

Четвертый курс, 9-й семестр, БГУ

НАЗВАНИЕ ПРЕДМЕТА: ОСНОВЫ ГЕОТЕРМИИ

ЛЕКТОР: ЗУЙ Владимир Игнатьевич

Ученая степень: Доктор геолого-минералогических наук.

Ученое звание: Доцент.

Должность: Профессор кафедры инженерной геологии и геофизики БГУ

ОБЪЕМ КУРСА: Лекций – 26, Семинарско-практические занятия – 10, КСР – 2, Проверка контрольных работ и тестов – 6, Зачеты – 6 час. Всего – 50 час.

УЧЕБНИКИ: Хуторской М.Д. Основы геотермии. М. 2002?. 154 с.
Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М. Недра. 1976. 281 с.
Зуй В.И. Тепловое поле платформенного чехла Беларуси. Минск. Экономпресс. 2013. 256 с.
Левашкевич В.Г. Геотермия запада Восточно-Европейской платформы. Минск. Беларуская навука. 2013, 153 с.
Богомолов, Г.В., Цыбуля Л.А., Апрощенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР – Минск: Наука и техника, 1972. – 216 с.

Дополнительная: Апрощенко П.П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск, Наука и техника, 1975. 104 с.

Глубинный тепловой поток Европейской части СССР (Ответственные редакторы С.И. Субботин, Р.И. Кутас). Киев. Наукова Думка. 1974. 192 С.

Богомолов Г.В. и др. Гидродинамика и геотермия нефтяных структур. Минск. Наука и техника. 1975. 240 С.

G. Buntebarth. Geothermics. An introduction. Springer-Verlag. Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo, 1984.

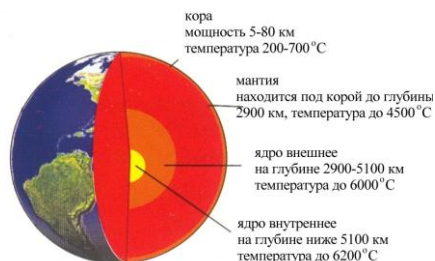
Geothermal Atlas of Europe / Members of the Working Group “Geothermal Atlas Of Europe” of the International Heat Flow Commission; editors: E. Hurtig, R. Haenel, V. Čermak, V. Zui. – Germany: Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 1991/1992. – Explanatory Note 156 p. + 36 maps.

Handbook of terrestrial heat-flow density determination: guidelines and recommendations of the International Heat Flow Commission / edited by: R. Haenel, L. Rybach, L. Stegena. – Dordrecht / Boston / London: Kluwer Academic Publishers, 1988. – 486 p.

ЛЕКЦИЯ 1

ВВЕДЕНИЕ

О настоящем курсе



Что же изучает геотермия и какие проблемы рассматриваются в ней? **Геотермия – это наука о тепловом поле Земли и ее геосфер, в том числе и подземной гидросферы, она относится к обширному разделу наук о Земле – к ее геофизическому направлению.**

Особенно быстро эта наука стала развиваться начиная с 60-х годов прошлого века, которые привели к созданию новой геологической концепции - теории тектоники литосферных плит, когда стало понятно, что внутренне тепло Земли является основной силой приводящей к движению этих плит. После энергетического кризиса 70-х годов изучению геотермических условий недр был придан практический смысл **в качестве энергетического ресурса**. Тогда стало очевидным, что подземное тепло можно использовать для выработки электроэнергии, отопления и горячего водоснабжения, сушки в различных технологических процессах и для многих других назначений. Геотермия стала одной из основных равноправных геологических и динамических дисциплин.

Совершенно ясно, что любые процессы, происходящие в недрах Земли, приводят к выделению или поглощению энергии. Эта энергия в конечном итоге превращается в тепло и распространяется в теле планеты.

Интерес к изучению этой дисциплины значительно возрос в последние десятилетия в связи с тем, что **геотермальная энергия, относящаяся к возобновляемым источникам энергии, активно осваивается человеком**. Происходит быстрое повышение спроса на этот вид энергии. Он вызван растущим населением планеты, с одной стороны, а с другой стороны – потребностью в развитии экономики, в том числе – промышленного производства в быстро развивающихся странах Азии, Африки, Латинской Америки. Представление о темпах роста производства и потребления энергии дает следующая таблица.

Table 1: Мировая потребность в энергии по видам топлива (млн. тонн усл. топлива)

Годы	1980	1990	2000	2008
Каменный уголь	1792	2233	2292	3315
Нефть	3107	3222	3655	4059
Газ	1234	1674	2085	2596
Ядерная энергия	186	526	676	712
Гидроэнергия	148	184	225	276
Биомасса	749	904	1031	1225
Другие возобновляемые виды	12	36	55	89
Всего	7228	8779	10019	12271

Sources: IEA, *World Energy Outlook 2009* (Paris, OECD/IEA, 2009); IEA, *World Energy Outlook 2010* (Paris, OECD/IEA, 2010).

Нидерланды планируют к 2020 году довести согласно Национальному плану действий до 37 % увеличив втрое выработку мощности за счет возобновляемых источников (Sosthene

Grosset-Janin [eer@ihs.com] From the message of 29th August 2011).

<<https://staticapp.icpsc.com/icp/loadimage.php/mogile/556266/17de1e4acb1257d883efa55fa92ee79f/image/png>>

Основное увеличение спроса на энергию в мире ожидается в следующих десятилетиях, особенно в развивающихся странах. В целом же ожидается, что население планеты возрастет от 6,7 миллиардов в 2008 г. до 8,5 миллиардов человек в 2035 году. Такой быстрый рост населения потребует и роста энергопотребления.

Международное Энергетическое Агентство (IEA) в своем мировом энергетическом обзоре за 2010 год (WEO 2010) прогнозирует, что спрос на мировое потребление первичной энергии увеличится до значений между 14 900 и 18 000 млн. тонн условного топлива,

Название нашего курса «Геотермия подземной гидросферы» является условным, поскольку **тепловое поле земных недр не имеет границ**. Оно не определяется только самыми водоносными горизонтами, в отличие, например от месторождения нефти газа или каменного угля, где эти месторождения имеют конечные границы, например, их ограничивают водонефтяной или водогазовый контакты в случае нефтяных, либо газовых месторождений. **Тепловое поле является планетарным и простирается от поверхности земли (почвы) до центра земного ядра**. Поэтому рассматривая геотермические условия «подземной гидросферы», либо просто – гидросферы мы должны рассматривать и геотермические параметры соседних непроницаемых толщ горных пород.

Имеется несколько сходных определений понятия «гидросфера». Гидросфера это прерывистая водная оболочка земного шара, расположенная на поверхности и в толще земной коры и представляющая совокупность океанов, морей и водных объектов суши. Можно сказать, что гидросфера – это совокупность всех водных объектов земного шара (океаны, моря, реки, озера, водохранилища, болота, подземные воды, ледники и снежный покров и т.п.). Гидросфера играет огромную роль в формировании природной среды нашей планеты. Она весьма активно влияет и на атмосферные процессы (нагревание и охлаждение воздушных масс, насыщение их влагой, и т. д.).

Напомним, что гидросфера (греч. «гидор» — вода) это водная оболочка Земли. Ее подразделяют на поверхностную и подземную. Поверхностная гидросфера — водная оболочка поверхностной части Земли. В ее состав входят воды океанов, морей, озер, рек, водохранилищ, болот, ледников, снежных покровов и др. Все эти воды постоянно или временно располагаются на земной поверхности и носят название поверхностных.



River and lake in a landscape of eroded lavas and rootless spatter cones between Nesjavellir and Hrauneyjar. (Photo from excursion guide)

Поверхностная гидросфера не образует сплошного слоя и прерывисто покрывает земную поверхность на 70,8%. Изучение теплового режима поверхностной гидросферы не входит в рамки нашего курса. Мы же будем рассматривать в настоящем кратком курсе лишь тепловое поле горных пород включая и подземную гидросферу.

Подземная гидросфера — включает воды, находящиеся в верхней части земной коры. Их называют подземными. Сверху подземная гидросфера ограничена поверхностью земли, нижнюю ее границу проследить невозможно, так как гидросфера очень глубоко проникает в толщу земной коры. Гидросфера играет огромную роль в формировании природной среды нашей планеты. По отношению к объему земного шара общий объем гидросферы не превышает 0,13%. Основную часть гидросферы (96,53%) составляет Мировой океан.



Рисунок - Мировой океан составляет основную часть гидросферы (96,53%).

На долю подземных вод приходится 23,4 млн км³, или 1,69% от общего объема гидросферы, остальное — воды рек, озер и ледников.

Геотермия ее возникновение и связь с другими геологическими науками

Проблема «тепла и холода» привлекала внимание философов еще в давние времена. Платон (427–347 гг. до н.э.) связывал тепло и холод с атомами; Аристотель (384–

322 гг.) считал, что природа состоит из четырех элементов: воздуха, огня, воды и земли; Плиний (23–79 гг.) писал об извержении вулканов, теплых источниках и фумаролах. Количественные методы в геотермию были введены лишь после изобретения Г. Галилеем термометра.

В XVI веке, когда еще не был изобретен термометр и не разработаны основные шкалы температуры Фаренгейта (1709 г.) (Boerhaave, 1932), Реамюра (1730 г.) (Réaumur, 1730) и наиболее распространенной в наши дни шкалы Цельсия (1742 г.) (Celsius, 1742), Г. Агриколой (G. Agricola) уже в средние века упоминалось, что температура в глубоких шахтах до 1000 м увеличивается с глубиной (Handbook, 1988). Еще первые измерения температуры, проведенные в шахтах и рудниках, показали, что температура на глубоких горизонтах весь год неизменна и что она увеличивается с глубиной. На это своеобразие теплового режима шахт обращали внимание английский физик Р. Бойль, а в Российской империи и М.В. Ломоносов. В своем трактате "О вольном движении воздуха, в рудниках примеченном" М.В. Ломоносов писал: "...Воздух в рудниках во всякое время целого года сохраняет равное растворение" (т.е. температуру).

Очевидно, что большинство процессов, происходящие в недрах Земли, приводят к выделению или поглощению энергии, которая превращается в тепло, формирующее тепловое поле земных недр, начиная с момента зарождения Земли как планеты.

Геотермия относится к сравнительно молодым наукам, так, первые измерения температуры в скважине Pregny вблизи Женевы были выполнены в 1832 г., а первое определение плотности теплового потока на основе измерения распределения температуры в скважине и коэффициента теплопроводности в лаборатории – только в предвоенные годы прошлого столетия (Benfield, 1939). Первая работа по корреляции теплового потока с радиоактивностью горных пород принадлежит Джойлю (Joly, 1909). Первое же измерение температуры на забое скважины, пробуренной на территории Беларуси (г. Минск), было выполнено в 1928 г. (Богомолов и др., 1972), а первая термограмма опубликована только через четверть века (Беляков, 1954).

В 60-х годах прошлого века зародилась теория тектоники плит, стимулировавшая изучение теплового потока на континентах и в океанах. В этот же период были начаты систематические геотермические исследования в мире, в том числе и в Беларуси. В 1963 г. для объединения усилий геотермиков разных стран была создана Международная Комиссия по тепловому потоку. Ее первым президентом был проф. Френсис Бирч (Francis Birch). Дальнейшее стимулирование исследований по тепловому состоянию недр Земли произошло в 70-х годах в связи с энергетическим кризисом и значительным развитием работ по практическому использованию тепла земных недр, поддержанное ООН. Начало изучению теплового потока в Беларуси положено в 1969-1970 гг, в последующие годы шло постепенное накопление геотермических данных в том числе – выполнялись регистрация термограмм скважин, находящихся в тепловом равновесии после завершения буровых работ и определения плотности теплового потока по ним на основе лабораторных измерений тепловых свойств горных пород. В целом, изученность региона была недостаточной до конца прошлого столетия.



**Figure 4: Geyser Velikan eruption on July 22, 2008.
Upper figure - idle phase, lower figure – eruption
phase. Two people standing left for scaling.**

Геотермия дает важнейшую количественную информацию для понимания и моделирования геодинамических процессов в геосферах и для оценки энергетики геолого-геофизических проявлений - в этом заключается фундаментальные аспекты изучения теплового поля. Но не менее **важны и прикладные аспекты геотермических исследований**. Они связаны, с одной стороны, с оценкой **геотермальных ресурсов** для их использования в энергетике, теплоснабжении, коммунальном и сельском хозяйстве, в бальнеологии, а с другой - с применением **геотермического метода поисков и разведки месторождений** на континентах и на акваториях в комплексе с другими геолого-геохимико-геофизическими методами. Параметры геотермического поля изменяются в широких пределах от полного отсутствия видимых проявлений геотермической активности на поверхности Земли до образования гейзеров, фумарол и активных вулканов в отдельных регионах мира.

В геотермической литературе при описании теплового состояния земных недр встречаются **понятия "тепловое поле", "геотермическое поле" и "геотемпературное поле", близкие по смыслу**. В большинстве случаев мы будем употреблять термин "тепловое поле", когда необходимо выделить его среди других геофизических полей, например, магнитного, гравитационного, поля напряжений в массивах горных пород и в блоках земной коры. Термин "геотемпературное поле" будет использоваться, главным

образом, при рассмотрении распределения температуры в платформенном чехле в условиях ненарушенного состояния. Термин "геотермическое поле" имеет более общий смысл, при этом могут пониматься как распределение температуры, так и плотности теплового потока в массивах горных пород и их изменчивость по латерали и вертикали.

Исторически сложилось так, что экспериментальные геотермические данные часто накапливались в руках гидрогеологов, заинтересованных в исследовании температуры подземных вод, прежде всего потому, что характеристике подземных источников водоснабжения, кроме геохимической характеристики отбираемых из скважин вод, обычно приводят данные и по их температуре.

В учебных программах геофизических специальностей вузов, как правило, отсутствовал курс геотермии, хотя, справедливости ради, заметим, что в курсе геофизики видимо, давались общие сведения о тепловом состоянии и термической истории Земли. Однако специалисты-геофизики, работающие в области рудной, нефтяной геологии, а также в области теоретической геодинамики должны иметь более полное представление о геотермическом поле, о термических неоднородностях и о практических аспектах использования подземного тепла.

Это стало тем более актуальным в связи с возросшим интересом в последние годы к использованию подземного тепла для практических нужд – отопления зданий и сооружений, горячего водоснабжения, сушки используемой в различных технологических процессах, строительства подогреваемых плавательных бассейнов и т.д. и даже вплоть до выработки электроэнергии на геотермальных электростанциях.

В связи с этим ощущается нехватка учебных пособий для подготовки специалистов, хотя и издано большое число монографий по различным аспектам геотермии. Большинство из них посвящено описанию отдельных аспектов геотермических исследований и не могут рассматриваться в качестве учебников для подготовки студентов. Аналогичное относится и к нашему курсу, который введен в программу обучения студентов-геологов Белгосуниверситета только в 2010 году и по нему для отведенного количества учебных часов еще не составлено учебное пособие.

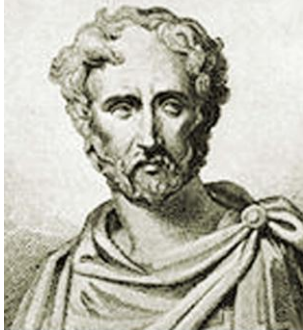
Настоящий курс лекций не претендует на полноту изложения всех геотермических проблем, но в нем отражены основные вопросы, относящиеся как к фундаментальным основам геотермии как дисциплины, так и к практическому использованию геотермальных ресурсов земных недр. Он дает основную информацию о тепловом поле Земли и о проблемах, решаемых этой наукой.

Итак, **Геотермия – это наука об одном из физических полей Земли – ее тепловом поле.** Она изучает внутрипланетарные тепловые процессы, природу источников тепла в недрах планеты, распределение термических параметров по глубине и по латерали. Геотермия дает основную информацию о глубинных температурах, об энергетическом балансе, о фазовом состоянии различных геосфер, о формах распространения (передачи) тепла внутри Земли, т.е., в конечном итоге, предоставляет важнейшую информацию для понимания природы движущих сил тектонического развития.

Тепловое поле Земли первым из геофизических полей привлекло внимание человека. Самые бурные проявления термической активности - извержения вулканов сыграли важную роль в формировании религиозных мифологических представлений о строении мира. Другая форма геотермальной активности - горячие источники с незапамятных времен использовались человеком для хозяйственных бытовых нужд. Таким образом, тепловое поле Земли оказалось первым объектом практического использования, по-видимому, опередив даже использование геомагнитного поля, выразившееся в изобретении компаса китайскими мореплавателями.

