный разрез. При  $r = 0,2$  км величина кажущегося сопротивления составляет 42 Ом·м. Начиная с удаления приемного пункта на 600 м характерные экстремумы наиболее четко проявляются на частотах 31 и 62 Гц. Частоты 125 и 250 Гц дают графики более сглаженного вида, причем в максимуме значения кажущегося сопротивления меньше, чем полученные на низких частотах, а в минимуме — большие, что подтверждает вертикальную дифференцированность разреза. Начиная с удаления  $r = 1,67$  км на графиках для всех частот отражается влияние высокоомного фундамента.

Кривые частотного зондирования (см. рис. 43) имеют вид Н, К или соответствуют двухслойному разрезу (для северной трассы). Это объясняется тем, что применявшийся набор частот в верхней части ограничивался  $f = 250$  Гц, что недостаточно для получения информации о верхних частях разреза. Тем не менее зондирование с двух приемных пунктов позволяет сделать более детальные общие выводы об изменении кажущегося сопротивления с глубиной, если привлечь к анализу изменение пространственной частоты — основного параметра в частотных зондированиях. Для удаления приемного пункта в 0,5 км максимально достижимая глубина зондирования не превышает этой величины. Как видно на графиках, в этом случае на низких частотах фиксируется повышенная проводимость и кривая относится к типу К. При удалении  $r = 1,625$  км уже имеем кривую зондирования типа Н. Путем увеличения разноса достигается большая глубинность и при  $f = 8$  Гц становится заметным влияние высокоомного фундамента. Заметим, однако, что такой метод может дать лишь весьма приближенное представление о реальном разрезе и не может быть использован для строгих построений.

Количественная оценка истинных параметров производилась аналити-

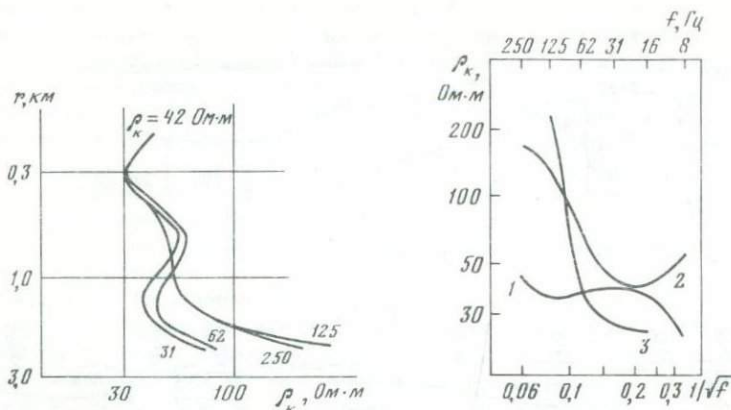


Рис. 42. Зависимости  $\rho_k = F(r)$  дистанционного зондирования, полученные в районе Пущинских термальных источников. Индексы кривых соответствуют частотам, на которых получены зависимости

Рис. 43. Графики частотного зондирования, полученные в районе Пущинских терм  
1 —  $r = 0,5$  км на юг; 2 —  $r = 1,63$  км на юг; 3 —  $r = 1,67$  км на север

ческим способом по [28–30] с использованием характерных точек и почастотных характеристик и конструированием разреза через продольную проводимость. Полученные величины вынесены на разрез удельных сопротивлений, составленный по результатам ВЭЗ (см. ниже рис. 49).

Сопоставляя результаты ВЭЗ и индукционного зондирования, можно дополнить выводы, сделанные ранее о геоэлектрической обстановке в этой части профиля. Здесь, на глубинах ниже 500 м, появляется проводящий слой с  $\rho_{уд}$  около 10 Ом·м и мощностью около 150 м. Этот слой залегает на высокоомном ( $\rho_{уд}$  более 100 Ом·м) опорном горизонте и на указанных глубинах, вероятно, связывает аномалии, выделенные при вертикальном электрическом зондировании. По результатам дистанционного зондирования вся верхняя часть разреза соответствует данным ВЭЗ, но в пределах области с  $\rho_{уд} = 20–60$  Ом·м в интервале глубин от 110 до 320 м дополнительно выделен горизонт с повышенными значениями удельного сопротивления ( $\sim 70$  Ом·м). Ниже 700 м следует высокоомный опорный горизонт.

**Сейсморазведочные работы.** На Пущинском участке было выполнено четыре профиля с шагом 100 м (4, 6, 8, 10) и шесть — с шагом 50 м (1, 2, 3, 5, 7, 9) (см. рис. 37). Профили 1 и 2 проходили на южном участке работ, по правой и левой террасам р. Кашкан. Эти профили отрабатывались в качестве продольных из 3-х пунктов взрыва, расположенных в центре и на концах каждого профиля, и из шести выносных пунктов взрыва. Встречные системы получены из пунктов взрыва, удаленных от начала профиля 1 на 1, 8 и 2, 6 км. С выносных пунктов были получены односторонние нагонения до удалений 10 км. При непродольной прострелке этих профилей максимальное удаление составило 13 км. Профиль 4 пересекал локальную положительную магнитную аномалию и отрабатывался из шести продольных и одного непродольного пунктов взрыва. Наиболее протяженным профилем 9,2 км на всем участке был сейсмопрофиль 6.

Профиль 8 отрабатывался из семи пунктов взрыва с интервалом 1150÷1200 м. Из пункта взрыва 9 получены нагонения с удалением 1,5 км. Профиль 9 состоял из двух расстановок длиной по 1150 м каждая и отра-

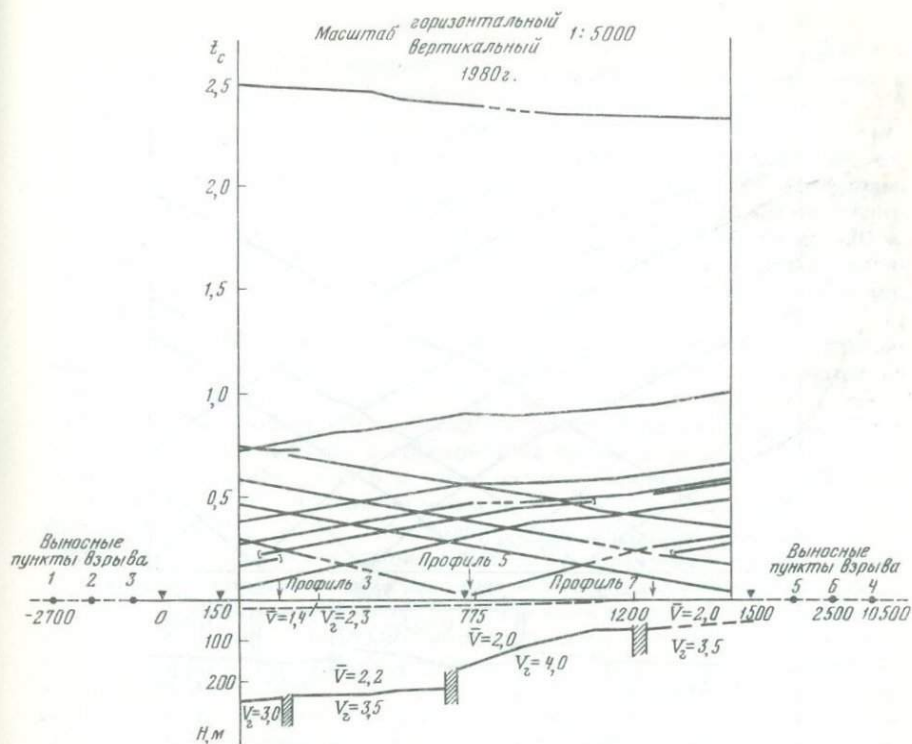


Рис. 44. Годографы и разрез по профилю 1 участка Пущино

батывался из 5 пунктов взрыва с двумя нагонениями. Профиль 10 длиной 2200 м, с шагом 100 м пересекал профиль 6 в районе пикета 550 и отрабатывался из трех пунктов взрыва. Для детализации перспективных участков и изучения зоны малых скоростей были выполнены параметрические профили 3, 5, 7 с шагом 50 м на южном участке и расстановки 2, 3 профиля 6 с шагом 20 м на северном участке.

Первый сейсмический горизонт в разрезе Пущинского участка имеет граничные скорости 2,2–2,6 км/с и залегает на глубинах от 50 до 120 м. На профиле 1 этот горизонт имеет наименьшую мощность и, возможно, полностью выклинивается. Второй горизонт ( $V_T = 2,8$ –3,6 км/с) хорошо следится на всех профилях и наиболее полно отражает структуру всего участка. Третья сейсмическая граница со скоростью 4,0 км/с полностью повторяет поведение первого горизонта и залегает на глубинах 500–600 м. Граничная скорость 5,0 км/с отнесена к границе на глубинах 1400–1600 м, построенной на небольшом участке профиля 6. Здесь отмечается общий наклон границы на север. На профиле 10 эта граница поднимается к востоку с 1700 до 1100 м. В долине р. Камчатки на глубине 2,0–2,5 км была зарегистрирована граница с  $V_T = 5,0$ –5,2 км/с, относимая к меловому фундаменту [3].

По первой границе на профиле 2 отмечаются два разлома на пикетах 25 и 350. Смещений по ним не наблюдается. Разломы, выделенные на профиле 2, не фиксируются на профиле 1 по первой границе, а проявляются только по второй границе на пикетах 300 и 725. Глубина залегания первой границы на профиле 1 значительно меньше, чем на профиле 2.