Но и предметом научных исследований тепловое поле Земли тоже стало раньше всех других полей. Началом этой стадии можно считать наблюдения за извержением Везувия в 73 г. до н.э. Плиния-Старшего, погибшего при этом и ставшего первой в истории геологии жертвой научного энтузиазма. Но возможно, что начало этого этапа

следует отодвинуть еще дальше, в третий век до н.э., когда великий философ Эмпедокл, уединившись, поселился на склоне Этны, в башне, которая впоследствии была названа "Торре дель Философо" (Башня философа). Много веков спустя на этом месте была создана одна из итальянских вулканологических обсерваторий; этот факт характеризует преемственность науки. Количественные же методы в геотермию были введены после изобретения термометра в начале XVII века.

 Плиний Старший		 Академик Гмелин-старший	 Скважинный цифровой термометр  Медицинский термометр
---	---	---	---

Инструментальные измерения участников знаменитых экспедиций Российской академии наук первой половины XVIII века принесли целые открытия. Академик Гмелин-старший обнаружил вечную мерзлоту, Паллас П.С. нашел одну из ярчайших экзогенных геотермических аномалий – очаг подземного горения битуминозных мергелей в районе г.Янган-тау на Южном Урале, издавна были известны места «вечного огня» в Азербайджане, образовавшиеся за счет выхода по разломам природного газа, местное население поклонялось ему как святыне, Лаксман измерил температуру горячих источников на побережье Байкала. Великий землепроходец С.П. Крашенинников, путешествуя в течение четырех лет (1737-1741) по Камчатке, отмечал обилие эффектных проявлений геотермальной активности. Он писал: "Что же касается до гор огнедышащих и горячих ключей, то едва может сыскаться место, где бы на столь малом расстоянии, каково в Камчатке, такое их было довольство".

 Профессор С.П. Крашенинников	 Паллас, Петр Симон	 Эрик (Кирилл) Густавович Лаксман
---	---	---

Крашенинников оставил подробное описание Паужетских, Больше-Банных и других гидротерм Камчатки, которое сохранило свою значимость и в наши дни, когда именно эти термы стали объектом разведки и эксплуатации природного пара для получения электроэнергии и для хозяйственных нужд. В Беларуси, расположенной на

древней докембрийской Восточно-Европейской платформе, таких проявлений в виде гейзеров, фумарол и современного вулканизма нет.



Рисунок – Реконструкция музея огня вблизи Баку, Азербайджан. Фото автора.

Температура горных пород увеличивается с глубиной. Пример ее роста приведен на рисунке.

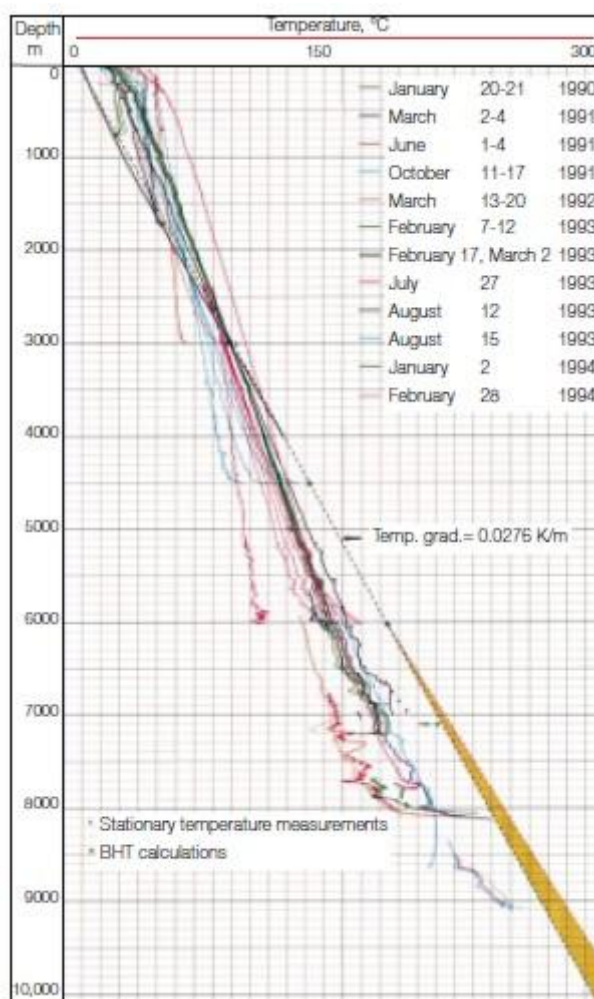
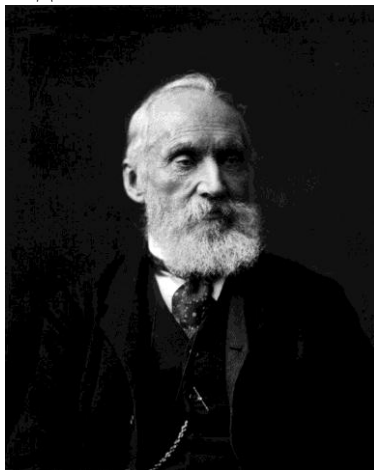


Рисунок – Термограммы сверхглубокой скважины КТВ, Германия.

Факт роста температуры с глубиной дал основание для разработки научных космогонических гипотез, первой из которых явилась атеистическая гипотеза Канта-

Лапласа. Согласно этой гипотезе история планеты представлялась как ее **остывание из первоначально расплавленного состояния**. Как показали позднейшие расчеты, теплосодержание расплавленной Земли должно было составлять около $3 \cdot 10^{31}$ Дж. Впоследствии эта гипотеза вошла в противоречие с другими астрономическими и геологическими фактами и в том числе с геохимическими данными о возрасте Земли, который оказался значительно больше времени, необходимого для остывания земного шара.

Однако геотермические исследования долго носили отвлеченный характер и проводились от случая к случаю в отдельных пунктах. Лишь в конце XIX века шахтное строительство и быстрое развитие нефтедобывающей промышленности вызвали практическую потребность в значительном расширении и систематизации геотермических исследований. И все же до недавнего времени геотермия в целом занимала подчиненное положение в кругу геофизических методов, дав обогнать себя более молодым направлениям: гравиметрии, магнитометрии, геоэлектрике, сейсмологии, которые были теснее связаны с вопросами поисков и разведки полезных ископаемых. Это **положение изменилось только тогда, когда начали возникать энергетические проблемы и когда встал вопрос об использовании альтернативных источников энергии: атомной, солнечной, ветровой, приливной, а также геотермальной**. Эта проблема привела к быстрому развитию региональных геотермических исследований и к обобщению накопленных ранее материалов термометрических наблюдений.



Уильям Томсон, лорд Кельвин
William Thomson, 1st Baron Kelvin

В 1868 г. по инициативе английского физика У.Томсона (лорда Кельвина) измерения температур в скважинах, шахтах и рудниках были систематизированы, что позволило сделать вывод о том, что **на каждые 100 м температура возрастает на 2,5 – 3,5°C**. Одновременно возникла необходимость углубленного изучения теоретических вопросов геотермии – природы внутриземного тепла, термической эволюции Земли, глубинного теплового потока, условий формирования гидротерм.

Региональные геотермические исследования, в силу различных причин, проводили гидрогеологические партии, и материал о тепловом поле Земли, полученный в скважинах или в поверхностных термопроявлениях, накапливался у гидрогеологов. Но в середине 60-х годов были сделаны три важных открытия, стимулировавшие развитие геотермии как раздела геофизики. Это открытие **примерного равенства тепловых потоков на континентах и в океанах, открытие аномально высоких тепловых потоков в рифтовых зонах и открытие зависимости теплового потока от тектонического возраста геологических структур**. Честь последнего открытия по праву принадлежит советским ученым Б.Г.Поляку и Я.Б.Смирнову.



Смирнов Яков Борисович

Эти открытия показали, что без анализа теплового поля Земли невозможно построить любую, сколько-нибудь стройную геодинамическую концепцию. Геотермия явилась одним из "китов", на которых стояла сформировавшаяся в конце 60-х годов новая глобальная тектоника. Выводы о природе движущих сил в процессах формирования и разрушения литосферных плит были найдены при количественных балансовых подсчетах теплотерь в дивергентных и конвергентных зонах. Эти силы связываются с глобальной конвекцией в астеносфере, в нижележащей мантии и в ядре.

В следующих лекциях будут более подробно рассмотрены вопросы геодинамических приложений геотермических данных, что, собственно, и создало славу геотермии как геофизической дисциплины и заставило ученых анализировать и учитывать геотермические данные при комплексной геолого-геофизической интерпретации.

Задачи, которые приходится решать геотермикам, сводятся к четырем основным направлениям: теоретическим, аппаратурно-методическим, региональным и прикладным исследованиям.

Теоретическая геотермия рассматривает проблемы, связанные с происхождением источников тепла, условиями теплопередачи в недрах Земли, фазовым состоянием отдельных геосфер, геодинамической эволюцией литосферы и астеносферы, соотношением между тепловым и другими геофизическими полями.

Без решения **аппаратурно-методических задач** невозможно получить достоверный фактический материал и провести корректную интерпретацию данных. Этот круг проблем включает вопросы конструирования высокоточной измерительной аппаратуры для работы на континентах и на акваториях в различных диапазонах температур: от отрицательных – в зонах вечной мерзлоты до температур плавления горных пород – в областях современного вулканизма. В комплекс геотермической аппаратуры входят устройства для измерений температуры, геотермического градиента, коэффициентов теплопроводности и тепловых потоков.

В сферу конструирования включаются как разработки термочувствительных датчиков, так и преобразователи первичного сигнала и интерфейсы для автоматической регистрации результатов и обработки данных. Методика проведения геотермических работ должна быть оптимальной для получения наиболее достоверных данных; она должна предусматривать учет различных техногенных и природных факторов, искажающих естественное тепловое поле. Освоение методики геотермических измерений немыслимо без применения математического аппарата, который применяется для аналитического или численного расчета искажающих факторов, для моделирования геотемпературного поля, а также для статистической обработки данных.

Региональные исследования - это традиционный для геотермии вид работ. Уже в начале нашего века были проведены измерения подземных температур во многих районах страны, а за рубежом они активно велись с середины XIX века. Измерения тепловых потоков начались позже – примерно с середины 30-х годов за рубежом и с конца 50-х

годов в бывшем Советском Союзе (как отмечалось выше, первые публикации о тепловом потоке на суше появились в 1939 г., а на море - в 1952 г.). Это отставание по времени от геотемпературных измерений было связано с отсутствием аппаратуры для измерений теплопроводности горных пород. Крупные обобщения выразились в подготовке и издании геотермических карт – это были карты температур на различных глубинных срезах: от подошвы слоя сезонных температурных колебаний (примерно, 25 – 50 м) до поверхности Мохоровичича, а также карты распределения геотермических градиентов и плотности теплового потока.

К сфере региональных исследований относятся обобщения геотермических данных для различных структурно-формационных зон, для областей разновозрастных континентальных и океанических кор, учитывающие особенности их тектонического развития. В этом плане наивысшими достижениями являются глобальные обобщения выборки теплового потока, измеренного в областях разновозрастной складчатости, и установление корреляционной зависимости между средним значением теплового потока и возрастом последней стадии тектоно-магматической активизации, сделанное, как уже упоминалось, советскими учеными Я.Б. Смирновым и Б.Г. Поляком в 1966 г. Материал, полученный в ходе региональных работ, позволил судить о температурных условиях, в которых находятся горные породы, включая и полезные ископаемые, что крайне важно для эксплуатации месторождений, а также для оценки геотермальных ресурсов и их использования.

Прикладные геотермические исследования развивались в двух направлениях. Во-первых, они применялись для терморазведки рудных, нефтегазовых и геотермальных месторождений в комплексе с другими геолого-геофизическими методами, а во-вторых, при оценке возможности использования глубинного тепла для энергетики, коммунального и сельского хозяйства. В последующих лекциях, вопросы прикладной геотермии будут освещаться более подробно.

Рассмотрим внутриземные процессы, приводящие к выделению, трансформации или поглощению тепловой энергии. К первичным источникам энергии относятся: начальная внутренняя теплота Земли, обусловленная нагреванием при аккреции космических частиц из протопланетного облака, а также их начальным теплосодержанием; изменение потенциальной гравитационной энергии Земли в процессе плотностной дифференциации ее вещества; изменение кинетической энергии вращения Земли, что сопровождается превращением механической энергии в тепловую посредством приливного трения; высвобождение внутриатомной энергии при распаде радиоактивных элементов и поглощении Землей внешнего нейтринного потока.

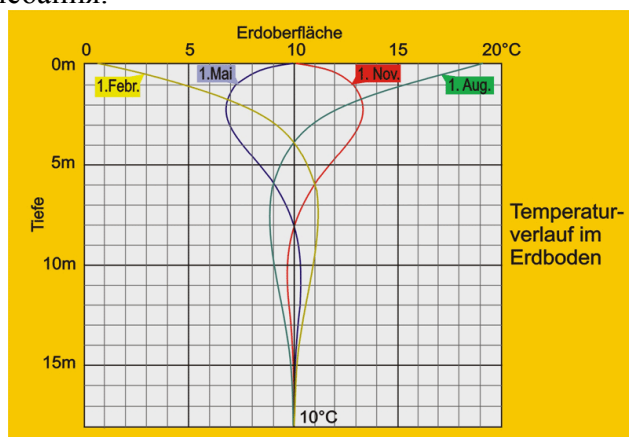
Помимо этих **внутриземных источников энергии** можно еще отметить энергию солнечного излучения, падающего на земную поверхность. Абсолютная величина этой энергии огромна: она в 10 тыс. раз превышает величину теплового потока из недр, составляя в тропиках в среднем 340 Вт/м^2 , или $5,5 \cdot 10^{24} \text{ Дж/год}$. Однако 40% этой энергии сразу же отражается от поверхности, остальная часть после ряда преобразований в атмосфере, гидросфере и биосфере преобразуется в более длинноволновое излучение, нагревающее эти геосферы, а затем практически полностью (98%) излучается обратно в космос.

Лишь 2% этой энергии расходуется на разрушение коренных пород земной коры и превращение их в осадочные породы, а также накапливается в органическом веществе и в горючих полезных ископаемых. Таким образом, солнечная энергия в очень малой степени сохраняется на земной поверхности и в еще меньшей степени проникает в недра. Однако солнечная радиация определяет температуру поверхности и самого верхнего слоя земной коры, а это граничное условие для любых расчетов температурного состояния литосферы.



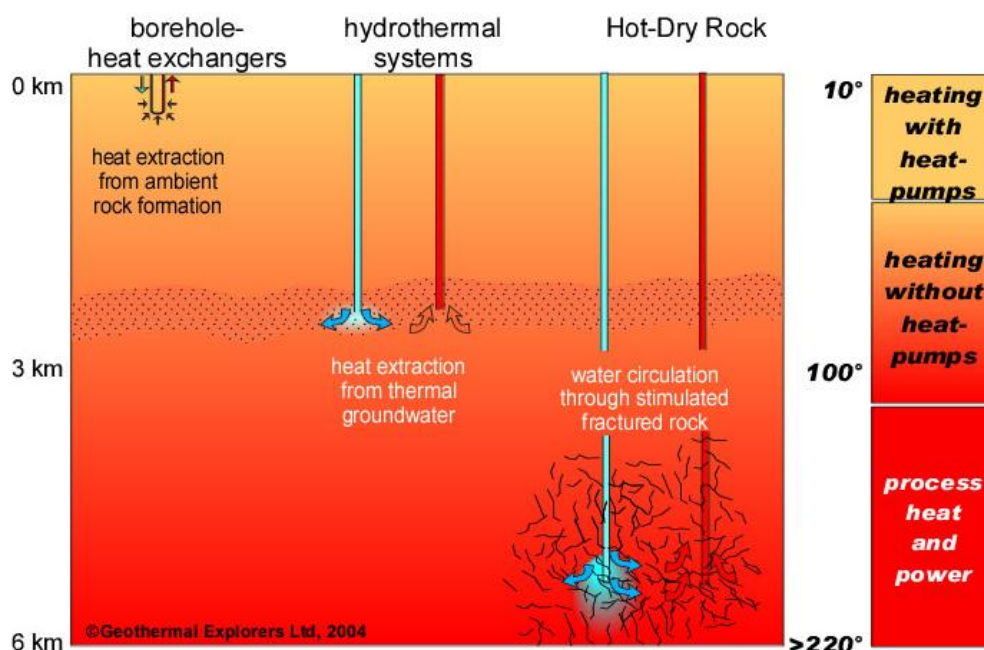
Рисунок – Термопроявления на геотермальном месторождении, Турция (Turkey-EGEC Newsletter April 2011.pdf).

Температура земной поверхности периодически меняется, что связано с изменением интенсивности инсоляции. Например, в течение суток происходят суточные колебания температуры, в течение года – сезонные колебания, в течение геологических эпох – климатические колебания.



Глубина проникновения (толщина слоя) суточных колебаний составляет 0,9 – 1,2 м, т.е. распространяется только на почву и подпочвенный слой, а сезонных – достигает 18 – 40 м. Подошва слоя сезонных колебаний называется "нейтральным слоем", а сам слой, где проявляется влияние солнечной радиации, назван **гелиотермозон**. Инсоляция и сезонные колебания влияют на температуру только на первых метрах. Начиная примерно с глубины 15 м круглогодично держится постоянная температура от 8 до 12°C. С каждыми следующими 100 м температура повышается приблизительно на 3°C. Однако это значение в значительной мере зависит от особенностей геологического строения каждого отдельно взятого блока земной коры.

Ниже гелиотермозоны располагается **геотермозона** – это слой, в котором проведены экспериментальные геотермические измерения. На глубинах ниже "нейтрального слоя" температура остается практически постоянной и не зависит от перемен, происходящих на поверхности под влиянием солнечной радиации.



Следует помнить, что представление об инвариантности температуры верно только для принятой точности нашей измерительной аппаратуры. Если точность аппаратуры увеличится на порядок, то толщину гелиотермозоны тоже придется пересматривать. Для проблемы определения внутренней температуры Земли и глубинных теплопотерь инсоляционные процессы не имеют значения. Можно принять, что в исторических масштабах времени температура оставалась неизменной, а в геологических – менялась не более чем на 50°C.

На протопланетной стадии основным источником энергии являлась энергия аккреции холодного вещества протопланетного газо-пылевого облака. Высказанная в конце 40-х годов О.Ю. Шмидтом и Ф. Хойлом, эта гипотеза оказалась на редкость плодотворной не только при объяснении механизма образования планет, но также и при рассмотрении эволюции Земли на планетной стадии ее развития. Величина энергии аккреции огромна – $23 \cdot 10^{31}$ Дж. Часть этой энергии (примерно 15%) ушла на упругое сжатие вещества в земных недрах, но и оставшейся энергии было достаточно для разогрева Земли. По оценкам В.С.Сафронова, процесс формирования Земли длился 10^8 лет, поэтому энергия аккреции не расплавила земное вещество полностью. Температура недр повышалась постепенно и достигла к концу протопланетного периода 1500°C на глубине 500 км в мантии. Таким образом, первичная энергия сыграла свою главную роль в младенческом возрасте планеты.

Вклад радиогенной энергии в общий энергетический баланс также оценивается по-разному. За первые 200 млн лет существования Земли практически полностью распались короткоживущие радиоактивные изотопы, выделяющие заметную долю тепла при распаде: ^{26}Al , ^{10}Be , ^{60}Fe , ^{36}Cl , имеющие период полураспада $10^6 - 10^7$ лет. Заметно уменьшилось и количество долгоживущих изотопов: ^{87}Rb , ^{115}In , ^{148}Sm , ^{235}U , ^{238}U , ^{234}Th и ^{40}K . Из перечисленных изотопов три последних дают основной вклад в современный тепловой режим, так как их энергия спонтанного распада в $10^3 - 10^4$ раз выше энергии распада остальных изотопов. Общий вклад радиогенной энергии составляет $(0,4 - 2,0) \cdot 10^{31}$ Дж. Выделение радиогенного тепла спровоцировало процесс гравитационной дифференциации геосфер, т.е. формирование внешнего и внутреннего ядра, мантии и земной коры.

Наибольшая энергия, выделившаяся за геологический период развития Земли, связана с процессом образования земного ядра. По оценкам разных авторов она составляет $(1,45 - 4,60) \cdot 10^{31}$ Дж. Пик выделения гравигенной энергии приходится, по-

видимому, на период $(2 - 3) \cdot 10^9$ лет тому назад, когда сформировались протоконтинентальные блоки, а затем доля гравитенной энергии падала, хотя сейчас, вероятно, она превышает величину радиогенной энергии.

Оценки энергии приливного трения дают значения $(0,3-0,4) \cdot 10^{31}$ Дж. и согласуются в большинстве публикаций.

Интенсивность выделения энергии каждым из источников менялась во времени. Так, **выделение энергии за счет радиоактивного распада и приливного трения преобладало над энергией гравитационной дифференциации лишь на самых ранних этапах развития Земли.** Но уже через миллиард лет после образования планеты ведущим энергетическим процессом становится процесс образования земного ядра и подчиненный ему процесс плотностной **дифференциации мантии.**

Эволюция термической истории Земли в начальный период представляется следующим образом. Интенсивное выделение аккреционной, приливной и радиогенной энергии, а также замедленность конвективного теплообмена привели к разогреву недр планеты, что могло вызвать плавление окислов железа. Они интенсивно начали тонуть в силу своей большей плотности по сравнению с силикатным веществом и образовали ядро Земли. Дифференциация ядра еще больше повысила температуру в недрах, что привело уже к плавлению базальтов и излиянию их на поверхность Земли, а также внедрению в верхние геосферы, где продолжился процесс дифференциации. Это обусловило расслоение мантии и образование литосферы, астеносферы, а в дальнейшем и земной коры.

Таким образом, в начальный период жизни планеты происходил ее разогрев, но с началом активных геологических процессов, т.е. 3,7 млрд. лет, гораздо интенсивнее стали происходить теплопотери, что привело к выравниванию скоростей теплогенерации и теплопотерь.

Генерируемая Землей энергия не сразу излучается в космос. Земля – это низкотеплопроводное тело, поэтому энергия с поверхности ядра, распространяемая кондуктивным путем, еще до сих пор не достигла поверхности Земли. Скорость распространения тепла, генерируемого в мантии, соизмерима со скоростью протекания геологических процессов, поэтому очевидно, что энергия излучается после многочисленных трансформаций в геологических процессах, которые она, собственно, и вызывает.

Процессы трансформации представляют собой работу деформаций скалывания и сжатия (растяжения), а также работу фазовых и физико-химических преобразований вещества. Часть этой энергии, непосредственно преобразующейся в тепло, затем теряется Землей, а другая часть аккумулируется, переходит в так называемый латентный запас. Этот запас тоже может выделяться при изменении геологических условий.

Деформации скалывающего типа реализуются в виде пластического течения и нарушения сплошности среды, оро- и эпейрогенеза, складчатости, т.е. практически всех типов тектонических деформаций. В процессе этих деформаций питающая их энергия частично переходит в свободную энергию возникающих поверхностей разрыва, частично – в скрытую теплоту образования в разломных зонах новых минералов, например руд. Главный же вид трансформации – это переход энергии в тепло тектонического трения (фрикционное тепло). Фрикционное тепло не может вызвать тектонические движения, но является их обязательным следствием и вызывает нагревание и даже плавление твердых земных пород. Некоторые исследователи придавали фрикционному теплу главную роль как энергетическому источнику тектонических процессов. Однако следует помнить, что этот вид тепла является лишь реакцией на деформацию земных масс, происходящую под действием первичного тепловыделения.

Самый яркий вид реакции земных масс на напряжения – это землетрясения. **Почти вся энергия землетрясений выделяется в верхних 100 км Земли, т.е. в тонкой "поверхностной пленке".** Упругие сейсмические колебания постепенно затухают, вызывая

нагревание поглощающей пластичной среды и трение во вновь образующихся разломах. Оба эти эффекта вызывают некоторое увеличение теплового потока через поверхность Земли, что учитывается в балансовых расчетах.

Энергетический эффект сейсмической деятельности проявляется неравномерно в пространстве и во времени. Мы хорошо знаем, что 95% этой энергии выделяется в двух подвижных поясах Земли: в Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском, занимающих лишь 5% территории планеты. Средняя мощность сейсмических явлений на протяжении длительного геологического периода на несколько порядков ниже, чем в течение отдельных отрезков времени. Поэтому оценки эффекта сейсмичности на основании инструментальных наблюдений за исторический период, составляющие от $3 \cdot 10^{17}$ (Б.Гутенберг и К.Рихтер) до 10^{19} Дж/год (Л.Кнопофф), могут быть сильно завышенными и не должны безоговорочно включаться в геоэнергетический баланс.

Такая же резкая пространственно-временная изменчивость характеризует и энергетический эффект процесса складкообразования в земной коре. Изучая его методами физического моделирования, М.В.Гзовский и А.В.Михайлова установили, что 75% общего эффекта этого процесса связано с пластической деформацией горных пород, т.е. расходуется на необратимые изменения формы и объема геологических тел. Оценки расхода энергии этого вида на основании плиоцен-четвертичных тектонических процессов составляют $1,8 \cdot 10^{17}$ Дж/год, причем 90% этого эффекта реализуются в подвижных кайнозойских геосинклиналях.

Мы должны понимать, что количественная оценка энергетического эффекта скапливающихся деформаций за всю историю Земли невозможна. Можно, однако, утверждать, что этот вид трансформаций вносит малый вклад в наблюдаемый тепловой поток.

Работа фазовых и химических превращений земного вещества, направленная на увеличение его плотности, совершается главным образом за счет гравитенной энергии. По-видимому, с этими процессами связано существование поверхности Мохоровичича, волновода на глубинах 400-1000 км в верхней мантии и границы между ядром и мантией. Природа этих переходов сейчас еще не ясна. Существует на этот счет несколько мнений: о переходе силикатов в металлическую фазу (гипотеза Лодочникова-Рамзая), о восстановлении окислов железа углеродом (Дж. Ирияма), о фазовых полиморфных переходах на границах волновода и Мохо (В.А.Магницкий).

Количественные оценки затрат энергии на формирование глубинных геосфер оцениваются в $(1,6 - 2,2) \cdot 10^{31}$ Дж. К той же группе процессов относятся физико-химические преобразования в земной коре: метаморфизм и гипергенез. Прогрессивный метаморфизм является эндотермическим процессом, и, следовательно, увеличивает скрытый резерв внутренней энергии. Такую же роль играют и процессы седиментогенеза, в ходе которых в осадках аккумулируется солнечная энергия. Однако удельный эффект метаморфизма и седиментогенеза сравнительно мал. Он не превышает 10^5 Дж/кг, что выражается величинами плотности теплового потока в десятые или даже сотые доли мВт/м². Напротив, процессы гипергенеза - окисление, гидратация, растворение и гидролиз - имеют экзотермическую направленность и характеризуются теми же величинами в энергетических единицах, т.е. обеспечивают переход резерва энергии в подвижную часть энергетического баланса. То же происходит при переплавлении метаморфизованных толщ или при их регрессивном метаморфизме.

Промежуточной формой трансформации внутренней энергии является современное теплосодержание Земли, т.е. запас тепла в ее различных геосферах. Суммируя вклад всех указанных процессов, получаем огромную величину скрытого резерва внутренней энергии Земли – $9 \cdot 10^{31}$ Дж, что в три раза превышает оценку суммарной генерации. Такое расхождение говорит о необходимости переоценки роли и генерации тепла и теплосодержания в скрытых формах.

Расходная часть энергетического баланса поддается непосредственному измерению, так как состоит из двух видов потери Земли ее внутренней энергии: в виде кондуктивного теплового потока, направленного к поверхности Земли, и в виде конвективного выноса тепла при вулканизме и гидротермальной деятельности. Эти два важнейших геотермических процесса мы будем ниже обсуждать подробно, пока же в рамках энергетического баланса подсчитаем величину общих теплопотерь Земли.

Распределение кондуктивного теплового потока на поверхности земного шара крайне неравномерно, но мы вправе для балансовых расчетов оперировать средней его величиной. По последним оценкам он составляет 56 и 78 мВт/м², соответственно, для континентов и океанов. Таким образом, полный вынос энергии кондуктивным путем оценивается величиной $3,1 \cdot 10^{13}$ Вт, или 10^{21} Дж/год. За весь геологический период развития Земли планета отдала в мировое пространство $0,45 \cdot 10^{31}$ Дж. В отличие от кондуктивного теплового потока конвективный вынос локализуется в ограниченной части земной поверхности – в вулканических областях переходных зон и в рифтовых зонах континентов и океанов. После открытия глобальной системы срединно-океанических хребтов протяженностью 60000 км пришлось пересмотреть прежние оценки роли конвективного выноса тепла из земных недр, так как практически во всех хребтах из их центральных долин происходит разгрузка магмы и термальных вод.

По расчетам Б.Г.Поляка, вынос тепла вулканизмом суши оценивается в $(0,38 - 13,2) \cdot 10^{18}$ Дж/год, гидротермами суши – $(1,9 - 2,8) \cdot 10^{18}$ и срединно-океаническими хребтами – $(0,44 - 3,46) \cdot 10^{18}$ Дж/год. Эти оценки мощности, однако, не дают возможности оценить общие конвективные теплопотери за геологический период существования планеты, так как конвективная мощность менялась во времени – периоды резкого возрастания вулканизма сменялись периодами относительной пассивности; то же можно, вероятно, сказать и о гидротермальной деятельности. Из этих соображений при подсчете общих теплопотерь оперируют их мощностью. Оценки показывают, что мощность кондуктивного выноса на два порядка больше, чем мощность конвекции. Таким образом, можно рассчитать мощность суммарных теплопотерь Земли. Она равна $4,2 \cdot 10^{13}$ Вт, или $1,3 \cdot 10^{21}$ Дж/год, что приблизительно дает величину $\approx 0,5 \cdot 10^{31}$ Дж. Эта цифра существенно ниже, чем общее энерговыделение в Земле за всю ее историю и в три раза ниже современного теплосодержания. Из этого следует, что наша планета еще очень далека от "тепловой смерти".

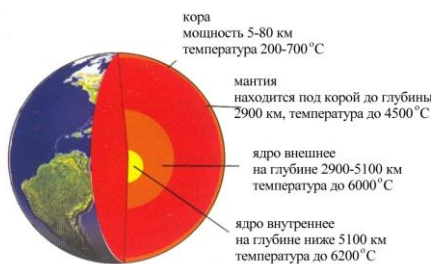
Мы должны ясно себе представлять, что проблема энергетического баланса еще далека от разрешения, потому что незнание всего лишь одной компоненты приводит к кажущемуся дисбалансу. Следовательно, роль геотермии в познании энергетического состояния Земли является определяющей, а это значит, что без информации о тепловом поле мы не решим основную задачу теоретической геологии – познание эволюции нашей планеты.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ.

1. Какие открытия в области геотермии привели к становлению этой науки как одной из важнейших для понимания геодинамики планеты ?
2. Каковы основные направления геотермических исследований ? Какие задачи решает каждое из направлений (общие понятия) ?
3. Какие внутриземные процессы относятся к первичным источникам энергии ? Дайте количественные оценки вклада этих процессов.
4. Как можно представить эволюцию Земли на начальных стадиях ее развития в связи с вкладом энергетики различных геологических процессов ?
5. Какие геологические процессы приводят к трансформации энергии, каковы количественные оценки этих процессов ?

6. Как оценивается расходная часть геознергетического баланса; каково соотношение кондуктивных и конвективных теплопотерь?

ЛЕКЦИЯ 2 Виды теплопередачи в Земле и их роль в различных геосферах. Основные геотермические параметры. Использование геотермических данных



В этой лекции рассматриваются виды теплопередачи в Земле и их роль в различных геосферах. Основные геотермические параметры, методы их определения и расчетов. Геотермический градиент. Использование геотермии для расчленения геологических разрезов. Теплофизические (тепловые) свойства горных пород и методы их определения. Тепловой поток. Методы его изучения и общие

закономерности распределения в земной коре континентов и океанов.

ТЕПЛОПЕРЕДАЧА (или теплообмен) - один из **способов изменения** внутренней энергии тела (или системы тел), при этом внутренняя энергия одного тела **переходит** во внутреннюю энергию другого тела **без совершения** механической работы.

Теплообмен **между двумя средами** происходит через разделяющую их твердую стенку или через поверхность раздела между ними. Теплота способна переходить **только** от тела с более высокой температурой к телу менее нагретому.

Теплообмен всегда **протекает так**, что убыль внутренней энергии одних тел всегда сопровождается таким же приращением внутренней энергии других тел, участвующих в теплообмене. Это является частным случаем **закона сохранения энергии**. Существует 3 вида теплопередачи:



В горных породах Земли существует несколько видов теплопередачи, так как ее оболочки имеют различную температуру, фазовое состояние и химический состав.