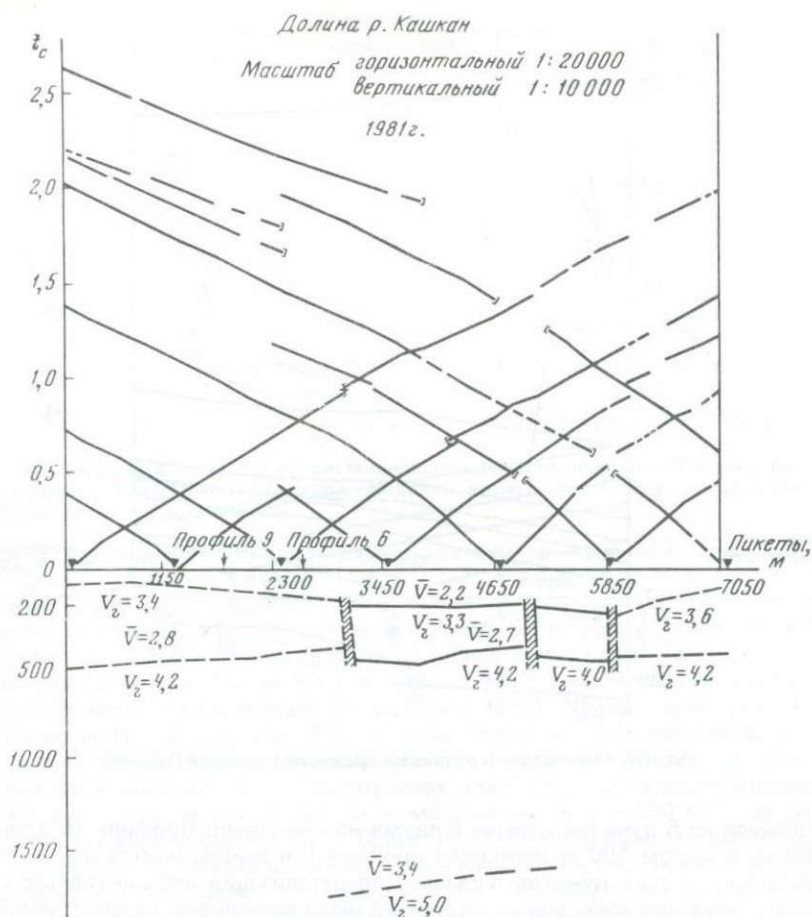


Рис. 45. Годографы и разрез по профилю 8 участка Пушино

Вторая сейсмическая граница наиболее ярко отображает структуру всего участка работ. На южном участке, на профилях 1, 2 по этой границе наблюдается резкое поднятие северо-восточной части от глубин 230 м (пикет 725, профиль 1) до 60 м (пикет 1400, профиль 1) (рис. 44). На пикетах 725 и 800 м (профилей 1 и 2 соответственно) выявлен разлом с амплитудой 40 м, а в районе пикета 375 м профиля 2 эта граница опускается по разлому на 20 м. На профилях 1 и 2 по второй границе выделены три разлома, два из которых (пикет 25 профиля 2 и пикет 1200 профиля 1) следятся только на одном из профилей. Возможно, эти разломы имеют юго-восточное простираание, такое же, как и два центральных разлома. На юго-восточное простираание последних указывает тот факт, что разломы на пикетах 300 и 725 м профиля 1 зарегистрированы как на профиле 2 на пикетах 350 и 800 м, так и на профилях 3 и 5 на пикетах 175 и 50 м соответственно. На профиле 7 первая сейсмическая граница не зафиксирована. На профиле 4, который является продолжением профилей 1 и 2, границы характеризуются общим наклоном на север. По второй границе выделяются два разлома (пикеты 300 и 600), которые оконтуривают

вают с юга и севера локальную положительную магнитную аномалию. По разлому на пикете 300 происходит подъем границы к югу с амплитудой 50 м. Третий сейсмический горизонт осложнен тремя разломами с увеличением граничных скоростей между пикетами 550–1250 м от 4,0 до 4,8 км/с; это может указывать, что на этом участке присутствуют магматические породы. В северной части участка на профиле 6 наиболее уверенно построена вторая граница, которая имеет спокойную форму и лишь в районе пикета 8200 осложнена двумя разломами, по которым она резко опускается от 150 до 270 м, а затем вновь резко поднимается до 120 м. Возможно, эти разломы, приуроченные к бортам долины р. Берш, являются глубинными, так как они хорошо выделяются и по третьему сейсмическому горизонту.

Вышеописанные сейсмические границы уверенно следятся и на профилях 8, 9, 10 (рис. 45), но здесь эти границы несколько отличаются по значениям граничных скоростей. Так, сейсмический горизонт 1 четко выделяется на профиле 10 и полностью отсутствует на профилях 8 и 9. Граничная скорость второго горизонта на профиле 10 равна 3,2 км/с, в то время как на профиле 6 в точке их пересечения она равна 2,8 км/с. На профилях 8 и 9 этот горизонт имеет  $V_T = 3,2-3,4$  км/с и 3,0 км/с на профиле 6. По участку Пущино был составлен обобщенный разрез, позволяющий судить о структуре всего района работ. Все сейсмические границы имеют в основном спокойный характер залегания с общим незначительным наклоном на север. Резко отличается южная часть разреза. Здесь по всем горизонтам выделяется локальное куполообразное поднятие, краевые части которого осложнены серией разломов. В зоне разломов наблюдается некоторое понижение граничных скоростей. В то же время само поднятие, особенно четко выраженное по второй границе, имеет повышенные значения граничных скоростей — 3,5 км/с. Обобщая данные всех профилей южной части участка, можно сделать вывод о мелкоблоковом строении этого района с общим погружением границ на юго-юго-восток. Участки разломных зон профилей 1 и 2 и в первую очередь разломы на пикетах 25 профиля 2 и пикете 300 профиля 1 можно рекомендовать как перспективные с точки зрения поисков термальных вод.

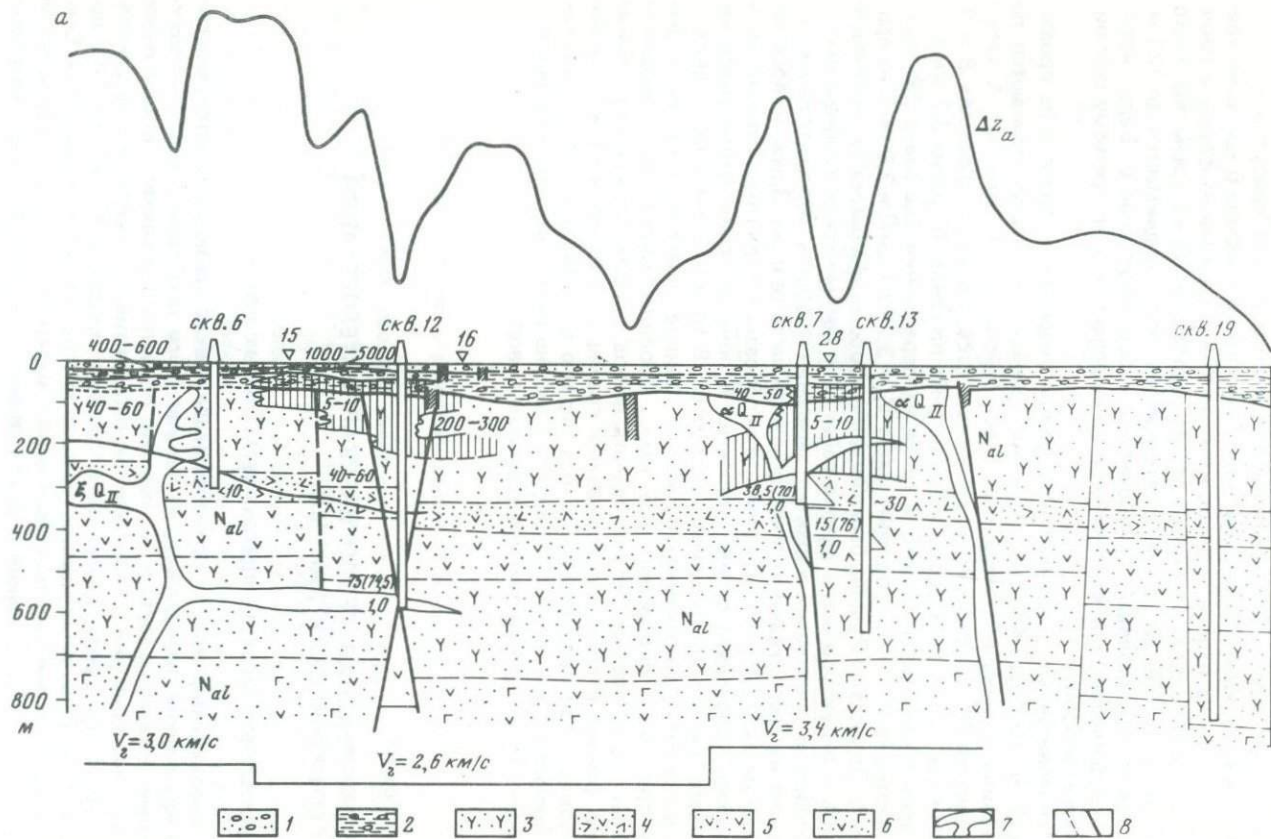
### Глава III

## КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

### ЭССОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Комплексные геофизические исследования на Эссовском геотермальном месторождении проводились, когда уже были пробурены первые продуктивные скважины (скв. 6, 9, 10). Это позволило установить в ходе работ некоторые критерии для выделения перспективных участков и на основании этого пробурить высокопродуктивные скважины 12, 13, 16, 20 и др. Результаты бурения и маршрутных геологических исследований М.Н. Ерохина дали возможность обоснованно интерпретировать геофизические данные, получить сведения о строении месторождения в плане и разрезе и указать перспективные участки для поисков термальных вод.