В ядре, состоящем из окислов железа, может существовать металлическая проводимость, для которой выполняется закон Видемана-Франса (— — это физический закон, утверждающий, что для **металлов** отношение коэффициента **теплопроводности** (либо тензора теплопроводности) K к **удельной электрической проводимости** (либо тензору проводимости) σ пропорционально **температуре**:

$$\frac{K}{\sigma} = LT.$$

В **1853** г открыт немецкими учёными **Г. Видеманом** (1826—1899) и **Р. Францем** (1827—1902) на основании экспериментальных данных было установлено, что для различных

металлов при одинаковой температуре отношение K / σ практически не изменяется) о прямой пропорциональности между теплопроводностью (k) и электропроводностью (σ):

$$k = B(b/e)^2 \cdot T \cdot \sigma,$$

где b — постоянная Больцмана, которая представляет собой отношение универсальной ГАЗОВОЙ постоянной к ЧИСЛУ АВОГАДРО, равное $1,381 \cdot 10^{-23}$ джоулей на градус Кельвина. Оно указывает на взаимосвязь между кинетической энергией частицы газа (атома или молекулы) и ее абсолютной температурой. Название постоянной дано по имени ее открывателя Людвига БОЛЬЦМАНА.

— термин, впервые введенный в употребление Д. Менделеевым в 1874 г. Численно равна работе расширения одного моля идеального газа в изобарном процессе при увеличении температуры на 1 К. Обозначается латинской буквой R . Входит в уравнение состояния

$$p = \frac{RT}{V_\mu}.$$

идеального газа

В системе СИ универсальная газовая постоянная равна $R = 8,31441 \pm 0,00026$ Дж/(моль·К), — физическая константа, численно равная количеству специфицированных структурных единиц (атомов, молекул, ионов, электронов или любых других частиц) в 1 моле вещества. Определяется как количество атомов в 12 граммах (точно) чистого изотопа углерода-12. Обозначается обычно как N_A , реже как L .

Значение числа Авогадро на начало 2011 года считается $N_A = 6,022 \ 140 \ 78(18) \times 10^{23}$ моль⁻¹;

e — заряд электрона; T — температура; B — постоянная, равная 2,5 для полупроводников и 3 — для металлов.

Таким образом, теплопроводность ядра может быть вычислена на основании данных об его электропроводности. Сложнее обстоит дело с вычислением теплопроводности силикатной оболочки Земли. Здесь уже не применим закон Видемана-Франса, а теплопроводность сложным образом зависит от температуры, давления и химического состава. Для литосферы основную роль играет решеточная часть теплопроводности.



Теория решеточной (фононной) теплопроводности кристаллических диэлектриков развита в трудах Дебая (1914), Пайерлса (1956), Лейбфрида (1954), Померанчука (1944). Согласно этой теории *теплопроводность обратно пропорциональна температуре*.

Теплопроводность рассматривается как распространение энергии за счет колебаний атомов в кристаллических решетках. Так, по Дебаю, в кристаллах с конечными размерами существует конечное число нормальных колебаний. Энергия каждого нормального колебания не может быть произвольной, она должна определяться целым числом квантов, или фононов. При этом процесс теплопередачи можно рассматривать как обмен энергиями в "фононном газе". Теплопроводность тогда пропорциональна длине свободного пробега фононов и их скорости. В реальных кристаллах фононы рассеиваются посредством различных механизмов. В частности, при высоких температурах рассеивание происходит преимущественно на другом фононе.

В теории введено понятие дебаевской температуры (T_D), которая разделяет интервалы высокотемпературного поведения параметров от низкотемпературного. Для горных пород T_D составляет 900-600°C. Температура порядка 600°C достигается в Земле на глубинах 30-50 км. Следовательно, изменение поведения фононной теплопроводности в зависимости от температуры приурочено к самому верхнему слою литосферы. При высоких температурах ($T \gg T_D$) теплопроводность пропорциональна ($1/T$). С понижением температуры ($T < T_D$) она возрастает, достигая максимума, после чего падает в соответствии с законом (T^3) в области очень низких температур, которые не характерны для Земли. Что касается влияния давления на фононную теплопроводность, то в верхних слоях, где доминирует действие температуры, решеточная теплопроводность должна падать с глубиной. В более глубоких слоях, где превалирует эффект давления, теплопроводность должна возрастать. Эти разные тенденции обуславливают появление минимума на кривой зависимости теплопроводности от глубины, приуроченного к верхним слоям верхней мантии.

По экспериментальным данным, полученным для интервала температур от 20° до 700°C (Ф.Берч, К.Кавада), можно отметить, что для большинства пород теплопроводность убывает с температурой почти как $1/T$; при эксперименте породы были приведены к уровню нулевой пористости, так как пористость и влагонасыщенность существенно влияют на теплопроводность.

Причина уменьшения фононной теплопроводности с ростом температуры при $T > T_D$ заключается в том, что решеточное рассеивание фононов тем больше, чем больше максимальные смещения атомов от их средних положений в кристаллической решетке. Это объясняет, в частности, тот факт, что теплопроводность тел, состоящих из относительно легких атомов, больше теплопроводности тел с тяжелыми атомами, слабо между собой связанными.

Все приведенные рассуждения сделаны для бездефектных кристаллов. Различные дефекты (точечные, примесные, изотопические), а также границы в поликристаллических телах могут служить дополнительными источниками рассеивания фононов, т.е. уменьшением теплопроводности. При высоких температурах дефектами можно пренебречь, так как определяющим является рассеивание фононов процессами переброса. Но при уменьшении температуры, когда влияние процессов переброса быстро падает, заметно сказываются дефекты.

В заключение рассуждений о решеточной теплопроводности приведем эмпирически полученные соотношения для базальтов, связывающие теплопроводность и температуру:

$$k \approx 3,1/T \text{ при } T > 573 \text{ К и}$$

$$k \approx 1,15/T \text{ при } T < 573 \text{ К.}$$

При высоких температурах в недрах Земли (>1200°C) становятся существенными два других механизма теплопередачи: радиационный и экситонный. Радиационный теплоперенос связан с лучистым теплообменом, т.е. с передачей энергии электромагнитными колебаниями. Радиационная теплопроводность ничтожно мала на глубинах до 100-200 км и становится сравнимой с фононной теплопроводностью на

больших глубинах, превосходя даже ее в верхней мантии, но убывая в нижней мантии из-за роста коэффициента поглощения излучения веществом.

Экситонная теплопроводность (по термину "экситон", т.е. квант возбуждения) связана с возбуждением электрона и "дырки" при поглощении кванта энергии, который превышает энергию связи. Экситонная теплопроводность, так же как и радиационная, пренебрежимо мала при относительно невысоких температурах, т.е. в литосфере. Но на глубинах более 500 км экситонная составляющая даже превышает радиационную и быстрее растет с глубиной.

Еще раз отметим, что **в практических геологических задачах нам важно знать фононную теплопроводность пород**. Два же других вида теплопроводности нельзя игнорировать при исследовании теплового состояния и термической истории Земли как планеты.

Говоря о механизмах теплопередачи, необходимо изучить такой важный для Земли процесс, как конвекция, т.е. перенос тепла самим флюидом. Применительно к Земле теплоносителями являются вода, пар, магма и магматические растворы. Эти теплоносители, обладая большой теплоемкостью, при своем движении перераспределяют **глубинный тепловой поток, создавая аномалии повышенных и пониженных** (часто называемых в литературе как «положительные» и «отрицательные») **значений температуры и теплового потока**. Здесь понятие «**отрицательная аномалия**», например плотности теплового потока, следует рассматривать как аномалию со значениями ниже средних величин, а не как отрицательных значений потока. За весьма редким исключением **тепловой поток всегда направлен из недр к поверхности Земли** и он всегда больше нуля. Если теплоперенос теплопроводностью (кондуктивный теплоперенос) происходит повсеместно, где существует температурный градиент, то **перенос конвекцией осуществляется только там, где имеются условия для движения флюидов**. Очевидно, что наиболее интенсивно конвекция происходит в активно развивающихся геологических структурах, где проявляются разломная тектоника, вулканизм и гидротермальная деятельность. Но даже в стабильных тектонических блоках необходимо учитывать кондуктивный теплоперенос в верхней активной гидродинамической зоне.

Рассмотрим влияние движения подземных вод на распределение и перераспределение температуры и кондуктивного теплового потока. Для этого рассмотрим типы движения подземных вод.

Схематизируя природные условия, принимаем, что сложные гидрогеологические процессы можно представить в виде упрощенных схем: движение флюидов по водоносным пластам горизонтальное или наклонное, а по слабопроницаемым пластам, разделяющим водоносные горизонты – вертикальное. **Если подземные воды по проницаемой зоне перетекают из одного водоносного горизонта в другой, то в нем формируется положительная или «отрицательная» температурная и тепловая аномалии**, в зависимости от направления перетекания флюида. В соседнем пласте перегретая или охлажденная вода по мере движения по пласту будет охлаждаться или нагреваться до нарушенной температуры пласта.



Для количественного изучения перераспределения теплового потока и температуры подземными водами рассмотрим расчетную схему для слабопроницаемого пласта. Протекающие процессы теплопереноса считаем стационарными.

В соответствии с гипотезой Мятиева-Гиринского для слабопроницаемого однородного пласта принимаем, что **в относительных водоупорах**, разделяющих водоносные пласты, **вода движется, в основном, в вертикальном направлении**.

При условии, что температура воды и породы отражают теплоперенос вдоль вертикальной оси, процесс может быть описан с помощью уравнения:

$$d^2T/dz^2 - c\rho v/k(dT/dz) = 0 \quad (1)$$

где T – температура, ось z – направлена вниз, c , ρ – удельная теплоемкость и плотность воды, k – коэффициент теплопроводности породы пласта, v – скорость фильтрации по вертикали. Обозначим: $c\rho v/k = p$.

Для решения этого уравнения необходимо учесть граничные условия, которые отражают особенности температурного поля на границе рассматриваемого интервала глубин. Допустим, что на обеих границах известны значения температуры (границы 1-го рода): $T(z_1) = T_1$ и $T(z_2) = T_2$. Тогда решение уравнения (1) может быть получено в виде (Огильви, 1959):

$$T = T_1 + (T_2 - T_1)[e^{p(z - z_1)} - 1] / [e^{p(z_2 - z_1)} - 1] \quad (2)$$

Если на одной из границ известен кондуктивный тепловой поток (граница 2-го рода), направленный вверх, то граничные условия принимают вид:

$$T(z_1) = T_1, \quad q_1 = k \, dT/dz \big|_{z=z_2} \quad (3)$$

В этом случае решение можно записать в виде:

$$T = T_1 + (q_1/pk)e^{p(z_1 - z_2)}[e^{p(z - z_1)} - 1] \quad (4)$$

Если относительный водоупор залегает в непосредственной близости к поверхности, температура на верхней границе будет определяться теплообменом с атмосферой. В этом случае используется граничное условие 3-го рода: $c\rho vT - k \, dT/dz = k(T_b - T)$.

Полученные решения позволяют определить значение кондуктивного теплового потока с помощью выражения:

$$q_T = -k \, dT/dz \quad (8)$$

Иногда приходится определять значение теплового потока, искаженного вертикальной фильтрацией вне интервала между граничными условиями. Это надо делать очень осторожно, контролируя полученные значения физическим правдоподобием.

Суммарный тепловой поток при действии кондукции и конвекции описывается выражением (Огильви, 1959):

$$q_{\Sigma} = c\rho vT - k \, dT/dz \quad (13)$$

Используя выражения (2) и (4), получим

$$q_{\Sigma} = c\rho vT_1 - c\rho v(T_2 - T_1)/(e^{p(z_2 - z_1)} - 1) \quad (14)$$

$$q_{\Sigma} = c\rho vT_1 - q_1 e^{p(z_1 - z_2)} \quad (15)$$

соответственно. Как видно, в эти выражения z не входит, т.е. суммарный тепловой поток, в принципе, не зависит от глубины измерения, что объясняется законом сохранения энергии. Отклонения от этого вывода будут рассмотрены ниже.

Мы много раз уже употребляли термины: *геотермический градиент, коэффициенты теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости, плотность теплового потока, величина теплогенерации*. Все эти понятия можно объединить в одно - это *геотермические параметры*.

К сожалению, геотермическое поле невозможно охарактеризовать только лишь температурой недр из-за того, что температура зависит от глубины измерений, а также часто и от широты местности. Для того, чтобы нормировать температуру по глубине, введено понятие геотермического градиента (**grad T**). Геотермический градиент является векторной величиной и определяется из выражения:

$$\mathbf{grad} \, T = \mathbf{i} \, dT/dx + \mathbf{j} \, dT/dy + \mathbf{k} \, dT/dz.$$

Исследование вертикальных изменений градиента дает важную информацию, позволяющую расчленить геологический разрез, так как слои обладают разной теплопроводностью, что в условиях постоянного теплового потока обеспечивает изменчивость градиента. Постоянный тепловой поток наблюдается только при плоско-параллельном разрезе (в горизонтально-слоистой среде) при отсутствии внутренних источников тепла. В этом случае справедливо равенство: $q_{n-1} = q_n = q_{n+1} = \dots$ или

$$k_{n-1} \mathbf{grad} T_{n-1} = k_n \mathbf{grad} T_n = k_{n+1} \mathbf{grad} T_{n+1} = \dots,$$

где n - номер слоя. Последнее выражение является основанием для корреляции геологических разрезов по геотермическим данным, так как изменение теплопроводности слоев приводит к обратно пропорциональному изменению геотермического градиента, что и регистрируется при термокаротаже.

Связь геотермического градиента с минералогическим составом и литологией пород отмечалась многими исследователями. Еще в 1935 году С.А. Красковский связывал низкий градиент (8,9 мК/м) в докембрийских кристаллических породах Кривого Рога с высокой теплопроводностью кристаллических сланцев, роговиков, джеспилитов и других пород, слагающих исследованный интервал разреза. В 1952 – 1953 г.г. Л.Л. Суслова указывала на разный градиент в карбонатных (15,6 – 16,9 мК/м) и в терригенных породах девона (21,3 – 24,4 мК/м) Саратовского Поволжья. Д.И. Дьяконов собрал большой материал по измерениям температуры в скважинах нефтеносных районов и на основании этих данных составил таблицы усредненных геотермических характеристик литологически однородных интервалов. Отмечалось **уменьшение геотермического**

градиента от 26 – 60 мК/м в глинистых отложениях до 2,5 – 10 мК/м в карбонатных породах и эвапоритах. В 60-х годах появились обобщения по геотермическим градиентам различных литологических комплексов в Самарском Поволжье (А.В.Дружинин), в Иркутском амфитеатре (С.В.Лысак), в Припятской впадине (Г.В.Богомоллов и др.), в Печоро-Тиманской провинции (Я.Б.Смирнов и С.И.Сергиенко), в Западной Сибири (А.Р.Курчиков и др.).

Среди зарубежных работ 30-х – 40-х годов отметим исследования А.Бенфилда, Э.Булларда, К.Ван-Орстранда и Г.Гюйо. А.Бенфилд, определяя тепловой поток в Великобритании, отмечал изменение теплопроводности в разрезе и учитывал это для определения температур горизонтально лежащих пластов, используя формулу:

$$T = T_0 + q_i \sum (d_i / k_i),$$

где q – тепловой поток, d_i , k_i - мощность и теплопроводность i -го слоя, T_0 – температура в начальной точке.

Э.Буллард пользовался этой же формулой, вычисляя температуры в скважинах Южной Африки, но тепловой поток определял не для всей скважины, как А. Бенфилд, а для отдельных свит-пачек горизонтальных слоев; при этом для каждой пачки он получал разное значение потока, что объяснил с помощью электромоделирования влиянием контрастной теплопроводности.

К.Ван-Орстранд, изучая геотермическую специфику различных районов США, установил, что для осадочных и магматических пород существует, по крайней мере, **два типа нормальных геотермических градиентов**, обусловленных различной теплопроводностью пород. Надо заметить, что в реальной геологической обстановке редко удается найти среду, где бы выполнялось условие обратной пропорциональности геотермического градиента и температуры. В большинстве геологических разрезов встречаются структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные сосуществованием сложных структурных форм и контраста тепловых свойств. **В таких средах искажается тепловой поток за счет его перераспределения (рефракции)**. Кроме этого фактора, другие факторы также могут быть ответственны за появление геотермических аномалий, например, перераспределение тепла подземными водами, эндо- и экзотермические реакции, эффекты осадконакопления и эрозии, образование шарьяжей, остаточное тепло магматических очагов и др.

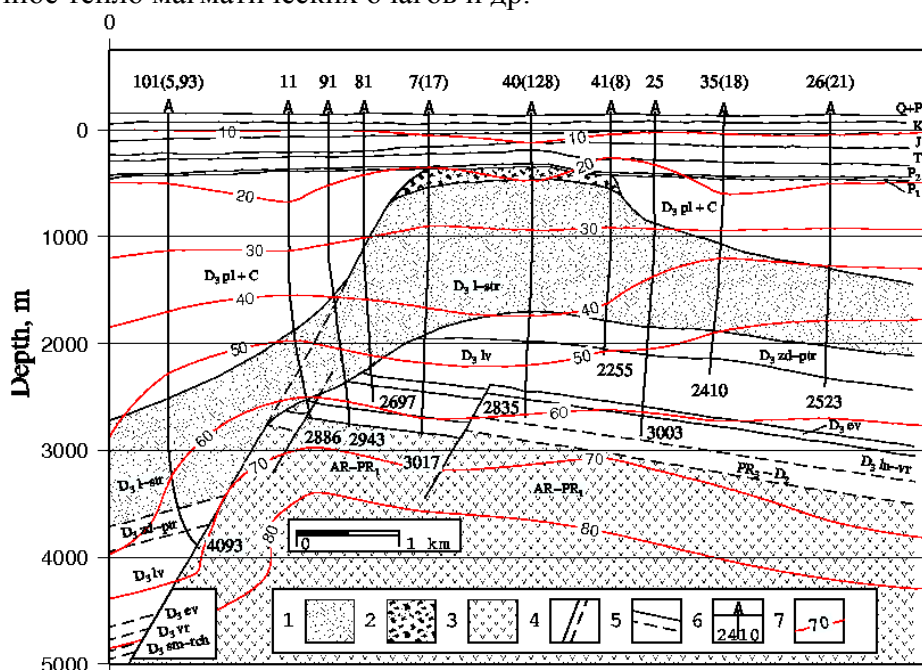


Рисунок – Геолого-геотермический профиль через Речицкий соляной купол.

При рассмотрении изменчивости геотермического градиента мы все время сталкивались с необходимостью привлечения информации о тепловых свойствах горных пород. Среди вышеперечисленных тепловых свойств нам для дальнейшего рассмотрения необходим будет такой параметр, как теплопроводность. **Физический смысл коэффициента теплопроводности (k) – это количество тепла, переносимого через единицу поверхности за единицу времени при градиенте температуры, равном единице.** Отсюда ясен смысл главного закона теплопереноса – закона Фурье. Количество теплоты dQ , переносимое за единицу времени dt через единицу площади dS в направлении нормали "z" к этой площади, пропорционально градиенту температуры dT/dz , или

$$dQ = - (dT/dz) dS dt.$$

В этой формуле минус показывает, что тепло переносится в направлении убывания температуры.

Выше мы рассматривали виды теплопередачи и сделали вывод, что в горных породах основной вид теплопередачи – это кондуктивная фоновая теплопроводность. Однако, в формуле Фурье k может обозначать эффективную теплопроводность, т.е. сумму кондуктивной, конвективной и лучистой теплопроводностей. Вклад различных составляющих в эффективную теплопроводность зависит от термодинамических условий, в которых находится порода, ее пористости, проницаемости, структуры порового пространства и других физических характеристик.

Тепловые свойства горных пород определяются факторами внутреннего строения:

- свойствами и соотношением слагающих их минералов,
- степенью кристаллизации структуры, размерами образующих породу зерен,
- соотношением различных фаз, входящих в породу (твердой, жидкой и газообразной), и их свойствами,
- текстурой породы, ее слоистостью,
- характером упаковки и связи зерен скелета, свойствами цементного материала,
- структурой порового пространства, формой и размерами пор и др.

Кроме того, на тепловые параметры пород влияют термобарические условия пласта, фильтрация флюидов и т.д. **У минералов тепловые свойства зависят от химического состава кристаллов, кристаллографических направлений.** Так, у кристалла кварца значения главных осевых теплопроводностей монокристалла составляют: $k_c = 10,8$ Вт/м·К; $k_a, k_b = 6,1$ Вт/м·К.

Горные породы имеют различную степень кристаллизации, связанную с их возрастом, скоростью охлаждения в процессе образования. Они занимают положение от поликристаллических до аморфных структур, в зависимости от размеров зерен порообразующих минералов. Таким образом, максимальные значения этих коэффициентов имеют породы кристаллической структуры, минимальные – аморфной. Так, в отличие от кристаллического, у плавленного (аморфного) кварца k составляет всего 1,34 Вт/м·К. Тепло- и температуропроводность горных пород меняются при изменении направления теплового потока. Вдоль слоистости k и α выше, чем перпендикулярно им. Коэффициент анизотропии слоистых пород варьирует в пределах 1,01 – 2,0. Исключение составляют слюды, у которых этот коэффициент достигает 6,0.

На тепловые свойства пород значительное влияние оказывают тип насыщающего флюида и соотношение различных фаз, зависящее от величины пористости. С ее увеличением k горных пород уменьшается, так как возрастает доля участия в теплопередаче низкотеплопроводной поровой среды (жидкостей или газов). Теплопроводность воды в 4 раза выше, чем нефти, и в 14 – 25 раз превышает теплопроводность природных газов и воздуха, поэтому k водонасыщенных пород больше, чем у нефтенасыщенных, у которых, в свою очередь, k намного больше, чем у

газонасыщенных. Сравнение теплопроводности в воздушно и водонасыщенном состоянии показывает, что приращение значений k зависит от пористости горных пород. Так, если пористость пород порядка 5% и ниже, то поправка в значения k за счет влажности не превышает единиц процентов; с ростом пористости влияние влажности на теплопроводность становится более существенным, достигая иногда 90%. Для большинства осадочных пород-коллекторов за счет полной насыщенности водой величина k увеличивается на 30%.

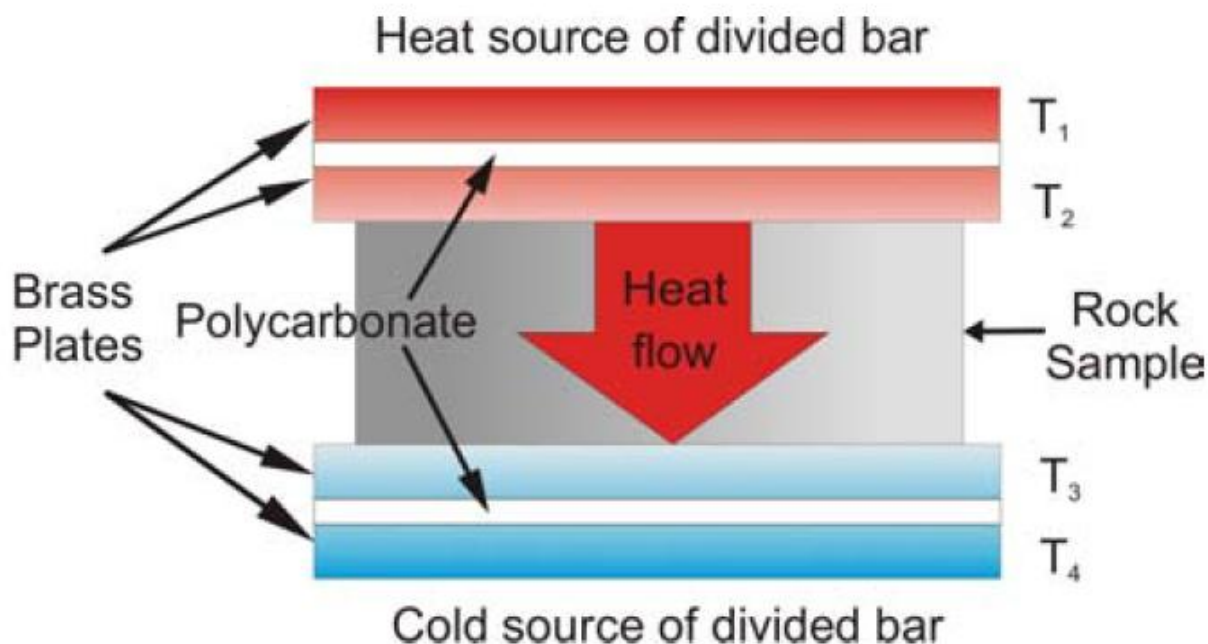
Тепловые свойства горных пород можно определять различными методами: экспериментально в лаборатории или *in situ*, оценивать по корреляционным зависимостям между разными физическими свойствами пород, рассчитывать аналитически на моделях и т.д.

Экспериментальный подход к определению тепловых свойств горных пород более трудоемок, чем аналитический, но позволяет получать эффективные значения тепловых параметров пород с достаточно высокой точностью. Кроме того, экспериментальные данные являются критерием истины для теоретических моделей.

Методы измерений *in situ* не получили достаточно широкого распространения в силу очень больших методических трудностей. Однако, в последние годы они очень широко применяются в морской геотермии для определения теплопроводности донных илов, где показали высокую достоверность и точность результатов.

Для определения теплопроводности и других тепловых свойств твердых горных пород применяют лабораторный эксперимент. Экспериментальные методы делятся на две основные группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий: стационарные методы и нестационарные методы.

В основе стационарных методов лежит использование системы "нагреватель-образец – холодильник". Измерения проводятся при установившемся (стационарном) тепловом режиме, когда количество тепла, сообщаемое образцу нагревателем, точно соответствует количеству тепла, отводимому из образца в холодильник.



Зная это количество Q , размеры образца и температуры T_2 и T_1 на поверхностях, прилегающих соответственно к нагревателю и холодильнику, после наступления стационарного режима можно определить значение k плоского образца из соотношения:

$$k = \frac{Q \cdot x}{S (T_2 - T_1)},$$

где S – площадь пластины, x – расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями. Точность определения теплопроводности зависит от идеальности контакта между образцом и нагревателем или холодильником. Одним из наиболее популярных стационарных методов является "**метод разделенного стержня**" (divided bar method), разработанный А.Бенфилдом. К недостаткам стационарных методов следует отнести длительность установления стационарного состояния и возможность определить только коэффициент теплопроводности.



Внешний вид измерителя теплопроводности ИТ- λ -400

Нестационарные методы основаны на анализе процессов охлаждения или нагревания. Они имеют очень много разновидностей, наиболее распространенные из них – это методы регулярного режима, основанные на изучении нагревания или охлаждения образца в среде постоянной температуры на временном интервале, исключая начальную (резкую) стадию изменения температуры. Кроме того, распространены методы, основанные на измерении резких скачков температуры на начальном временном интервале после включения (выключения) нагревателя. **Это так называемые импульсные, или зондовые методы.**



Рисунок – «Эталоны» для проверки и калибровки измерителей теплопроводности.

Промышленность до недавнего времени выпускала серийные установки для измерения теплопроводности стационарными (например, установка "Лямбда"), и нестационарными методами (установка ИТ-λ-400). Они позволяют проводить измерения с погрешностью 5 – 10%.

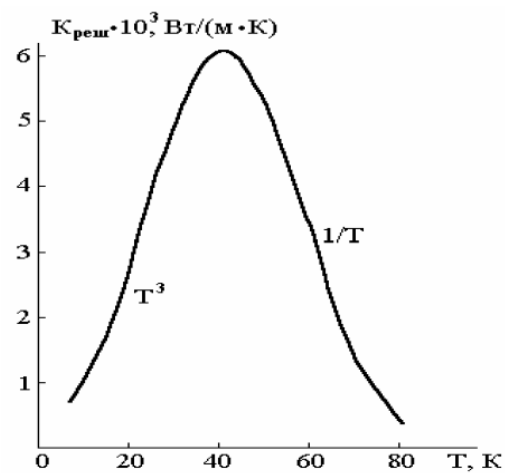


Рис.1. - Зависимость коэффициента теплопроводности сапфира от температуры

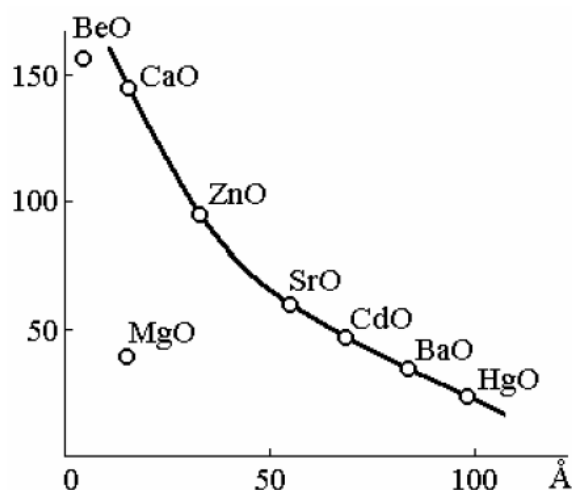


Рис.2. Зависимость коэффициента теплопроводности от параметра кристаллической решетки для спеченных оксидов металлов второй группы периодической системы Д.И. Менделеева

В середине 80-х годов появился сравнительно новый подход к измерениям тепловых параметров. Исследователи, наряду с контактными, стали применять бесконтактные методы измерений, т.е. такие, при которых нагреватель и регистратор не соприкасаются непосредственно с образцом. Наиболее распространен и обоснован "метод сканирования", разработанный Ю.А.Поповым в Московском геологоразведочном институте (сейчас – Московская геологоразведочная академия). Этот метод основан на регистрации температурного поля нагреваемой поверхности образца в квазистационарном режиме. При этом датчик температуры перемещается вслед за подвижным сосредоточенным источником и регистрирует температуру поверхности образца на линии нагрева при внешней температуре окружающей среды. Серия образцов керна и эталон теплопроводности на подвижной платформе перемещается с постоянной скоростью v перед источником тепловой энергии, создающим на поверхности образцов пятно малых размеров, и бесконтактным регистратором температуры (рисунок).

В лабораторной установке в качестве подвижного источника применяется лазер, а в "полевой" установке лазер заменен малогабаритной электролампой со встроенным отражателем для фокусировки излучения.

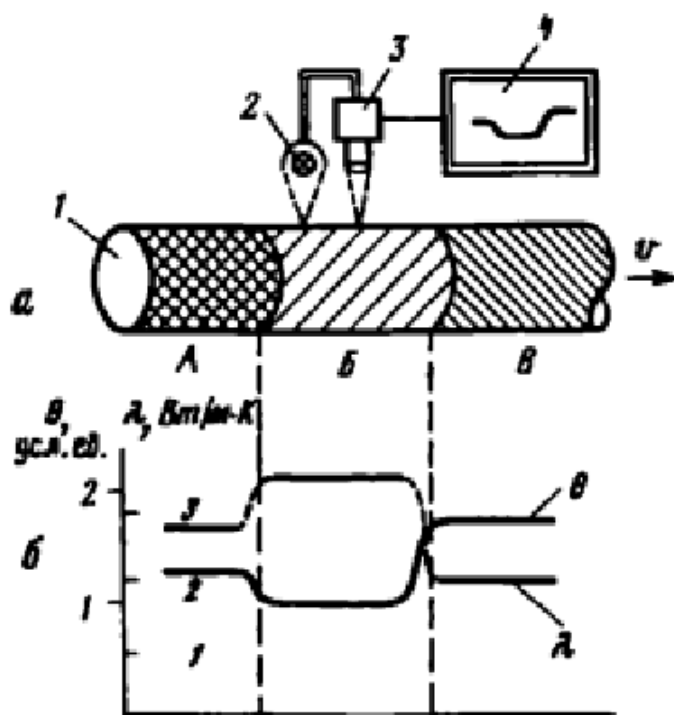


Рисунок - Принцип определения теплопроводности образцов пород методом подвижного источника:

а - схема измерений; б - регистрируемый профиль избыточной температуры нагрева θ и распределение теплопроводности λ по длине образцов. 1 - исследуемые образцы: А,Б,В - участки пород с различной теплопроводностью; 2 - источник тепловой энергии; 3 - бесконтактный регистратор температуры образца; 4 - самописец

В процессе измерений регистрируется установившаяся температура образцов на линии нагрева, и профиль каждого измерения регистрируется на самописце в аналоговом виде или в цифровом виде с помощью компьютера. Теплопроводность образцов (k) определяется из простого соотношения:

$$k = k_{\text{эт.}}(\theta_{\text{эт.}}/\theta)$$

где θ и $\theta_{\text{эт.}}$ – предельные температуры образца и эталона, $k_{\text{эт.}}$ – известная теплопроводность эталона. **Распределение теплопроводности фиксируется вдоль всего образца.** Измерения этим методом проводятся на кернах материала **без какой-либо механической обработки исследуемых образцов.** Это ценное преимущество метода, так как при работе на других установках много времени уходит на распиловку и шлифовку проб, а при этом многие образцы разрушаются (например, угли, соли, сланцы). Производительность метода – **350-400 образцов в день**, что в 50 – 100 раз превышает производительность "контактных" методов. Относительная погрешность измерений не превышает 5%.

Теплопроводность горных пород изменяется в очень широких пределах от 0,2 до 20 Вт/м·К. **Наименьшей теплопроводностью обладают угли, пески, а наибольшей соли, кварциты, а также некоторые руды.** В среднем, у большинства типов пород теплопроводность лежит в пределах 2,0 – 3,5 Вт/м·К.