*Сопоставление геофизических данных.* Наиболее полно прослежена сейсмическая граница с граничными скоростями 2,6–3,6 км/с, которая по



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8

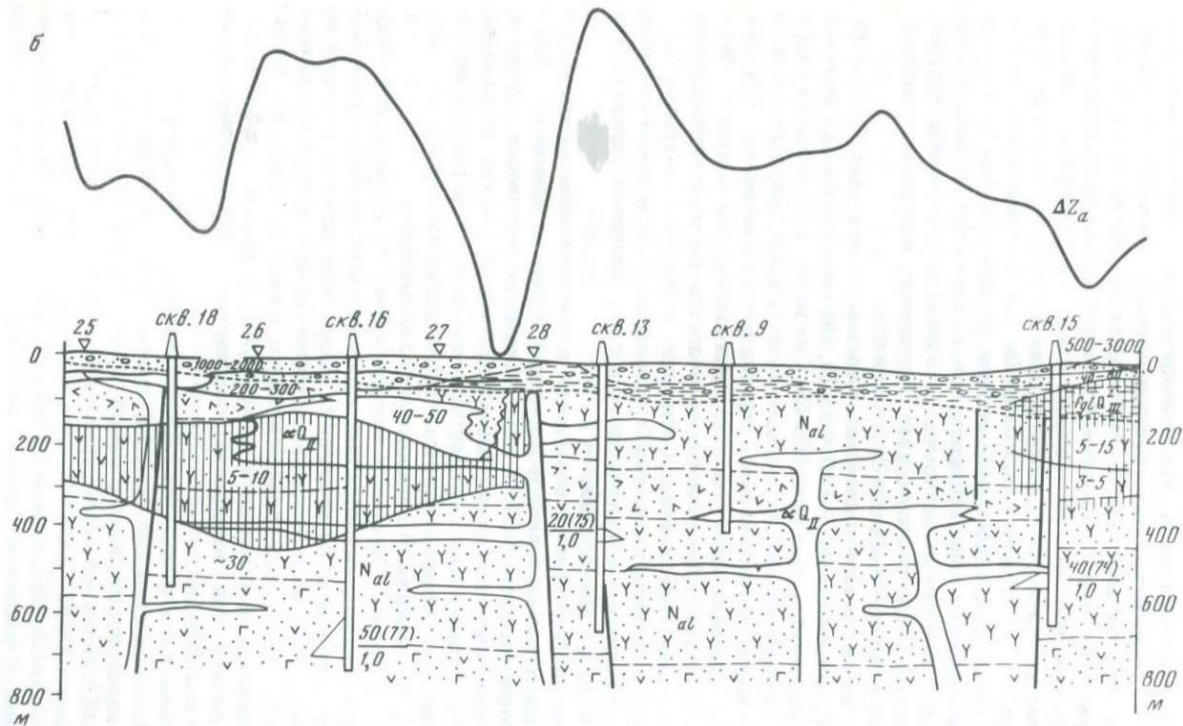


Рис. 46. Сводные геолого-геофизические разрезы по профилям через скважины 6—19 (а) и 18—15 (б) Эссовского геотермального месторождения

Заштрихованы области пониженного сопротивления, цифры у скважины означают дебит, температуру (в скобках) и минерализацию (в знаменателе) термальной воды

1 — современные валунно-галечниковые речные отложе-

ния; 2 — верхнечетвертичные водно-ледниковые отложения; породы алнейской серии: 3—5 — туфы смешанного состава, незначительно различающиеся по составу и размерам обломочного материала; 6 — крупнообломочные андезито-базальтовые туфы; 7 — четвертичные экзтрузии и субпластовые тела; 8 — разломы, предполагаемые и вскрытые скважинами

данным бурения характеризует кровлю вулканогенно-осадочных образований алнейской серии (рис. 46). Глубина залегания этой границы от 30 до 150 м. Верхние кромки магнитных тел имеют глубины 70—110 м и с хорошей сходимостью соответствуют рельефу основного преломляющего горизонта. В ряде случаев локальные положительные магнитные аномалии определяют положение мелких экструзивных тел андезитового или риолитового состава, прорвавших толщу алнейской серии, но погребенных под рыхлыми четвертичными отложениями. Такие экструзии фиксируются по сейсморазведочным данным как выступы кровли алнейских отложений. Одна из андезитовых экструзий вскрыта скважиной 17 на глубине 30 м. Видимо, небольшие осложнения рассматриваемой границы представляют собой именно такие тела, а собственно кровля алнейской толщи не испытывала существенных вертикальных перемещений, несмотря на значительное количество зафиксированных разломов. В разрезе сопротивлений соответствующая граница раздела отсутствует. Возможно, поведение изолиний кажущегося сопротивления зависит от уровня вод.

Во всяком случае, в зоне растекания термальных вод (скв. 6, 12 и 20, ВЭЗ 14, 15, 16; скважины 16, 7 и 13, ВЭЗ 27, 28) нижняя граница значений кажущегося сопротивления около 200 Ом · м несколько смещена вверх относительно кровли алнейских пород. На остальных разрезах границы слоя определенного сопротивления пересекают сейсмические границы.

Верхняя часть разреза, характеризующаяся значениями скоростей 2,1—2,8 км/с, соответствует обводненной части толщи рыхлых четвертичных отложений. Верхняя сейсмическая граница (граничная скорость 2,2—2,6 км/с) хорошо совпадает с нижней границей области высоких значений кажущегося сопротивления и указывает уровень залегания зеркала грунтовых вод на площади месторождения.

Нижняя сейсмическая граница отмечается только на пятом сейсмическом профиле — в северной части месторождения. Глубина ее залегания — 500—720 м, граничная скорость 4,0—4,6 км/с. Рельеф ее достаточно сложен и, возможно, определяет положение некоторых тектонических нарушений, однако недостаток данных не позволяет определить точно ее геологическую природу и роль в строении месторождения. Предположительно она относится к кровле верхнемелового-палеогенового фундамента.

*Выделение нарушений.* Эссовское месторождение термальных вод относится к трещинно-жильному типу. Естественно, что максимальное внимание было уделено выделению тектонических нарушений разного порядка по комплексу данных. По картам графиков вертикальной составляющей магнитного поля были выделены предполагаемые зоны нарушений (по линейному расположению минимумов и максимумов и другим особенностям магнитного поля). Ряд нарушений подтвержден сейсморазведочными данными (см. рис. 23).

Для характеристики общей трещиноватости района проведена статистическая обработка простираций изолиний магнитного поля. В долине р. Уксичан преобладают простирания с модой СВ 75° и заметно выражено простирание СВ 45°. В южной части территории съемки наиболее распространены простирания СВ 20° и СЗ 350°, а в северной — вниз по долине р. Быстрой — СВ 30° и СЗ 335°, причем в обоих случаях более выражено восточное простирание. В районе пересечения речных долин выделяются две моды простираций: большая по амплитуде СВ 15 и 80°. Таким образом, только в центральной части территории съемки наблюдаются простирания основных тектонических нарушений, определяющих общее строение района — грабен рек Быстрой и Уксичан. Очевидно, остальные простирания отражают положение тектонических нарушений, оперяющих основные региональные разломы.

Анизотропия кажущегося электрического сопротивления позволяет разделять ориентацию нарушений по глубинности. Так, в южной части съемки (вторая магистраль) нарушения малой глубинности (около 100 м) имеют простирание вкрест долины, а большей глубины — по ее простиранию. Схематическая структурная карта Эссовского месторождения (см. рис. 18) построена с использованием всех имеющихся геолого-геофизических материалов и отражает напряженную блоковую тектонику района. На месторождении можно выделить три основных "тектонических узла": на стыке долин рек Быстрой и Улавкавчан, в центральной части (в районе поселка) и на северо-востоке территории. В зонах узлов пересекаются нарушения различного направления, и такие участки наиболее перспективны для получения термальных вод. Это подтверждается успешным бурением продуктивных скважин в пределах Центрального тектонического узла (скважины 12, 20, 7, 16, 17).

Существенно определение глубины заложения тектонических нарушений. Очевидно, что главные тектонические нарушения имеют наибольшую глубинность. Примером может служить Быстринский разлом (см. рис. 18), который прослежен на трех сейсмических профилях, причем отмечается и по нижнему сейсмическому горизонту, т. е. на глубине 700 м. По магнитным данным выделяются отдельные участки этого протяженного нарушения. С Быстринским разломом связаны Южная и Восточная группы источников и продуктивная скважина 15. Разломами столь же глубокого заложения являются, видимо, Уксичанский и Эссовский.

Значительное количество нарушений связано с внедрением субпластовых и экструзивных тел. Они имеют более разнообразную ориентировку и меньшую глубинность — иногда они выделяются только по верхней сейсмической границе. Таковы нарушения в районе скважин 16, 17, 18, 12, 20. Вулканогенно-осадочная толща алнейской серии насыщена экструзивными и субпластовыми телами андезитового и риолитового состава. Они фиксируются локальными положительными магнитными аномалиями средней интенсивности. Одна из экструзий картируется на левом берегу р. Уксичан, некоторые вскрыты скважинами. В ряде случаев, когда по контакту секущих тел с вмещающими породами происходит разгрузка гидротерм (скв. 18), тогда даже над экструзивным телом наблюдается отрицательная магнитная аномалия.

Как показывает сопоставление геофизических материалов с данными бурения (скважины 6, 9, 7, 13, 19), отрицательные магнитные аномалии фиксируют зоны растекания термальных вод, а их интенсивность зависит от степени гидротермального изменения пород.

*Критерии выделения перспективных участков.* При выделении участков, перспективных на обнаружение термовыводящих зон, учитывался следующий комплекс признаков: а) линейные отрицательные магнитные аномалии; б) зоны низких сопротивлений (кажущихся и истинных), искаженные, неинтерпретируемые кривые ВЭЗ; в) зоны пониженных граничных скоростей; г) тектонические нарушения по геофизическим данным.

Одним из первоочередных мест для заложения скважин был определен район в конце первой магистрали (см. рис. 23), где впоследствии были пробурены скважины 12 и 20. Зона пониженных значений кажущегося сопротивления (до 8 Ом · м) имеет здесь минимальную глубину около 100 м. Минимум магнитного поля и аномалия сопротивлений отражают скорее всего близповерхностные зоны растекания термальных вод. По магнитным и сейсмическим данным выделены разломы, уходящие на глубину около 100 м (на сейсмических профилях 1 и 4). По второй сейсмической границе в районе будущих скважин отмечается понижение гранич-

ной скорости до 2,6 км/с. Совокупность этих данных позволила рекомендовать заложение скважины в точке пересечения выделенных разломов. Скважина 12 дала значительный водоприток с глубины около 600 м при температуре воды на забое 74,5°С.

Сочетание зон низкого сопротивления и отрицательных магнитных аномалий имеет место и на второй магистрали. Близповерхностная зона с сопротивлением менее 15 Ом · м (профиль 15) фиксируется интенсивной отрицательной магнитной аномалией. К югу глубина проводящих зон увеличивается (от 200 м на профиле 15 до более чем 500 м на профилях 4—6), а интенсивность и площадь магнитных минимумов уменьшаются. Тектонические нарушения, установленные сейсморазведкой и трассируемые по магнитным данным, образуют два перспективных участка. Первый — к северу от профиля 15 второй магистрали — был заверен скв. 13, давшей водоприток с глубины 500 м при температуре 76°С. Второй участок расположен южнее; скв. 16, ориентированная на разлом, вскрыла воды с температурой 77°С на глубине 700 м. Таким образом, имеется определенное качественное соответствие между глубиной водопритока и положением в разрезе зон низкого сопротивления. В этом районе была произведена проверка локальной положительной магнитной аномалии скв. 17. Уже на глубине 30 м была вскрыта андезитовая экструзия. Можно предполагать, что такие тела играют определенную роль в формировании термовыводящих зон. Внедрение магматических тел, происходившее по ослабленным тектоническим зонам, порождало мелкие тектонические нарушения, которые могли бы быть термовыводящими.

В северной части территории съемки (профили 12—14 третьей магистрали) отмечена очень интенсивная отрицательная магнитная аномалия, с которой в плане совпадает зона низкого кажущегося сопротивления. Верхняя кромка аномального тела по магнитным данным залегает на глубине 80 м, минимальная глубина проводящей зоны около 200 м. Тектонические нарушения, ограничивающие и пересекающие аномальную зону, ориентированы в северо-восточном направлении. По сейсмическим данным эту аномалию пересекает глубокий разлом, однако заметных смещений основной преломляющей границы не отмечено. С областью максимального подъема к поверхности зоны низкого сопротивления связано понижение граничной скорости до 3,3 км/с (по сравнению с 3,6 км/с на северном конце сейсмического профиля). При сопоставлении с описанными выше этот район также представляется перспективным на обнаружение термальных вод.

После начала проведения комплексных геофизических исследований на Эссовском месторождении пробурено 11 скважин глубиной от 480 до 810 м. Дебиты скважин при свободном самоизливе составляют от сотых долей до 75—91 л/с. Температура воды на изливе продуктивных скважин колеблется от 53 до 76°С, а максимальные температуры на глубине — от 52 до 78°. Шесть скважин были пробурены в пределах описанных выше перспективных участков в соответствии с имевшимися геофизическими данными. Только одна из них — скв. 18 — дала малый дебит при температуре 53,6°С на изливе, остальные оказались высокопродуктивными с температурой на глубине 72—77°С. Причина относительной неудачи со скв. 18 состоит, по-видимому, в том, что она была задана в стороне от тектонических нарушений, выделенных по геофизическим данным.

Таким образом, проверка рекомендаций, сделанных по комплексу геофизических данных, показала их высокую эффективность. Бурение на Эссовском месторождении доказало, что принятые критерии выбора участков, перспективных на термальные воды, правильны и способствуют получению положительных результатов. Большое поисковое значение имеют

зоны пониженных сопротивлений ( $\rho_k < 17 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Большинство скважин, вскрывших низкоомные зоны, имеют большой дебит самоизлива при высокой температуре воды (скважины 12, 20, 16, 7, 13). Существенным оказалось размещение скважин вблизи или непосредственно на тектонических нарушениях, которые выделялись по сейсмическим и магниторазведочным данным. Косвенными признаками степени измененности пород служили интенсивность отрицательных магнитных аномалий и уменьшение скорости сейсмических волн.

Следует подчеркнуть, что все зоны, выделяемые в качестве перспективных, отличаются аномальными параметрами по всем изучаемым физическим свойствам.

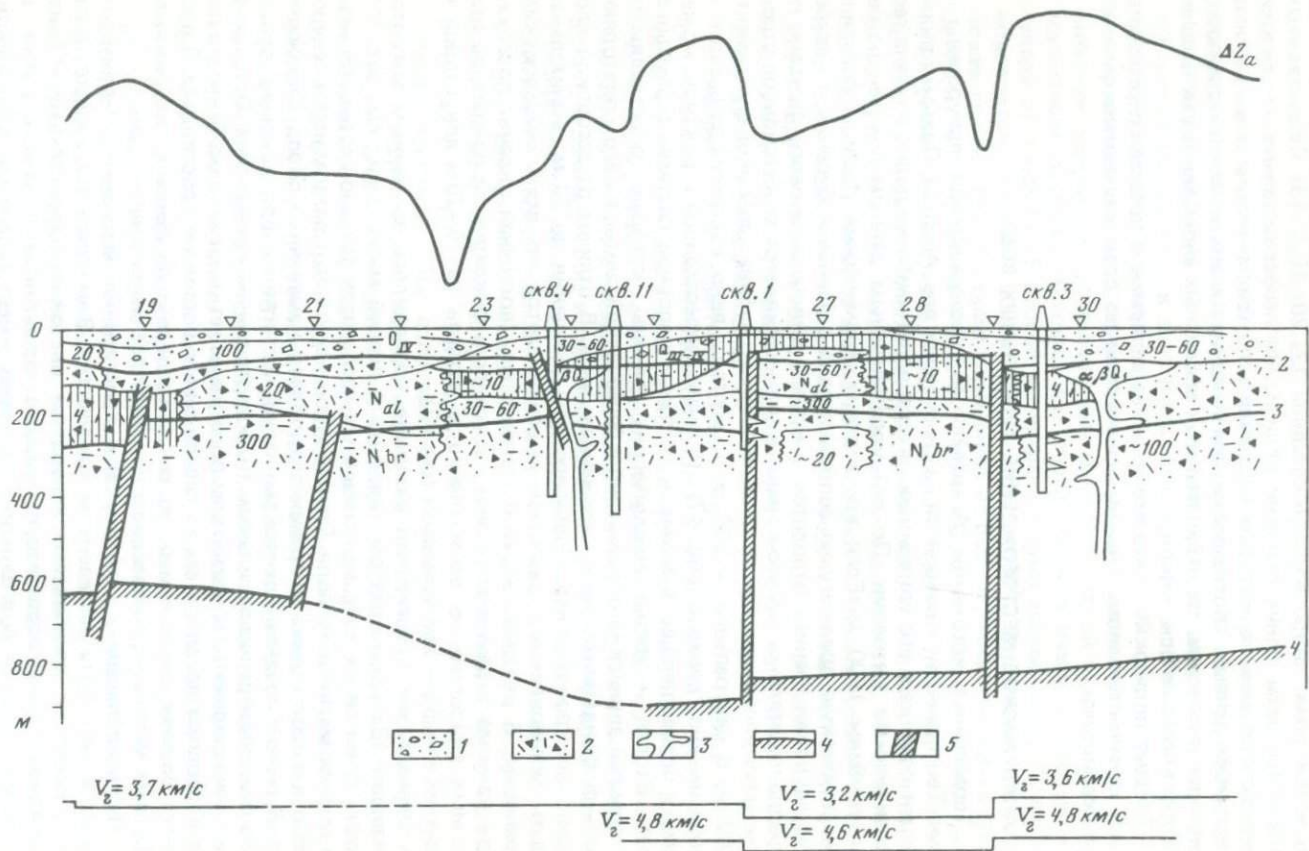
## АНАВГАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Термальные источники Анавгайского месторождения приурочены к руч. Термальному и находятся на территории пос. Анавгай. Поэтому территория поселка и его ближайших окрестностей наиболее полно изучена геофизическими методами. По сейсморазведочным данным получен разрез до глубины 1000 м. Если три верхние сейсмические границы получили геологическую привязку по сопоставлению с данными бурения, то наиболее глубокая граница относится к кровле мел-палеогенового фундамента предположительно. По этой границе устанавливается депрессионное строение изученной площади. В западной части глубина залегания фундамента 600 м, в центральной — 900 м, к востоку явно выражена тенденция к воздыманию границы (рис. 47). Наличие депрессионной структуры может иметь определяющее значение в создании напорной системы термальных вод. Вторая и третья сейсмические границы, которые сопоставляются с кровлей алнейских образований и березовской свиты, в целом повторяют рельеф фундамента, но в сглаженном виде. В отличие от эссовской площади, по кровле алнея зафиксированы смещения до 30 м, значительная часть установленных разломов прослеживается по всем сейсмическим границам. В центральной части территории (восточная окраина поселка) два разлома ограничивают блок, в котором фиксируется понижение граничных скоростей по всем границам раздела на 15–20% для второй и третьей и на 5% — для четвертой (см. 47).

Определение простирания разломов проводилось по данным магниторазведки. Западный разлом (профиль 4 первой магистрали; см. рис. 31) точно ложится на зону максимальных градиентов западной отрицательной аномалии магнитного поля. Вполне вероятно, что этот разлом имеет северо-западное простирание и ограничивает область измененных пород. Скважина, пробуренная позднее в центре минимума магнитного поля, вскрыла горные породы, подвергшиеся сильным гидротермальным изменениям. Остальные разломы выражены в магнитном поле менее четко, однако особенности поля позволяют предполагать их северо-северо-восточное простирание. В пределах блоков, выделяемых по сейсморазведочным данным, полученным другими методами, устанавливается ряд более мелких нарушений.