В геотермической практике иногда применяются средние, "табличные" значения теплопроводности для тех или иных групп пород. Однако корректными считаются измерения в тех пунктах, где теплофизический разрез изучен непосредственно по

представительной коллекции образцов. В этом случае повышается точность определения плотности теплового потока.

Плотность теплового потока (или, как часто называют, "тепловой поток") – это самая информативная геотермическая характеристика, так как он характеризует мощность теплового источника и величину теплопотерь с поверхности Земли. Тепловой поток коррелирует с параметрами других геофизических полей, которые также характеризуют источник соответствующих полей, например, с величинами гравитационных (Δg) и магнитных (ΔT) аномалий, что объясняется сходными генетическими факторами, формирующими эти аномалии. Для определения теплового потока традиционно используется **метод раздельного измерения** геотермического градиента и теплопроводности. Тепловой поток определяется как произведение этих величин:

$$q = -k (i dT/dx + j dT/dy + k dT/dz).$$

В условиях структурно-геологических неоднородностей, когда горизонтальные составляющие теплового потока не равны нулю, глубинный тепловой поток будет несколько отличаться от измеренного в скважинах. Специальные расчеты позволяют учесть этот фактор, если известна конфигурация слоев и значения их теплопроводностей. Следовательно, детальное изучение тепловых свойств пород, слагающих разрез, а также использование структурных карт для построения расчетных моделей - необходимые условия правильной интерпретации геотермических данных.

При изучении естественного температурного поля с целью определения фонового теплового потока и локальных аномалий (при термической разведке месторождений) погрешность вычисления геотермического градиента не должна превышать 3 – 5%, иначе аномальные эффекты, обусловленные структурно-геологическими неоднородностями, становятся соизмеримы с точностью измерений. Погрешность определения геотермического градиента обратно пропорциональна интервалу его вычисления (естественно, при постоянной погрешности измерения температуры). При геотермическом градиенте 20 мК/м, для получения значения с погрешностью 5% необходимо на 10-метровом интервале измерять температуру с точностью $\pm 0,02^\circ\text{C}$.

При стационарном геотермическом режиме и отсутствии искажений за счет рельефа и/или структурно-геологических неоднородностей тепловой поток не зависит от глубины измерений и, таким образом, является функцией географических координат. Но из-за раздельного измерения геотермического градиента и теплопроводности при расчете теплового потока возможно несколько вариантов тренда геотермического градиента и теплопроводности по глубине:

1. *Геотермический градиент постоянен по глубине* (в пределах погрешности), геологический разрез состоит из однородной толщи пород, для которой коэффициент теплопроводности может быть рассчитан как среднее арифметическое из всех измерений по образцам. Тогда тепловой поток q равен произведению градиента G на среднюю теплопроводность k : $q = k \cdot G$.

2. *Геотермический градиент меняется по глубине*, но без значимого тренда (естественно, предполагается сохранение знака градиента). Изменчива также и теплопроводность, но без видимой закономерности. В этом случае тепловой поток следует вычислять как произведение средневзвешенного градиента на средневзвешенную теплопроводность:

$$q = (\sum G_i z_i \cdot \sum k_i z_i) / \sum z_i^2,$$

где i - номер слоя, в котором измерен геотермический градиент и средняя теплопроводность.

3. Существует корреляция между значениями геотермического градиента и глубиной, а также между теплопроводностью и глубиной. При этом коэффициенты в уравнениях регрессии взаимно обратны. Тогда тепловой поток будет оставаться в статистическом смысле постоянным по глубине, так как увеличение (уменьшение) геотермического градиента компенсируется обратно пропорциональным уменьшением (увеличением) теплопроводности:

4. Геотермический градиент *монотонно изменяется с глубиной*. Проверка с помощью статистических критериев показывает, что эта корреляция значима. Теплопроводность остается постоянной для всего исследуемого разреза. В этом случае рассчитанный поинтервальный тепловой поток изменяется с глубиной.

Тепловой поток на континентах измеряется в буровых скважинах, которые, во-первых, пригодны для измерений по своему техническому состоянию, а во-вторых, находились "в состоянии покоя" после окончания бурения, по крайней мере, 30 – 50 дней. За это время тепловые возмущения, вызванные процессами бурения и промывки, в основном рассеиваются, и температура бурового раствора становится близкой к температуре окружающих пород. Однако в практике работ приходится измерять температуру в скважинах с выстойкой менее месяца. Это связано с тем, что многие месторождения приурочены к трещиноватым зонам, и вскоре после окончания бурения ствол скважины становится непригодным по своему техническому состоянию для геотермических работ. При этом необходимо введение поправок на влияние бурения.

Теоретические оценки влияния бурения на температуру горных пород разработаны для некоторых идеализированных моделей (Е. Bullard, В.Н. Дахнов, Д.И. Дьяконов, D. Jaeger, И.М. Кутасов, и др).

Сравнение эмпирических и теоретических данных показало (Сальников, 1984), что наилучшее приближение получается при использовании формулы (Кутасов, 1964):

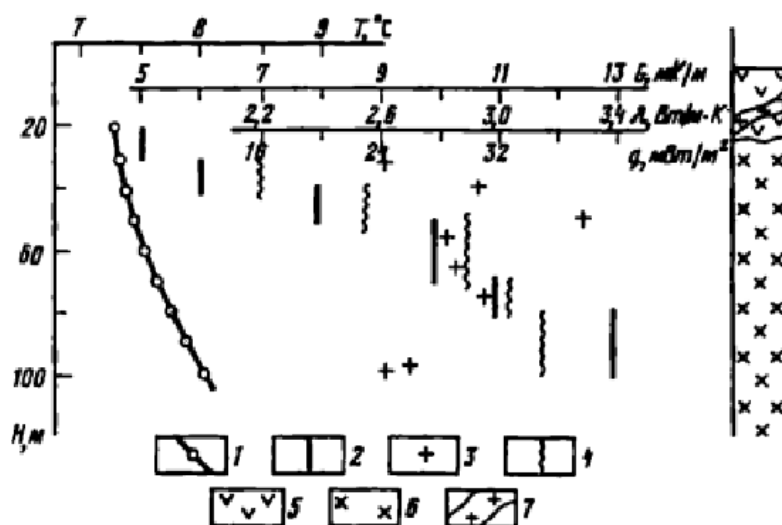


Рис.2. Результаты геотермических измерений в скв.4 участка Их-Шанхай

1-4 - значения по глубине: температуры (1), геотермического градиента (2), теплопроводности (3) и теплового потока (4);
5 - андезиты, 6 - гранодиориты, 7 - жила кварца.

В приповерхностной зоне нарушение однородного фонового теплового потока часто связано с движением подземных вод в верхнем гидродинамическом горизонте. Этот фактор может создавать аномалии геотермического градиента, прослеживающиеся до глубины 200 метров и более. Аппроксимировав движение вод моделью одномерной

фильтрации, можно внести соответствующие поправки и рассчитать фоновый геотермический градиент в нижней части зоны фильтрации.

Рассмотрим еще один пример – термограмм скважин в Смоленск – 1.

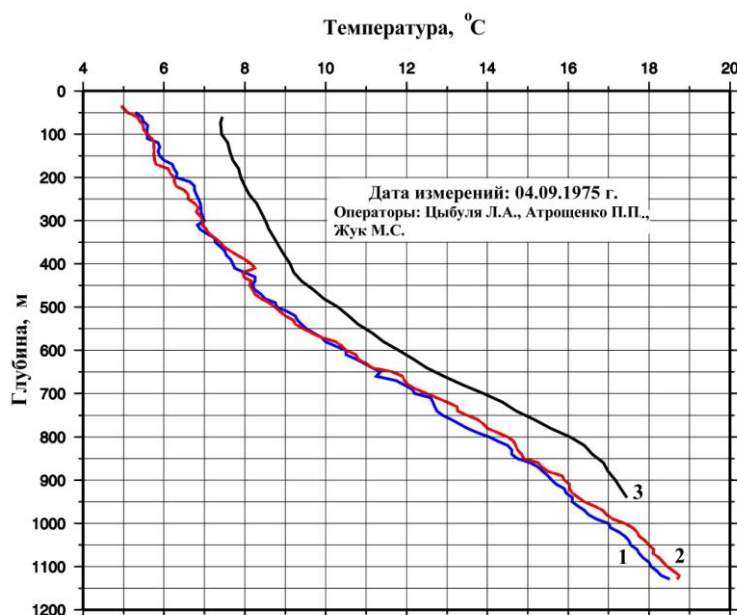


Рисунок 1.3 – Термограммы скважин Смоленск 1 и Смоленск 2 (файл Smolensk-1.jpg).

Обозначения: 1 – производственная термограмма, измерения выполнены 30 января 1961 г. электротермометром ЭТМИ-55. Скважина находилась в покое 14 суток перед измерениями. Скважина вскрыла кристаллический фундамент, забой находился на глубине 1129,05 м. 2 – термограмма структурно-картировочной скважины Смоленск-2, измерения выполнены 1 февраля 1961 г. электротермометром ЭТМИ-55. Скважина находилась в покое 14 суток, забой – 1129,05 м. 3 – термограмма, зарегистрированная в 1975 г., спустя 14 лет после завершения буровых работ.

Рассмотрим погрешности, связанные с малой выстойкой перед началом измерений на примере смоленских скважин. Тепловое равновесие между стволами рассматриваемых скважин и окружающими массивами горных пород после 14 дней нахождения их в покое перед регистрацией термограмм в обоих случаях не было достигнуто. Об этом свидетельствует извилистая форма производственных термограмм. Разница же между двумя термограммами невелика. Однако расхождение между ними и термограммой, зарегистрированной 14 лет спустя после полного достижения теплового равновесия в скважине Смоленск 1, достигает почти повсеместно 1,5 – 2 °С. Стационарная термограмма представляет собой гладкую кривую. По мере увеличения глубины и приближения к забою расхождение постепенно уменьшается. Это объясняется тем, что время циркуляции раствора при бурении скважин у забоев было значительно меньшим по сравнению с верхними интервалами и нарушение стационарного поля температуры в массиве горных пород в нижней части вскрытого бурением разреза было также меньшим.

Рассмотрим детальнее термограмму скважины Смоленск 1 Оршанской впадины, Россия, которая упоминалась выше. Она зарегистрирована терморезисторным электротермометром после длительного (около 14 лет) нахождения скважины в покое. Тепловые свойства образцов керна были изучены нами в лаборатории геотермии Института геохимии и геофизики НАН Беларуси.

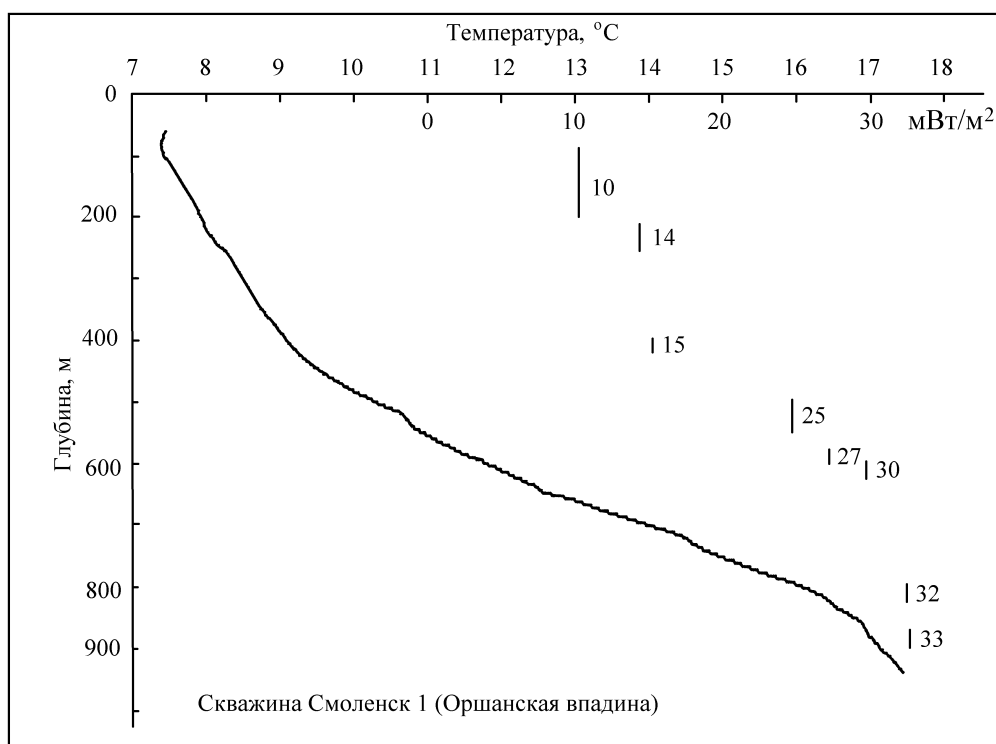


Рисунок 6.5 – Термограмма и интервальные значения плотности теплового потока по скважине Смоленск 1 Российской Федерации [Зуй, Лукашев, 2008; Зуй, 2009a] (файл Smolensk1HFD.tif).

На рисунке 6.5 представлена как стационарная термограмма скважины, так и результаты вычисления значений плотности теплового потока (мВт/м^2) для восьми интервалов глубины (от 100 до 900 м), где были отобраны образцы керна и выполнены измерения коэффициента теплопроводности горных пород. Вертикальная изменчивость интервальных значений плотности теплового потока здесь прослеживается вплоть до глубины порядка 800 м. Вертикальными линиями на диаграмме обозначены изученные интервалы глубины, цифры возле них обозначают интервальные значения плотности теплового потока, мВт/м^2 , для каждого из изученных интервалов (определения автора).

В верхней части разреза до глубины порядка 400 м наблюдается низкий тепловой поток 10 – 14 – 15 мВт/м^2 , что практически соответствует его наблюдаемым значениям в мелких скважинах белорусской части Оршанской впадины, рассмотренных выше (см. таблицу 5.1). Вертикальная же изменчивость интервальных значений потока в целом наблюдается вплоть до глубины порядка 800 м. Лишь начиная с глубины более 600 м полученные интервальные значения стабилизируются (30, 32 и 33 мВт/м^2). Последнее из них включено в каталоги теплового потока как ненарушенное приповерхностными факторами значение потока для скважины Смоленск 1. Аналогичная ситуация была выявлена ранее и в отдельных скважинах Балтийской синеклизы [Зуй и др., 1985; Zui, Urban, 1986].

Подавляющее большинство измерений теплового потока на континентах и в океанах, полученных к настоящему времени (а это более 30 тыс. пунктов), выполнено с помощью "раздельной методики", т.е. измерений геотермического градиента и коэффициента теплопроводности. Этот метод, несмотря на два источника погрешностей, является наиболее методически разработанным, а потому и наиболее точным. В районах с высокими тепловыми потоками, например в вулканических областях, **делались попытки прямых измерений теплового потока** с помощью *тепломеров*. К сожалению, их низкая чувствительность не позволяет использовать тепломеры в областях со средними и низкими тепловыми потоками.

Принцип действия тепломера основан на измерении стационарного геотермического градиента в среде с известной геометрией и теплопроводностью. При этом в качестве измерителей градиента используется батарея последовательно подключенных дифференциальных термопар, выполненных гальваническим способом. Тепломер устанавливается на забой скважины и выдерживается 2 – 3 часа до установления равновесной температуры. Сравнение тепломерных и термометрических измерений теплового потока в одной и той же скважине показало удовлетворительную сходимость результатов в пределах погрешности измерений.

В Геологическом Институте РАН, Москва имели возможность сравнить результаты прямых измерений теплового потока на континентах с его косвенными оценками по изотопному отношению гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}$), а на акваториях – по положению подошвы слоя газогидратов в осадочном чехле.

Изотопно-геохимический способ оценки теплового потока основан на установленной (Б.Г.Поляк, И.Н.Толстухин) корреляционной зависимости между глубинным тепловым потоком и изотопным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, определенным в пробах спонтанно выделяющегося газа из минеральных и термальных источников. Генетическая сущность корреляции в том, что и у потока гелия, и у теплового потока, поступающего в литосферу, один и тот же носитель - силикатное вещество. Оценки теплового потока этим способом были сопоставлены с прямыми измерениями в Чехии, Исландии, Италии, Монголии, Мексике и показали удовлетворительную сходимость результатов.

"Газогидратный способ" оценки теплового потока основан на том, что термодинамические условия сохранения газогидратов строго установлены для различных типов газов. Если удастся по данным сейсмического профилирования проследить положение подошвы слоя газогидратов (границы *BSR* - *bottom simulating reflector*), то из диаграммы состояния можно определить температуру на этой границе. Измерив теплопроводность осадочных пород, в которых сохраняются газогидраты, мы рассчитываем тепловой поток. Тепловой поток, определенный этим способом, сравнивался с прямыми измерениями на внутреннем склоне Центрально-Американского желоба. Он настолько хорошо согласуется с измерениями, что геотермическая карта этого региона была пополнена косвенными оценками теплового потока.