По преобладанию ориентировки простирания нарушений территория работ может быть разделена на три участка. В центральном участке (в самом поселке) преобладают нарушения восток-северо-восточные и близмеридиональные, отражающие, видимо, ориентировку речных долин. В западном участке большинство разломов имеет северо-западное простирание, а в восточном — северо-восточное (см. рис. 31).

Для оценки перспективности выделенных нарушений рассмотрим ано-



малии электропроводности и магнитные. Они относятся к глубинам в первые сотни метров и отражают зоны измененных пород и области приповерхностного растекания термальных вод. Одна из таких зон выделяется отрицательной магнитной аномалией малой интенсивности в северной части центрального участка съемки. Аномалия имеет общее восток-северо-восточное простирание, в местах пересечения с нарушениями близмеридионального простирания изометричность ее формы нарушается. Аномалии соответствует близкая к поверхности проводящая зона (8–30 Ом · м), не имеющая распространения на глубину. Граница аномалии с высокоомной зоной фиксируется переходом к положительным значениям магнитного поля. Аномальная зона в целом заключена между двумя разломами глубокого заложения. Можно предполагать, что приток термальных вод, вызвавших эти аномалии, происходит по разлому в районе профиля 6 второй магистрали.

Описанный выше блок пониженных скоростей отмечается на разрезах кажущегося сопротивления зоной повышенной проводимости, уходящей на глубину. Это сочетание вместе с глубиной ограничивающих его разломов позволяет считать восточный блок (от профиля 6 второй магистрали до профиля 3 третьей магистрали) перспективным на обнаружение термальных вод. Однако близповерхностные зоны растекания вод в его пределах, видимо, отсутствуют. Известные термальные источники (например, руч. Термальный) располагаются на продолжении северо-западной отрицательной аномалии. Разлом этого простирания можно считать установленным. Интенсивные отрицательные аномалии сопоставляются здесь с близповерхностным залеганием зон повышенной проводимости. Юго-восточная часть этой аномалии (профили 1–2 второй магистрали) находится в области пересечения разломов различного простирания и может рассматриваться как перспективная.

Сопоставление геологического разреза (по скважинам) с границами, установленными геофизическими методами, не дает однозначного совпадения (см. рис. 47). Если сейсмические границы почти полностью совпадают с соответствующими геологическими разделами, то изолинии сопротивлений пересекают и те и другие. Магнитное поле также не обнаруживает прямой зависимости от рельефа сейсмических границ (можно, однако, допустить, что часть западной отрицательной аномалии создается резко поднятым на этом участке блоком фундамента). Магматические породы (условно — нижнечетвертичные базальты) вскрыты только скв. 4, но локальные положительные аномалии можно рассматривать как свидетельство их значительного распространения на территории съемки. Узкая линейная область с повышенными значениями кажущегося сопротивления (до 140 Ом · м), выделенная по ВЭЗ 5, интерпретировалась как возможное интрузивное тело.

Комплексные геофизические исследования на Анавайгской площади позволили достаточно полно охарактеризовать геологический разрез до глубины одного километра, выделить разломы различной глубинности и установить их простирание, указать участки, перспективные на обнаружение термальных вод.

Рис. 47. Сводный геолого-геофизический разрез через Анавайгское геотермальное месторождение

1 — современные и четвертичные валунно-галечниковые речные отложения; 2 — туфы и туфобрекчии березовской свиты и алнейской серии; 3 — четвертичные тела андезито-базальтового состава; 4 — кровля фундамента; 5 — тектонические нарушения. Остальные условные обозначения см. на рис. 46

Геофизические работы на Пущинской площади предшествовали бурению, однако геофизические данные о разрезе впоследствии могли быть сопоставлены с результатами бурения первых скважин. Не все стратиграфические границы могли быть полностью идентифицированы с сейсмическими, поскольку три из четырех скважин вскрыли в верхних частях разреза экстрезии. Тем не менее на основании исследований на других площадях и данных геологической съемки наиболее выдержанную вторую сейсмическую границу со значениями граничной скорости 2,8–3,6 км/с (см. рис. 45) можно рассматривать как кровлю алнейских отложений. Их мощность максимальна в средней части площади (до 500 м) и уменьшается к югу и северу до 200–300 м. Третья сейсмическая граница сопоставляется с поверхностью паратунской свиты. Ее подошва по сейсмическим данным получена только в северной части съемки. Эта граница с  $V_T = 5,0$  км/с отождествляется с кровлей верхнемелового фундамента (возможно, валагинской серией). В южной части района работ по данным бурения фундамент залегает на глубинах 300–700 м, что соответствует экстраполированным значениям глубин сейсмических границ — общее погружение их происходит в северном направлении, в сторону Центральной Камчатской депрессии. Физические свойства образцов фундамента, полученных из скважин, полностью соответствуют такой геологической привязке (гл. 1). Таким образом, мощность отложений паратунской свиты увеличивается с юга на север от 100 до 1000 м.

Важной особенностью разреза является существенное различие в строении его южной и северной частей. Район первой и начала второй магистралей характеризуется сложным рельефом границ разделов и большим числом разломов, многие из которых смещены. Размер блоков, разделенных разломами, от 200 до 800 м. Густая сеть сейсмических профилей на южном участке (рис. 48, а) и особенности магнитного поля, имеющего здесь сложный знакопеременный характер (рис. 48, б), позволяют выявить преимущественное простирание разломов. На участке первой магистрали наиболее протяженные нарушения имеют северо-западное простирание, совпадающее с направлением речной долины. Места их пересечения с разломами восток-северо-восточного простирания отмечаются зонами пониженного сопротивления на глубинах 100–150 м (начало и конец первой магистрали). Выделенная по сейсмическим данным "купольная" структура характеризуется положительной магнитной аномалией, причем приближению сейсмической границы на соседнем профиле к поверхности соответствует увеличение значений магнитного поля. Это может свидетельствовать, что именно подъем границы вызывает магнитную аномалию. Одной из причин возникновения этой "купольной" структуры может быть вулканический конус на восточном борту долины, лавовое основание которого может создавать такие эффекты. Другое возможное объяснение — отражение в изгибе сейсмических границ более глубокого магматического внедрения.

Остальная часть территории работ характеризуется плавными поверхностями границ раздела, меньшим количеством разломов (с преобладанием северо-западного их простирания), отсутствием близповерхностных низкоомных зон и локальных интенсивных аномалий магнитного поля (рис. 49, см. вкл.). В северном направлении происходит общее повышение значений магнитного поля, что, вероятно, может быть связано с погружением поверхности "мелового" фундамента в том же направлении. Как правило, породы "мелового" фундамента на Камчатке немагнитны и фиксируются отрицательными магнитными полями. Более локальные особенности магнитного

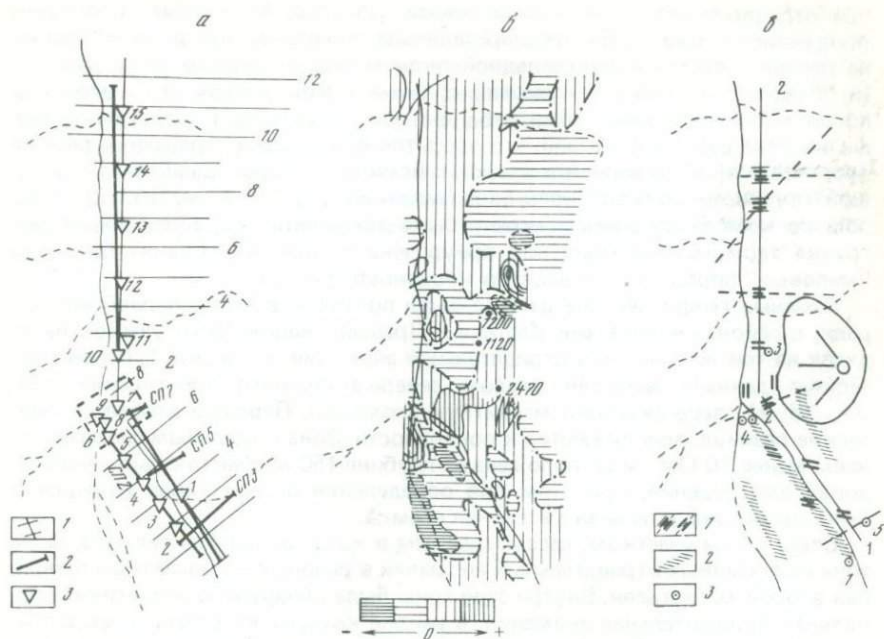


Рис. 48. Южная часть Пущинской площади

а — схема геофизических наблюдений: 1 — магниторазведочные профили; 2 — сейсмические профили (СП); 3 — точки ВЭЗ;  
 б — схема аномального магнитного поля; условные обозначения см. на рис. 22;  
 в — схема тектонических нарушений: 1 — разломы по сейсмическим данным (по третьей и по второй сейсмическим границам); 2 — нарушения по магнитным данным; 3 — скважины; 1-2 — магистрали

поля связаны с поведением вышележащих границ и положением магматических тел. Кромки аномалиеобразующих "магнитных" объектов приурочены в основном ко второй сейсмической границе, за исключением отдельных локальных аномалий, интерпретация которых дает глубины 20–50 м. Магнитоактивность кровли алнейских отложений, видимо, связана с составом пород, представленных туфами, туфобрекчиями и лавами основного и среднего состава. Границы зон различной проводимости, отражая в общем слоистую структуру, местами секут сейсмические границы или образуют близвертикальные зоны повышенной проводимости, связанные, как правило, с разломами, установленными другими методами. Такова зона в районе ВЭЗ 27, где с южной стороны разлома, установленного по сейсмическим и магнитным данным, происходит подъем зоны с удельным сопротивлением 20–60 Ом · м до глубин 150 м. Это наиболее близповерхностная зона относительно повышенной проводимости в северной части исследованной территории.

Участки с аномальным поведением физических параметров сосредоточены преимущественно в районе первой магистрали и начале второй магистрали. Именно здесь установлена наиболее густая сеть разломов, свидетельствующая о сильной раздробленности верхней части разреза. Здесь же установлены линейные отрицательные магнитные аномалии, связанные с близповерхностными зонами повышенной проводимости, и выявлены участки сейсмических границ с пониженными значениями граничных скоростей. На

оси отрицательной магнитной аномалии (см. рис. 48, в) была пробурена продуктивная скв. 1. По предварительным геологическим данным скважина располагается в северо-западной оконечности основного очага разгрузки Пущинских терм, в узле пересечения северо-западного (отмеченно по магнитным данным) и субширотного разломов. Последующие геофизические работы показали, что здесь также проходит поперечный разлом (установленный по первой и второй сейсмическим границам), а на небольшой глубине — зона низкого сопротивления ( $\rho_k < 0,1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , ВЭЗ 2). В целом по комплексу данных можно было заключить, что естественная разгрузка термоминеральных вод приурочена к контакту поднятого блока "меловых" пород с телом дацитов миоценового возраста.

Сходные геофизические данные были получены в конце первой магистрали, в районе слияния рек Кашкан и Правый Кашкан. Этот участок находится на той же линейной отрицательной аномалии, что и скв. 1. По сейсмическим данным выделен разлом северо-восточного простирания (см. рис. 48, в), пересекающий магнитную аномалию. Первая и вторая сейсмические границы приближаются к поверхности. Зона с удельным сопротивлением менее  $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  расположена на глубине 150 м. Участок был рекомендован для бурения, при этом для определения осевой линии нарушения была проведена детальная магнитная съемка.

Следующим участком, рассмотренным в качестве перспективного, была зона интенсивных отрицательных аномалий в районе 2—4 магнитных профилей второй магистрали. Внутри этой зоны была обнаружена интенсивная локальная положительная аномалия, в районе которой встречены породы базальтового облика. Еще более интенсивны положительные аномалии на вулканической постройке. В такой ситуации отрицательная магнитная аномалия может представлять собой минимум, сопровождающий положительные аномалии от объектов ограниченного простирания на глубину. Однако именно на этом участке по второй сейсмической границе отмечено понижение граничной скорости и выявлена зона пониженного сопротивления на глубине около 100 м.

Далее к северу подобных сочетаний физических аномалий не наблюдается, во всяком случае до глубин 500—600 м. Интенсивная отрицательная аномалия магнитного поля в конце третьей магистрали скорее всего связана с рельефом. Специально проведенное здесь электрическое зондирование (ВЭЗ 28) показало отсутствие проводящей зоны.

Есть некоторые основания для того, чтобы считать перспективными на термальные воды два участка в северной половине территории работ. Это уже описанная выше аномальная зона в районе ВЭЗ 27 и нарушение северо-восточного простирания, прослеживаемое от р. Берш к северным склонам горы Кулжук. В обоих случаях вдоль нарушения фиксируется пониженное магнитное поле, по третьей границе установлены разломы. Зона относительно малого сопротивления ( $20\text{--}60 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) находится на глубине 250—300 м.

Признаков близповерхностного гидротермального изменения пород не обнаружено, таким образом, косвенные предпосылки указывают на необходимость поисков термальных вод на глубинах более 500 м. Анализ данных геофизических исследований по Пущинской площади приводит к общему выводу об уменьшении перспективности участков на термальную воду в северном направлении и целесообразности разбуривания южного участка, ближе к области естественной разгрузки термальных вод.

Скважины 2 и 3 были пробурены на рекомендованных участках (см. рис. 48, в), однако по технологическим причинам они были смещены от указанных точек заложения. Обе скважины вскрыли сильно измененные

породы, карбонатизированные и хлоритизированные, содержащие графит и пирит. Температура на забое составляла 47–49° С. Дальнейшие буровые работы были перенесены ближе к источникам, скв. 5 размещена на северо-восточном нарушении, поперечном по отношению к долине, недалеко от скв. 1. Были получены благоприятные результаты: дебит скважины около 25 л/с при температуре воды 68–70° С.

Относительная неудача в бурении на Пушкинской площади (из пяти скважин три не дали воды) связана, возможно, с необходимостью точного совмещения места заложения скважины с выделенными тектоническими нарушениями.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геофизические исследования на геотермальных месторождениях Камчатки не только способствовали повышению эффективности буровых работ (что являлось их главной задачей), но и дали новые сведения о глубинном строении изученных районов. По технико-экономическим причинам были изучены те геотермальные месторождения, которые могут иметь реальных потребителей. Из всех месторождений, на которых проводились геофизические исследования, 75% расположены в Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне; три участка работ в Восточно-Камчатской зоне (Налачевский, Авачинский, Пущинский) не являются ее наиболее яркими и типичными представителями. Таким образом, проведенные исследования не претендуют на исчерпывающую характеристику всех геотермальных полей Камчатки.

Можно считать достаточно изученными только гидротермы Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны. По отношению к современной структуре подавляющее большинство гидротерм сосредоточено в пределах грабен-синклиналей Восточной и Южной Камчатки и Срединного хребта. В Срединном хребте гидротермы располагаются преимущественно вдоль глубинных разломов, ограничивающих грабен-синклиналь Срединного хребта с востока. На Южной Камчатке выходы гидротерм размещаются не только в пределах грабен-синклинали, но и западнее, в области относительного поднятия фундамента. При общем подчинении распределения выходов гидротерм северо-восточному простиранию [32, 39] отмечается их группирование, связанное со структурами поперечного простирания (северо-западные Налачевская и Начикинская зоны, субширотная зона Кроноцкого полуострова, южнее которой в Срединном хребте источники неизвестны) (см. рис. 1). Из изученных геофизическими методами геотермальных полей большая часть их расположена в прогибах мелового фундамента, как правило в грабенах, осложняющих области погружения фундамента. Исключение составляет лишь Малкинское месторождение, где верхнемеловой фундамент находится на глубинах менее 100 м (Малкинские термальные источники относят к трещинно-жильным термальным водам кристаллических массивов областей новейшего горообразования). Для остальных месторождений глубина залегания фундамента составляет по геофизическим данным от 500 до 1000 м. Характерной особенностью этой границы раздела является ее сильная дислоцированность и наличие разломов, с многими из которых связаны термовыводящие зоны.

Для некоторых месторождений установлена приуроченность естественных выходов термальных вод к обрамлению относительно приподнятых блоков фундамента (Пущинские, Авачинские источники). Проследить эту зависимость на всех изученных площадях не удается, так как сложный рельеф зачастую не позволяет применять необходимые системы наблюдений при сейсморазведочных работах и ограничивает возможности гравиметрических исследований. Только в относительно широкой долине р. Паратунки удалось выполнить гравиметрические исследования и показать совпадение положительных аномалий силы тяжести с участками термопроявлений. Сходная ситуация отмечалась на геотермальной площади Отаке (Япония)

[35]. Таким образом, связь естественных выходов гидротерм с относительно поднятыми блоками фундамента (при общей их приуроченности к зонам прогиба) кажется неслучайной. Возможно, при сильной раздробленности пород фундамента приподнятые блоки отражают внедрившиеся интрузивные тела. Б.И. Пийп предполагал, что Малкинские горячие источники генетически связаны с неглубоко залегающей интрузией гранитоидов [32]. Комплексные геофизические данные позволили определить размеры и контуры интрузии диоритов на Малкинской площади. На Эссовском геотермальном месторождении были выделены по геофизическим данным экструзии среднего состава, с которыми связаны термовыводящие тектонические нарушения. Приподнятый блок меловых пород на Пущинском месторождении контактирует с телом дацитов миоценового возраста. Выполненные геофизические исследования не имели целью выявление возможных источников нагрева вод. Изучение геологического строения верхней части земной коры не дает для этого достаточных оснований.

Однако нам представляется правомерной точка зрения об участии в образовании гидротерм тепловых полей интрузивных камер и, возможно, промежуточных магматических очагов (для гидротерм на склонах активных вулканов, например, Кошелевского) [7, 8]. По представлениям Ю.Ф. Манухина, изученные нами месторождения относятся к типу, где формирование ресурсов происходит за счет инфильтрации атмосферных вод. Тепловое питание идет с участием эндогенного флюида, порции которого незначительны, поэтому температура в верхней части разреза (до глубины 1000—1500 м), как правило, не превышает  $100^{\circ}\text{C}$ . Если рассматривать процесс формирования гидротермальной системы как смешение эндогенного флюида, отделяющегося от магмы в апикальных частях магматических камер, с метеорными водами, то низкую минерализацию (табл. 3) и невысокие температуры можно связывать с громадными ресурсами холодных вод (до  $20^{\circ}\text{C}$ ), типичных, например, для Эссовского месторождения.

Согласно результатам бурения, основные водопритоки на рассматриваемых месторождениях располагаются в толще алнейских отложений. Несмотря на некоторые различия в составе пород, на Эссовском, Анавайском и Пущинском месторождениях кровля алнейских пород явилась наиболее выдержанным "опорным" горизонтом, а значения граничных скоростей на ней для всех трех месторождений весьма близки (табл. 4). Геологическая идентификация сейсмических границ не вызывает затруднений, сопоставление с данными бурения показывает, что глубины этих границ определены с ошибками менее 20%. Границы зон различного сопротивления, как правило, не совпадают с геологическими (и соответственно сейсмическими) границами. Однако, если в разрезе отсутствует горизонт низкого сопротивления, то мощность рыхлых образований определяется уверенно.