Изучая общие закономерности распределения теплового потока, мы видим, что он зависит от большого числа разнообразных факторов, многие из которых даже невозможно учесть из-за отсутствия необходимой для этого независимой информации. Поэтому, со статистической точки зрения, каждое измерение является случайной величиной. В таких случаях для описания процессов и объективного прогноза используются методы теории вероятностей и математической статистики, правильное применение которых основано на соблюдении требований однородности, независимости и равномерности.

Основной особенностью распределения теплового потока на континентах является сравнительно однородная структура теплового поля в областях с докайнозойским возрастом коры и резкая дифференциация его в зонах альпийской складчатости, кайнозойского эпиплатформенного орогенеза, рифтогенеза и в зонах перехода от континентов к океанам. На океанах однородное распределение теплового потока наблюдается внутри океанических плит без проявлений подводного вулканизма, в невулканических трогах и сводах, а резкая дифференциация приурочена к океаническим рифтам, трансформным разломам, внутриплитным вулканическим поднятиям, задуговым бассейнам и другим подобным структурам.

Тренд зависимости теплового потока от возраста последнего цикла тектономагматической активизации (или от возраста континентальной коры) представляет собой монотонно снижающуюся линию на временном интервале 800 – 20 млн лет, т.е. для тектонических структур, сформировавшихся от рифея до плиоцена (рис.3).

Для протерозойских и архейских блоков тепловой поток статистически неразличим, а для позднечетвертичных и четвертичных структур наблюдаются отклонения от

логарифмического тренда. График как бы раздваивается на ветви с положительной и отрицательной корреляционной связью между тепловым потоком и тектоническим возрастом. Причины такой необычной связи мы будем обсуждать ниже, когда речь пойдет о теории поправок и о региональной геотермии.

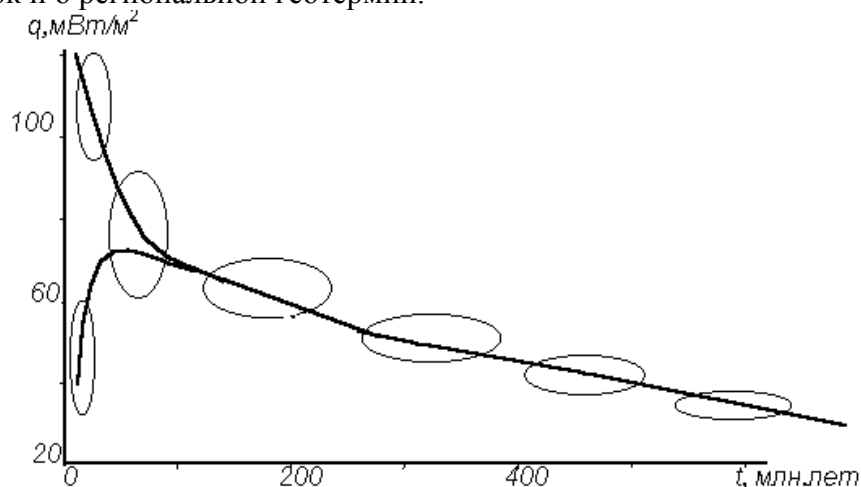


Рис.3. Зависимость теплового потока (q) от возраста тектонических структур (t); эллипсы отражают длительность тектонических процессов (горизонтальная ось) и дисперсию теплового потока для соответствующего временного интервала (вертикальная ось)

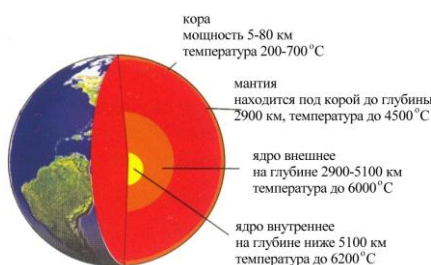
Для океанической литосферы существует специфика зависимости теплового потока от возраста, связанная с тем, что океаническая литосфера имеет меньшую мощность, чем континентальная. Это обуславливает меньшую тепловую релаксацию, определяющую характерное время распространения тепловой волны в полупространстве с заданной температуропроводностью. Поэтому временной интервал, где наблюдается монотонное убывание теплового потока по мере "удревнения" второго слоя океанической коры, можно проследить для возраста от 2 до 40 млн лет, т.е. для интервала от 5-й до 18-й идентифицированной линейной магнитной аномалии. Вблизи оси рифта наблюдается сингулярность теплового потока, обусловленная мощными конвективными процессами в зоне современной вулканической и гидротермальной деятельности.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Каковы способы передачи тепловой энергии в Земле. Какие виды теплопередачи преобладают в земной коре, в мантии, в ядре ?
2. Что такое геотермический градиент, как он рассчитывается, как этот параметр можно использовать для расчленения геологических разрезов ?
3. Каков физический смысл коэффициента теплопроводности? Способы его измерения (контактные и бесконтактные методы). Статистическая обработка результатов измерений теплопроводности. Что такое эффективная теплопроводность ?
4. Что отражает величина теплового потока? Как измеряется плотность теплового потока? Какие факторы влияют на измеряемую величину теплового потока? Как рассчитывается время выстойки скважины? Как рассчитывается погрешность определения теплового потока?
5. Косвенные методы оценки теплового потока на континентах и на акваториях.
6. Какие требования предъявляются к выборкам теплового потока при региональном анализе и сопоставлении?

7. Каковы общие закономерности распределения теплового потока на континентах в разновозрастных тектонических структурах и на океанах в участках разновозрастной океанической коры?

ЛЕКЦИЯ 3 Связь геотермических и других геофизических параметров, аппаратура и методика проведения геотермических исследований.



В этой лекции рассматриваются: связь геотермических и других геофизических параметров, аппаратура для геотермических исследований, методика геотермических исследований на континентах и на акваториях, методы расчета глубинных температур.

Поведение физических полей Земли (гравитационного, магнитного, теплового и др.)

определяется физическими свойствами горных пород (плотностью, намагниченностью, теплопроводностью, упругостью и пр.), которые зависят от их минералогического состава, от давления и температуры.

Роль двух последних факторов неодинакова. Давление на одних и тех же глубинах практически остается постоянным, а температура значительно изменяется в зависимости от величины теплогенерации и теплового потока. В некоторых районах колебания температур могут оказывать определяющее влияние на поведение физических параметров и, следовательно, на характер физических полей. Особенно чувствительны к изменению температур электропроводность и намагниченность.

Таким образом, между распределением тепловых потоков и другими геофизическими полями должны существовать достаточно тесные связи. Они основываются, с одной стороны, на чувствительности этих полей к колебаниям физических параметров горных пород, которые определяются их литолого-петрографическими особенностями, минералогическим составом и характером залегания, а с другой - на зависимости этих параметров от температуры, изменяющейся в соответствии с величиной теплового потока. В конкретных условиях роль геолого-структурного и температурного факторов может существенно изменяться, что создает сложный характер взаимоотношений между полем тепловых потоков и другими физическими полями Земли.

Анализ геотермических и сейсмических данных. При геологической интерпретации данных ГСЗ колебания скоростей сейсмических волн увязываются исключительно с изменением петрографического состава отдельных слоев земной коры: ультраосновные породы характеризуются более высокими упругими параметрами, чем основные, последние — большими, чем кислые. При этом совсем не учитывается температурный фактор, влияние которого в области высокого теплового потока может быть существенным.

Необходимость учета изменения температуры в земной коре стала особенно актуальной в последнее время в связи с обнаружением в литосфере слоев с пониженными скоростями сейсмических волн, геологическая природа которых в последнее время связывается с присутствием флюидов или зон фракционного плавления.

Изменение продольных скоростей с глубиной для однородной породы определяется уравнением:

$$dv_p/dz = (dv_p/dp)_T \cdot dp/dz + (dv_p/dT)_p \cdot dT/dz,$$

где v_p - скорость продольных сейсмических волн; z - глубина; p - давление; T - температура.

Градиент давления (dp/dz) можно считать известным, так как он мало меняется в коре различного типа, градиент температуры (dT/dz) имеет региональную изменчивость и может быть вычислен при известных тепловом потоке, теплопроводности и распределении источников тепла в земной коре. Градиент скорости при переменном давлении и постоянной температуре $(dv_p/dp)_T = \alpha$ и градиент скорости при переменной температуре и постоянном давлении $(dv_p/dT)_p = \beta$ находятся по экспериментальным данным. При увеличении только давления скорости вначале (до давления около 1 кбар) возрастают очень быстро, а затем происходит достаточно плавное увеличение скорости с градиентом 10^{-5} - 10^{-4} км/с·бар. При увеличении температуры скорости уменьшаются, причем эффект температуры преобладает над воздействием давления: β для гранитов изменяется от $-0,1 \cdot 10^{-3}$ до $-2,0 \cdot 10^{-3}$, для основных пород - от $-0,1 \cdot 10^{-3}$ до $-1,0 \cdot 10^{-3}$ км/с·град. Но при наличии даже относительно небольших компенсирующих давлений температурный градиент уменьшения скорости существенно снижается. Заметим, что применение зависимости градиента скорости от температуры и давления для построения сейсмических моделей с учетом реальных геотермических градиентов иногда не дает физически обоснованных результатов, так как по сейсмическим моделям (dv_p/dz) лежит в пределах от 0,007 до 0,02 с⁻¹, что отвечает отрицательным геотермическим градиентам. Как известно, в мантии геотермический градиент не может быть ниже адиабатического $\gamma = 0,6$ мК/м. В коре dT/dz явно выше адиабатического. Следовательно, получим условие для градиента скорости:

$$\beta^{-1}(dv_p/dz) - \alpha/\beta (dp/dz) > \gamma > 0.$$

Сейсмические разрезы во многих регионах качественно хорошо согласуются с геотермическими данными. В районах с высоким тепловым потоком появление в земной коре слоев с пониженными скоростями в той или иной степени объясняется влиянием высоких температур на упругие параметры среды. Однако абсолютную величину уменьшения скорости нельзя определить с достаточной степенью точности, так как все выполненные расчеты основываются на приближенных и усредненных значениях параметров α и β , которые непостоянны в разных интервалах температур и давлений, а также зависят от условий эксперимента и состава пород. Повышение давлений и температур оказывает противоположное воздействие на градиент скорости, что обуславливает весьма сложную зависимость скорости от этих параметров. Наиболее точные представления о поведении скоростей сейсмических волн, очевидно, могут дать измерения на конкретных образцах при изменении p - T -условий.

Температурный фактор влияет на распределение скоростей на границе Мохоровичича. Например, в зонах высокого теплового потока T_M уменьшается от 8,1 – 8,2 до 7,6 – 7,9 км/с. Уменьшение скоростей наблюдается, в частности, в зоне Байкальского рифта, Рейнского грабена, Провинции Бассейнов и Хребтов, в котловине Хонсю Японского моря и в других регионах повышенного теплового потока.

Сопоставление мощности земной коры и теплового потока показывает противоречивые результаты. Для некоторых регионов характерна прямая корреляция мощности коры и величины теплового потока, а для некоторых – обратная. Так, глубоководной впадине Черного моря с утоненной земной корой соответствуют низкие тепловые потоки, а мегантиклинорию Большого Кавказа и некоторых других складчатых областей с мощной земной корой – высокие.

Рассмотрим соотношение теплового потока и мощности земной коры для Центрального Казахстана, определенных, естественно, независимыми методами. Ответ на этот вопрос проливает свет на решение проблемы структуры теплового потока, т.е. на соотношение его коровой и мантийной компонент. В выборку были включены 27

участков, где нами измерялся тепловой поток. Данные о мощности коры были получены на основании ГСЗ и гравиметрии (Андреев и др., 1984). Коэффициент корреляции между соответствующими значениями теплового потока (q) и мощности коры (M) $r_{q,M} = 0,70$ при $r_{0,05} = 0,36$. Регрессионный анализ позволил вывести соотношение между q (мВт/м^2) и M (км):

$$q = 2,02 \cdot M - 43,76 \text{ или } M = 0,49 \cdot q + 21,66.$$

Прямая пропорциональность этих двух величин показывает, что происхождение наблюдаемого теплового потока связано с генерацией тепла в земной коре в не меньшей степени, чем с выделением тепла из мантии. С другой стороны, если сравнивать тепловой поток с мощностью земной коры на обширной территории Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления, то довольно четко видна следующая закономерность: платформе и прилегающим к ней предгорным прогибам присущи увеличенная мощность земной коры и низкие тепловые потоки; в геосинклинальном поясе и молодых платформах по обрамлению кратона выделяется большое количество структур с утоненной земной корой, которым почти повсеместно сопутствуют высокие тепловые потоки. Подобные закономерности наблюдаются и в отдельных структурно-формационных зонах, например, в Чешском массиве, в Паннонской впадине при переходе к Внешним Карпатам и Предкарпатскому прогибу, а также в зонах перехода, например, в районе Курило-Камчатского желоба. На основании анализа полученных данных о тепловом потоке на акватории восточнее Камчатки был сделан вывод об изотермичности поверхности Мохо, т.е. фактически о прямой корреляции теплового потока и мощности коры (Я.Б.Смирнов, В.М.Сугробов). Однако, такого рода соотношения в переходных зонах отмечаются не повсеместно.

Отсутствие однозначной корреляции теплового потока и строения коры говорит о том, что на характер теплового поля мощность коры не оказывает определяющего влияния. В большинстве случаев наблюдаемая корреляция обуславливается неоднородностями внутри коры, создающими неравномерное распределение радиоактивных элементов и/или теплопроводности. Увеличение тепловых потоков в активных тектонических зонах вызывается дополнительным притоком тепла из недр совместно с продуктами их дифференциации, т.е. тепломассопереносом. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в зонах растяжения и дробления земной коры, которые отличаются высокими тепловыми потоками независимо от структуры и мощности земной коры.

Анализ геотермических и гравимагнитных данных. Связь между аномалиями гравитационного и теплового полей должна основываться на зависимости теплофизических констант от плотности и плотности от температуры. Однако, как показывает сопоставление аномалий гравитационного поля в редукции Буге с полем тепловых потоков, эта связь неоднозначна. Положительными аномалиями гравитационного поля отличаются блоки земной коры с высокой плотностью слагающих их пород. Например, основные или высокометаморфизованные породы с низким содержанием радиоактивных элементов и, следовательно, с потенциально низким тепловым потоком. Напротив, отрицательные гравитационные аномалии создаются гранитоидами с повышенной радиоактивностью, которая может обуславливать повышенный тепловой поток.

С другой стороны, положительные аномалии гравитационного поля часто связаны с массивами изверженных пород (щелочные массивы), которые характеризуются повышенной плотностью и радиоактивностью, а отрицательные аномалии наблюдаются в зонах развития вулканогенно-осадочных формаций с низкой плотностью и радиоактивностью. Неоднозначность данной корреляции подтверждается и в океанических областях.

Рассмотрим детально связь теплового и гравитационного полей на примере хорошо геофизически изученного Япономорского региона. Рассматриваемый регион находится в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану и охватывает различные геолого-тектонические структуры – Японское море со структурным поднятием Ямато, Японскую островную дугу и одноименный желоб. Все эти структуры выделяются в тепловом и гравитационном полях. Возвышенность Ямато представляет собой поднятие, расположенное в центральной части акватории, разделяющееся на два хребта северо-восточного простирания длиной 120 – 150 км. Между этими хребтами находится депрессия с относительной глубиной 120 м.

Аномалии в свободном воздухе изменяются от периферии к вершинам возвышенности от +20 до +80 мГл, а аномалии Буге имеют минимум над гребнями и изменяются в том же направлении от +200 до +80 мГл. В депрессии отмечаются отрицательные аномалии Фая (до –36 мГл) и максимум аномалий Буге (+155 мГл), ориентированные также в северо-восточном направлении.

На Ямато произведено большое количество измерений теплового потока. Его значения изменяются от 60 до 105 мВт/м². Над депрессией тепловой поток достигает 104 мВт/м², а над возвышенностями – северной и южной – 64 – 82 и 62 – 70 мВт/м², соответственно.

Таким образом, в районе структуры Ямато заметна положительная корреляция между аномалиями Буге и тепловым потоком (рис.4).

В котловине Хонсю отмечаются нулевые или слабо отрицательные аномалии Фая (до –40 мГл в районе п-ва Ното) и заметные положительные аномалии Буге (до +180 – +200 мГл), которые снижаются в сторону континентального склона о-ва Хонсю. Тепловой поток в котловине Хонсю выше, чем на Ямато (89 – 98 мВт/м²), а при переходе к шельфу о-ва Хонсю он понижается. Следовательно, на акватории котловины Хонсю аномалии Буге также имеют положительную корреляцию с тепловым потоком.