В ряде случаев геоэлектрическая граница зоны пониженного сопротивления ( $40\text{--}70\text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) близка к кровле алнейской толщи. Более глубокие геоэлектрические границы произвольно секут сейсмические (см. рис. 46, 47, 49) и, очевидно, не связаны с литологией. Зоны повышенной электрической проводимости, обусловленной растеканием подземных вод, не наружили зависимости кажущегося сопротивления от минерализации и температуры для разных месторождений. Возможно, это зависит от того, что воды Пущинского месторождения, имея более высокую минерализацию, низкотемпературны, т.е. действие указанных факторов нейтрализует друг друга.

Таблица 3

Минерализация и средняя температура термальных вод на устье скважин некоторых месторождений Камчатки

Месторождение	t °С	М, г/л
Эссовское	72	1,6
Анавгайское	72	1,3
Пушинское	58	6,4
Паратунское	93	0,9—2,2
Паужетское	110	3,2

Верхние кромки магнитных аномалообразующих тел на всех изученных месторождениях приурочены преимущественно к кровле алнейских пород и, видимо, связаны с магматическими внедрениями среднего и основного состава или эффузивами четвертичного возраста.

Сопоставление данных бурения и результатов геофизических исследований приводит к выводу, что зоны растекания термальных вод и области гидротермального изменения пород характеризуются сходными геофизическими параметрами. В магнитном поле они уверенно фиксируются отрицательными аномалиями средней интенсивности. Зоны пониженного сопротивления не являются однозначным критерием присутствия гидротерм, однако наличие аномалии кажущихся сопротивлений менее 20 Ом·м, безусловно, можно считать благоприятным признаком их выделения.

Опытные сейсмические работы, выполненные непосредственно на известных выходах термальных вод и вблизи продуктивных скважин, показали, что наиболее надежными параметрами волнового поля, реагирующими на степень гидротермальной измененности пород и наличие зон трещиноватости, являются разрывы корреляции, фазовые сдвиги с появлением дифрагированной волны, спектральный состав регистрируемых волн, резкие изменения кажущихся скоростей на небольших участках. Уменьшение граничных скоростей редко бывает резким и часто находится в пределах ошибок их определения ( $\pm 0,2$  км/с). В связи с этим изменение граничной скорости в качестве признака гидротермальных изменений следует использовать с осторожностью.

Бурение, проведенное на Эссовском, Анавгайском и Пушинском месторождениях термальных вод в рекомендованных местах, показало, что комплекс перечисленных выше признаков безошибочно указывает на области сильного гидротермального изменения пород. Водоприток, однако, в ряде случаев отсутствовал. Тот очевидный факт, что зоны гидротермально измененных пород являются необходимым, но недостаточным условием обнаружения термальных вод, заставляет с особым вниманием относиться к выделению тектонических нарушений.

Возможный механизм образования термальных вод низкотемпературных (ниже 100°С) трещинно-жильных геотермальных месторождений следующий (по Ю.Ф. Манухину). Отделившись от магматического очага, флюид по глубокопроникающим тектоническим трещинам поднимается вверх, где на глубинах менее километра при наличии трещинных зон происходит его вскипание и разделение на газ и раствор. Смешение газовых и жидких дифференциатов с холодными водами порождает гидротермальные растворы, поднимающиеся к поверхности по разломам. По геофизическим данным, полученным авторами при изучении вулканов Камчатки

Таблица 4

## Сравнительные геофизические характеристики изученных месторождений

Возраст	№ горизон-та	Основные геофизические параметры	Эссо	Анавгай	Пушино
Q <sub>1-4</sub>	1	V, км/с	0,9—1,0	1,5—1,8	0,8—1,0
		$\rho_k$ , Ом * м	1000—5000	800—1500	1000
		Мощность, м	5—20	5—40	0—100
N <sub>al</sub>	2	V, км/с	2,2—2,6	2,3—3,0	2,3—2,6
		$\rho_k$ , Ом * м	200—600	80—110	250—300
		Мощность, м	20—100	20—120	0—230
N <sub>al</sub>	3	V, км/с	2,6—3,6	2,3—3,8	2,8—3,6
		$\rho_k$ , Ом * м	3—70	40—60	100—250
K-P (?)	4	Мощность, м	400—600?	70—150	250—400
		V, км/с	?	2,8—4,6	4,0—4,8
		$\rho_k$ , Ом * м	?	300—600	700—1000
K-P (?)	5	Мощность, м	?	600—800	100—200
		V, км/с	4,0—4,6?	4,6—5,2	5,0

[3, 15, 20], установлено, что глубина залегания периферических магматических очагов обычно менее 5 км, в ряде случаев [15] отмечается их приуроченность к поверхности мелового фундамента, как границе двух сред разной плотности, благоприятной для становления магматического тела. Отсюда следует, что установление тектонических нарушений в "меловом" фундаменте имеет важное значение при изучении геотермальных месторождений. Основная роль принадлежит здесь сейсморазведочным данным.

Выявление разломов в толще над фундаментом производится по комплексу геофизических методов, как это было описано в гл. II. Только сочетание наличия разломов (или пересечения разломов) и зон гидротермально измененных пород может служить основанием для высокой перспективности заложения скважины. Бурение в стороне от выделяемого тектонического нарушения, как правило, не дает обильных водопритоков (скв. 18 в Эссо, скважины 2,3 в Пушино). Преимущественные простирания тектонических нарушений на всех изученных геофизически геотермальных месторождениях Камчатки одинаковы: сочетание ортогональных и диагональных систем, осложненных мелкими нарушениями, оперяющими экстрозивные и субвулканические тела.

Использованный нами комплекс геофизических исследований показал высокую эффективность и экономическую целесообразность. Работы, стоимость которых равна стоимости бурения одной скважины, позволили задать шесть скважин на Эссовском месторождении, пять из которых оказались высокопродуктивными. В среднем эффективность наших исследований на трех камчатских месторождениях составила 60%. Естественно, что геофизические данные должны рассматриваться в сочетании с гидрогеологическими, геоморфологическими, структурными признаками, поскольку даже сочетание проверенных и опробованных критериев не дает полной гарантии успеха. Возможно, что повышение эффективности геофизических работ может быть достигнуто путем привлечения новых методов исследо-

вания. Известные надежды можно возлагать на изучение сейсмических шумов, источником которых может быть термальная вода, хотя работы в Лонг-Вэлли (США) положительных результатов не дали. Используемые в опытном порядке индукционно-частотные зондирования позволяют более оперативно получать геоэлектрический разрез значительной глубины, однако не несут принципиально новой информации.

— Дальнейшее экономическое развитие Камчатской области настоятельно требует скорейшего освоения энергетических богатств ее недр. Геотермальное теплоснабжение должно вносить весомый вклад в топливно-энергетический баланс страны. Авторы надеются, что настоящая работа будет способствовать дальнейшей разработке проблем использования подземного тепла Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. М.: Наука, 1966, с. 118—129.
2. *Байбаков Н.К.* Проблемы совершенствования структуры топливно-энергетического баланса страны и вовлечения новых видов энергоресурсов. — В кн.: Методы поисков и разведки подземного тепла. Махачкала, 1979, с. 3—9.
3. *Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
4. *Балеста С.Т., Зубин М.И., Огородов Н.В.* Глубинное строение Паужетской структуры по геофизическим данным. — В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980, с. 95—105.
5. *Балеста С.Т., Зубин М.И., Смирнов В.С.* Глубинное строение Паужетского гидротермального района по геофизическим данным. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли в вулканических областях: (Тез. докл.). Петропавловск-Камчатский, 1976, с. 31—32.
6. *Банвелл Ч., Гомес-Валле Р.* Разведка геотермальных ресурсов Мексики в 1968—1969 гг. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 67—93.
7. *Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 173 с.
8. *Белоусов В.И., Сугробов В.М.* Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Книж. изд-во, 1976, 5—66.
9. *Берзон И.С.* Сейсмическая разведка вертикально слоистых сред фундамента. М., 1977.
10. *Берсудский Л.Д.* О зависимости магнитных свойств горных пород от количества содержания ферромагнитных минералов. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, геофиз. сб., 1948.
11. *Вакин Е.А.* О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами. — Тез. докл. на II совещании по геотермальным исследованиям в СССР. М.: Наука, 1964.
12. *Вакин Е.А.* Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальных систем юго-восточной Камчатки. М.: Наука, 1968. 22 с.
13. Геология СССР, т. XXXI/Под ред. Г.М. Власова. М.: Недра, 1964. 733 с.
14. *Дахное В.Н.* Приближенный метод определения пористости карбонатных пород. — Тр. Моск. нефт. ин-та, 1955, вып. 15.
15. *Декин Г.П., Зубин М.И.* Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки. — В кн.: Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: кн. изд-во, 1976, с. 44—56.
16. *Дортман Н.Б., Васильева В.И.* и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М.: Недра, 1964.
17. *Зайцев И.М.* Применение сейсморазведки при поисках термальных вод. — Учен. зап. ЛГУ. 1971а, вып. 21.
18. *Зайцев И.М.* О влиянии современных гидротерм на физические свойства горных пород. — Учен. зап. ЛГУ, 1971б, вып. 21.
19. *Зайцев И.М.* Геофизические методы при поиске и разведке месторождений термальных вод и пара на Камчатке: Автореф. дис. ... канд. Л.: Наука, 1971в. 17 с.
20. *Зубин М.И., Мелекесцев И.В.* и др. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, с. 55—56.
21. *Кёниг Дж.Б.* Состояние разработок геотермальных месторождений в мире. — В кн.: Геотермальная энергия. М.: Мир, 1975а, с. 22—68.
22. *Кёниг Дж.Б.* Разведка геотермальных ресурсов в западных штатах США. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975б, с. 7—40.
23. *Комбс Дж., Маффлер Л. Дж.П.* Разведка геотермальных месторождений. — В кн.: Геотермальная энергия. М.: Мир, 1975, с. 104—138.
24. *Ляхович В.В., Червинская А.Д.* О влиянии процессов ассимиляции на распределение аксессуарных минералов в гранитоидах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.
25. *Маврицкий Б.Ф., Отман Н.С., Шпак А.А.* Особенности методики поисково-разведочных работ на месторождениях

- гидротерм в молодых вулканических областях. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979, с. 46—54.
26. Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Кн. изд-во, 1976, с. 143—168.
  27. Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А. Физико-химический метод условий выноса, миграции и отложения железа в современных вулканических областях. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 119—126.
  28. Молоцов Г.В. Дипольный электромагнитный метод определения глубины залегания проводящего слоя. — Вестн. ЛГУ, 1959, № 10. Сер. физ. и хим., вып. 2, с. 43—48.
  29. Молоцов Г.В. Дипольный электромагнитный метод определения глубины залегания слоя конечной проводимости. — Вестн. ЛГУ, 1960, № 10. Сер. физ. и хим., вып. 2, с. 34—44.
  30. Молоцов Г.В., Матвеева Э.Т., Осокина Г.Н. Электромагнитное поле вертикального магнитного диполя над двухслойной структурой в виде уступа. — Учен. зап. ЛГУ, 1960, № 286. Сер. физич. и геол. наук, вып. 12, с. 255—260.
  31. Нестеров Л.Я., Нестерова М.А. Сравнительное изучение некоторых физических свойств изверженных пород Приазовья и Карелии. — В кн.: Материалы ЦНИГРИ. Геофизика. 1940, сб. 8.
  32. Пайп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 268 с.
  33. Поляк Б.Г. Геотермические особенности областей современного вулканизма. М.: Наука, 1966, с. 180.
  34. Пылаев А.М. Руководство по интерпретации вертикальных электрических зондирований. М.: Недра, 1968, с. 232.
  35. Сато К. Современное состояние геотермических исследований в Японии. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 144—191.
  36. Смит Дж. Исследование и использование геотермальных ресурсов в Новой Зеландии. — В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 192—225.
  37. Сугробов В.М. Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: кн. изд-во, 1976, с. 267—281.
  38. Трухин Ю.П., Петрова В.В. Геохимический эффект гидротермального метасоматоза и изменение термальных растворов во времени. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 191—199.
  39. Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма. М.: Наука, 1979. 135 с.
  40. Фирстов П.П., Широков В.А. Сейсмические наблюдения микроколебаний грунта на Большеебанном месторождении термальных вод (Камчатка). — Геол. и геофиз., 1972, № 7, с. 112—115.
  41. Aiken C.L.V., Ander M.E. A regional strategy for geothermal exploration with emphasis on gravity and magnetotellurics. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1981, v. 9, p. 1—28.
  42. Anderson L.A., Johnson G.R. Application of the self-potential method to geothermal exploration in Long Valley, California. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 5, p. 1527—1532.
  43. Bailey R.A., Dalrymple G.B., Lanphere M.A. Volcanism, structure and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 5, p. 725—744.
  44. Banwell C.J. Geophysical techniques in geothermal exploration. — Geothermics, special issue 2, 1970, v. 1, p. 32—57.
  45. Banwell C.J. Geophysical methods in geothermal exploration; Geothermal energy. UNESCO, Paris, 1973, p. 41—48.
  46. Carrara E., Rapolla A., Shallow D.C. Resistivity survey of the Phlegrean Fields volcanic area, Naples, Italy. — Bull. di Geofisica Teorica ed Applicata, 1972, v. XIV, N 53—54.
  47. Carrara E., Jacobucci F. et al. Gravity and magnetic survey of the Campania volcanic area, South Italy. Bull. di Geofisica Teorica ed Applicata, 1973, v. XV, N 57, p. 39—51.
  48. Hayakawa M. The study of underground structure and geophysical state in geothermal areas by seismic exploration. — U.N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources. Pisa, 1970.
  49. Hill D.P. Structure of Long Valley Caldera, California, from a seismic refraction experiment. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 5, p. 745—753.
  50. Hochstein M.P., Hunt T.M. Seismic, gravity and magnetic studies, Broadlands geothermal field, New Zealand. —

- U.N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa, 1970.
51. Hoover D.B., Frischknecht F.C., Tipples C.L. Audiomagnetotelluric sounding as a reconnaissance exploration technique in Long Valley, California. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 5, p. 801–809.
  53. Iyer H.M., Hitchcock T. Seismic noise survey in Long Valley, California. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No. 5, p. 821–840.
  52. Iyer H.M. Deep structure under Yellowstone National Park, U.S.A. a continental "hot spot". — *Tectonophysics*, 1979, v. 56, p. 165–197.
  54. Iyer H.M., Oppenheimer D.H., Hitchcock T. Abnormal P-wave delays in the Geysers-Clear Lake geothermal area, California. — *Science*, 1979, v. 204, p. 495–497.
  55. Kane M.F., Mabey D.R., Brace R.L. A gravity and magnetic investigation of the Long Valley Caldera, Mono County, California. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No. 5, p. 754–762.
  56. Keller G.V. Induction methods in prospecting for hot water. In: — U.N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa, 1970.
  57. Kerr R.A. Extracting geothermal energy can be hard. — *Science*, 1982, v. 218, p. 668–669.
  58. Lumb J.T., Macdonald W.J.P. Near-surface resistivity surveys of geothermal areas using the electromagnetic method. — U.N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa, 1970.
  59. Macdonald W.J.P. Geophysical investigation of the Rotorua geothermal district geothermal division. Geothermal Resources Survey Rotorua Geothermal District. — Geothermal Report, 1974, No 6, p. 53–77.
  60. Macdonald W.J.P., Dawson G.B. et al. Geophysical investigations of the Ngowha Geothermal area. Report N 130. — Geophysics Division, New Zealand, 1977, p. 1–23.
  61. Mongelli F., Loddo M. The present state of geothermal investigations in Italy. — *Acta Geodet. Geophys. et Montanist Acad. Sci. Hung.*, 1974, t. 9(4), p. 449–456.
  62. Muffler L.J.P., Williams D.L. Geothermal investigations of the U.S. Geological Survey in Long Valley, California, 1972–73. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 5, p. 721–724.
  63. Risk G.F., Macdonald W.J.P., Dawson G.B. D.C. resistivity surveys of the Broadlands geothermal region, New Zealand. — U.N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa, 1970.
  64. Robinson R., Smith E.G.C., Latter J.H. Seismic studies of the crust under the hydrothermal areas of the Taupo volcanic zone, New Zealand. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1981, v. 9, N 2/3, p. 253–266.
  65. Stanley W.D., Jackson D.B., Lohdy A.A.R. Deep electrical investigations in the Long Valley Geothermal Area, California. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 5, p. 810–820.
  66. Steeples D.W., Iyer H.M. Low velocity zone under Long Valley as determined from teleseismic events. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 5, p. 849–1526.
  67. Todoki N. Photogrammetric techniques applied in the development of geothermal resources in Matsukawa and Otake geothermal areas using a vector method. — U.N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa, 1970.
  68. Ward P.L., Drake C.L., Björnsson S. 1969-Microearthquakes in the geothermal areas of Iceland (Abstract). — *Trans. Amer. Geophys. Un.*, v. 50, p. 236.
  69. White D.E. Hydrology, activity and heat flow of the steamboat springs thermal system, Washoe County, Nevada. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1968, 458-C, p. 109.
  70. White D.E. Rapid heat-flow surveying of geothermal areas utilizing individual snowfalls as calorimeters. — *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, p. 5191–5201.
  71. Younker L.W., Kasameyer P.W., Tewhey I.D. Geological, geophysical and thermal characteristics of the Salton Sea geothermal field, California. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1982, v. 12, N 3M, p. 221–258.
  72. Yuhara K., Ehara S., Tagomori K. (Fu-kuoka, Japan). Estimation of heat discharge rates using infrared measurements by a helicopter-borne thermocamera over the geothermal areas of Unzen volcano, Japan. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1981, v. 9, p. 990–1009.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (С.Т. Балеста, М.И. Зубин) . . . . .	3
<i>Глава I</i>	
ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (М.И.Зубин, А.И.Козырев) . . . . .	6
Физические предпосылки применения геофизических методов при поисках и разведке геотермальных месторождений . . . . .	6
Геофизические исследования геотермальных месторождений в зарубежных странах . . . . .	18
Опыт геофизических исследований на геотермальных месторождениях Камчатки . . . . .	31
<i>Глава II</i>	
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭССОВСКОГО, АНАВГАЙСКОГО И ПУЩИНСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (С.Т.Балеста, М.И.Зубин, А.И.Козырев, А.А.Каргопольцев, И.А.Федорченко) . . . . .	45
Геологическое строение и гидрогеологические условия Эссовского, Анавгайского и Пущинского месторождений . . . . .	45
Методика комплексных геофизических исследований . . . . .	52
Геофизические исследования на Эссовском месторождении термальных вод . . . . .	59
Геофизические исследования на Анавгайском геотермальном месторождении . . . . .	69
Геофизические исследования на Пущинской площади . . . . .	80
<i>Глава III</i>	
КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (С.Т.Балеста, М.И.Зубин, А.А.Каргопольцев, И.А.Федорченко) . . . . .	91
Эссовское месторождение термальных вод . . . . .	91
Анавгайское месторождение термальных вод . . . . .	97
Пущинское геотермальное месторождение . . . . .	100
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (С.Т.Балеста, М.И.Зубин) . . . . .	104
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	109

## КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КАМЧАТКИ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор Т.Ю. Маренина. Редактор издательства О.М. Ванюкова  
Художник Т.С. Андреева. Художественный редактор Л.В. Кабатова  
Технический редактор И.И. Джиоева. Корректор О.А. Разуменко

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28305

Подписано к печати 17.12.84. Т — 01986. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2  
Гарнитура Унивёрс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,0 + 0,3 вкл. Усл. кр.-отт. 7,5  
уч.-изд.л. 9,1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 2059. Цена 1 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1р. 40 к.

4387