На острове Хонсю аномалии Фая – положительные и достигают +140 мГл в восточной, наиболее гористой части острова. Аномалии Буге также положительные. Региональный фон аномалии Буге повышается к восточному побережью о-ва Хонсю до +120 мГл, но на этом фоне выделяются локальные минимумы небольшой интенсивности. С запада на восток острова тепловой поток понижается от 83 до 23 мВт/м². Низкие значения приурочены к восточному, тихоокеанскому побережью, прилегающему к глубоководному желобу.

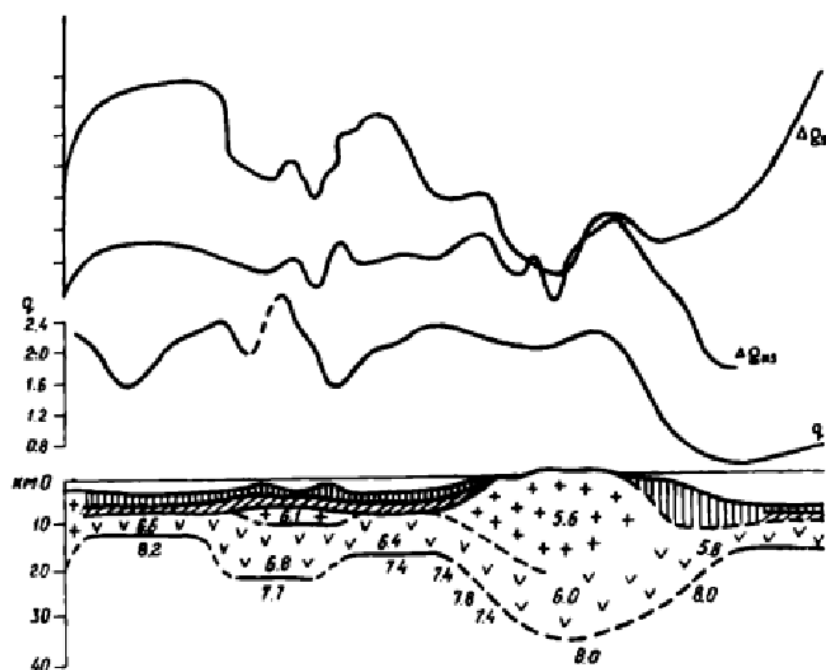


Рис.4. Связь теплового потока (q) и гравитационных аномалий в редукциях Фая ($\Delta g_{из}$) и Буге (Δg_B) в Япономорском регионе.

крапом отмечены слои земной коры; цифрами показаны сейсмические граничные скорости

Сравнивая геотермические и гравиметрические данные (аномалия Буге) замечаем, что корреляция примерно в середине островной дуги меняет знак. Здесь уже намечается отрицательная корреляция между аномалией Буге и тепловым потоком. В глубоководном желобе максимум аномалии Буге отвечает тектонически (а не морфологически) выраженному желобу, т.е. части структуры с максимальной мощностью рыхлых осадков. Эта структура характеризуется большими горизонтальными градиентами гравитационных аномалий, т.е. поле силы тяжести резко изменяется на относительно небольших расстояниях. Так, с запада на восток аномалия Буге увеличивается от +120 до +400 мГл, а аномалия Фая уменьшается от +140 до – 160 мГл. В тектонически выраженном желобе отмечены аномально низкие значения теплового потока (28 – 35 мВт/м²), т.е. налицо отрицательная корреляция полей (см.рис.4).

Рассмотренный фактический материал позволяет выделить два основных типа корреляционных связей. В системе островная дуга-океанское море коэффициент корреляции положительный и равен 0,7 при $r_{0.05} = 0,56$ (выборки по банке Ямато и котловине Хонсю), а в системе островная дуга-желоб коэффициент корреляции отрицательный и равен –0,67 при том же его критическом значении. Логично предположить, что выявленные типы корреляционных связей обусловлены разными причинами, поэтому не удивительно, что для площади всего рассматриваемого региона коэффициент корреляции оказался +0,32 – ниже критического значения, поскольку при его расчете брались неоднородные выборки.

Этот пример еще раз показывает, что связь гравитационного и теплового полей неоднозначна, и каждый раз следует учитывать структурно-геологические и геодинамические факторы. Если причиной аномалий данных полей являются неоднородности земной коры с неравномерным распределением источников тепла и плотности, то они могут быть сопоставлены на основе соотношения:

$$q=(g \cdot A)/(4\pi G\rho),$$

где q - тепловой поток, A - теплогенерация, G - гравитационная постоянная, ρ - плотность, g - гравитационное поле. Это соотношение вытекает из аналогии между потенциальными полями. Гравитационный потенциал массы M в точке, удаленной на расстояние r , равен $W=G \cdot M/r$. Тепловой потенциал (температура) в среде с теплопроводностью k при суммарной интенсивности тепловыделения A' :

$$T=A'/4\pi kr.$$

Для гравитационного и теплового полей справедливы соотношения:

$$g=-dW/dr = -GM d/dr r^{-1},$$

$$q=-k dT/dr = -(A'/4\pi) d/dr r^{-1}.$$

Принимая во внимание, что в ограниченном объеме V

$$A'=\int_V A dV; M=\int_V \rho dV,$$

получим приведенное выше соотношение.

Несмотря на сложный и неоднозначный характер связей между тепловым и гравитационным полями, их совместный анализ может быть полезен при истолковании

геологической природы неоднородностей этих полей, а также при изучении тектоники и истории развития отдельных участков земной коры.

Аномальное магнитное поле представляет собой сочетание положительных и отрицательных аномалий разного размера и интенсивности, связанных с неоднородной намагниченностью горных пород в слое переменной мощности между земной поверхностью и изотермой Кюри. $T_{\text{Кюри}}$ для наиболее распространенных магнитных минералов не превышает $570^{\circ}\text{--}600^{\circ}\text{C}$. Но наибольшая дифференциация аномального магнитного поля создается из-за неравномерной намагниченности приповерхностных пород и не связана с распределением температур в земной коре, хотя часто наблюдается соответствие между локальными аномалиями геомагнитного поля и изменениями величины теплового потока. Однако это соответствие магнитного и теплового полей не имеет генетической основы, а вытекает из особенностей распределения магнитных минералов и радиоактивных элементов в породах, слагающих верхние горизонты земной коры. Основные и ультраосновные породы обладают повышенной намагниченностью и низкими концентрациями радиоактивных элементов, кислые и средние породы имеют низкую намагниченность и повышенные содержания радиоактивных элементов. Следовательно, создается соответствие отрицательных аномалий магнитного поля повышенным значениям теплового потока и наоборот.

Глубоко залегающие магнитные массы вызывают региональные аномалии, охватывающие обширные территории. Глубина залегания нижних кромок этих масс, как правило, совпадает с положением изотермы Кюри, которое легче определить геотермическими методами, так как магнитометрические методы определения глубины нижних кромок плохо разработаны и некорректны.

Анализ геотермических и электромагнитных данных. Методами глубинных магнитотеллурических зондирований установлена значительная неоднородность земной коры и верхней мантии по электропроводности. Слой повышенной электропроводности обнаружен в Южно-Каспийской впадине на глубинах 40 – 60 км, в Байкальской рифтовой зоне – на глубинах 12 – 25 и 60 – 100 км, в Северном Прибалхашье – на глубинах 100 – 130 км, в Паннонской впадине – на глубинах 40 – 60 км, в Закарпатье и в Карпатах – на глубинах 50 – 80 км. Зоны повышенной электропроводности традиционно связывают с наличием флюидов, с повышением температур и уменьшением вязкости и даже с плавлением вещества мантии. В литературе появилось даже понятие “магнитотеллурическая астеносфера”. Под этим термином понимают положение кровли слоя повышенной электропроводности, если его ассоциировать с частичным плавлением мантийного вещества.

Зоны с приподнятым положением электропроводного слоя обычно отличаются высоким тепловым потоком, интенсивным развитием неоген-четвертичного вулканизма, утоненной и раздробленной земной корой. Как показывают экспериментальные данные, электропроводность сильно зависит от температуры. При повышении температуры до 1200°C электропроводность увеличивается на 3 – 4 порядка. Резкий скачок электропроводности наблюдается при частичном плавлении пород. Районы, в которых выявлены слои повышенной электропроводности, как правило, характеризуются высокими тепловыми потоками и температурами. По геотермическим расчетам температуры на глубинах залегания высокоэлектропроводного слоя достигают $1000\text{--}1200^{\circ}\text{C}$, т.е. положение слоя “магнитотеллурической” и “термической” астеносферы совпадает. Возможно также повышение электропроводности земной коры и верхней мантии в зонах глубинных разломов. Это связано с миграцией глубинных флюидов в ослабленных и нарушенных зонах, что тоже сопровождается повышением тепловых потоков.

Качество получаемого геотермического фактического материала зависит от точности применяемой аппаратуры, ее эксплуатационных характеристик, а также от правильной методики ее применения в различных природных обстановках. Поэтому

вопросы, связанные с геотермическим приборостроением, всегда были в центре внимания геотермических исследовательских коллективов в разных странах мира.

Прикладные геотермические исследования в скважинах обычно проводятся в комплексе производственного каротажа. При этом измерения температуры проходят или в процессе бурения, или сразу же после окончания бурения. Эти данные подвержены влиянию техногенных факторов, связанных с нарушением естественного теплового поля собственно бурением и промывкой скважин, поэтому их необходимо тщательно анализировать и вводить соответствующие поправки. Как правило, цель таких измерений - получение промысловых характеристик скважины: отбивка границ цементного кольца, зон излива подземных вод и др. Погрешность электронных термометров, применяемых для производственного термокаротажа, составляет $\pm 0,2^\circ - 0,3^\circ\text{C}$ (например, серийно выпускаемый электротермометр ЭТМИ). Такая погрешность слишком велика для решения научных задач, так как не позволяет выявлять температурные аномалии незначительной амплитуды и создает большие погрешности при расчете теплового потока. Промысловые работы выполняются при непрерывном спуске термометра в скважине. Это также снижает точность измерений, потому что измеренные температуры из-за инерции термометра отличаются от реально существующих в стволе скважины.

Геотермики, решающие фундаментальные проблемы, обязаны располагать аппаратурой, характеризующейся погрешностью на порядок меньшей, т.е. $\pm 0,02^\circ - 0,03^\circ\text{C}$. Такая точность достигается с помощью использования чувствительных датчиков и тщательной их градуировки. Существуют две принципиально различные измерительные схемы - "потенциометрическая" и "мостовая". Все дальнейшие преобразования сигнала в линии идут после его фиксирования датчиком и первичной трансформации в измерительном преобразователе. В России первые высокоточные образцы геотермической аппаратуры были сконструированы в 60-е годы в Институте физики Земли АН СССР под руководством И.Д.Дергунова. Эти образцы, по сравнению с современными возможностями цифровой техники, кажутся примитивными, но надо отдать им должное - с их помощью начались фундаментальные региональные геотермические исследования. Четырехпроводная потенциометрическая схема имеет то преимущество перед трехпроводными потенциометрической и мостовой, что она более устойчива по отношению к "паразитным ЭДС" в измерительной цепи. В этой схеме предусматривается переключение направления тока, что позволяет и отметить, и исключить влияние "паразитных ЭДС". Это обстоятельство значительно облегчает контроль за сопротивлением изоляции кабеля, так как при проникновении воды в кабель или термометр возникают электрические потенциалы порядка нескольких десятков милливольт. Для регистрации потенциалов в этой схеме требуются высокоточные потенциометры с переключателем направления тока (например, серийный потенциометр Р-345 с переключателем направления тока П-309 и усилителем Ф-305.2). При токе питания 1мА и сопротивлении датчика 200 Ом погрешность установки составит примерно 2 мкВ, что позволяет получить величину сопротивления термодатчика с абсолютной погрешностью $4 \cdot 10^{-3}$ Ом. Принимая во внимание погрешность градуировки, абсолютная ошибка вычисления температуры будет менее $\pm 0,01^\circ\text{C}$.

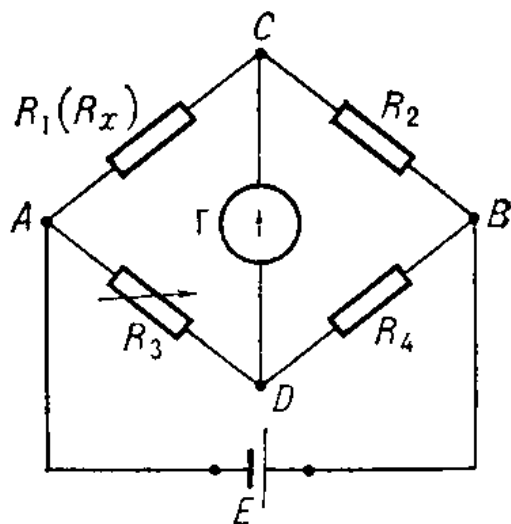
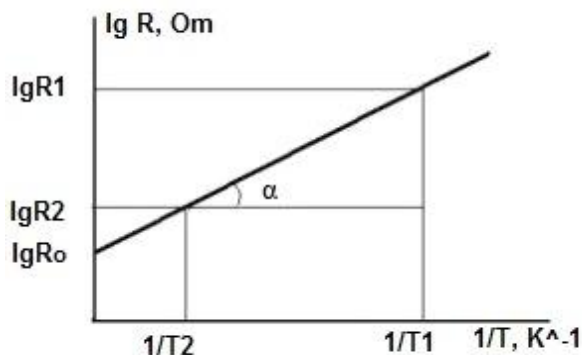


Рисунок - Электрическая схема одинарного моста постоянного тока: E — источник тока; Г — гальванометр (нуль-индикатор); AC, CB, BD, DA — плечи моста; R_x — измеряемое сопротивление; R_2, R_3, R_4 — калиброванные установочные сопротивления.

$$R_x = \frac{R_2 \cdot R_3}{R_4}.$$

Точность измерения температуры $\pm 0,02^\circ\text{C}$ можно реализовать с помощью мостовой схемы, где в качестве датчика применяется термистор типа ММТ-1 с большим номинальным сопротивлением. Чаще всего используются термисторы, имеющие при комнатной температуре сопротивление 10 – 20 кОм. Это обеспечивает большую цену деления датчиков, которая в диапазоне $3^\circ - 8^\circ\text{C}$ составляет 2,2 – 2,0 кОм/ $^\circ\text{C}$, а при комнатной температуре – 1,1 кОм/ $^\circ\text{C}$. В установке измеряется омическое сопротивление термисторов в цепи постоянного тока. В качестве измерителя используется реохордный мост (типа МО-62) с внешним гальванометром М-95. Чувствительность моста позволяет измерять сопротивление термисторов данного номинала с точностью 10 Ом. Этого достаточно для обеспечения измерений с заданной погрешностью. Термисторы обладают рядом эксплуатационных недостатков (неустойчивостью градуировок во времени, гистерезисностью и др.), поэтому их применение повышает требования к точности и частоте градуировок. Температурная градуировка термисторов осуществляется в



ультратермостате с контролем температуры ртутным термометром, имеющим цену деления $0,01^\circ\text{C}$. По результатам градуировки строятся графики или составляются таблицы, с помощью которых измеренные значения сопротивлений пересчитываются в значения соответствующих температур.

Рисунок — изменение электрического сопротивления

терморезистора от температуры.

Для градуировки терморезистора (получения таблиц зависимости электрического сопротивления от температуры) часто используют формулу в виде:

$$\ln R = \ln R_0 + B(1/T)$$

Это выражение является уравнением прямой в координатах $1/T$ и $\ln R$.

Температурная зависимость сопротивления термистора в рабочем интервале температур описывается и более сложным соотношением:

$$R = A \cdot \exp(B/T + C/T^2).$$

Коэффициенты А, В, С остаются постоянными в интервале температур $0^\circ - 150^\circ\text{C}$ и для их определения необходимо иметь как минимум три градуировочных точки T_1, T_2 и T_3 , в которых известны сопротивления термистора R_1, R_2 и R_3 . Коэффициенты определяются по формулам:

$$\ln A = [(T_2 - T_3)T_1^2 \ln R_1 + (T_3 - T_1)T_2^2 \ln R_2 + (T_1 - T_2)T_3^2 \ln R_3] / [(T_2 - T_3)T_1^2 + (T_3 - T_1)T_2^2 + (T_1 - T_2)T_3^2];$$

$$B = [(T_3^2 - T_2^2)T_1^2 \ln R_1 + (T_1^2 - T_3^2)T_2^2 \ln R_2 + (T_2^2 - T_1^2)T_3^2 \ln R_3] / [(T_2 - T_3)T_1^2 + (T_3 - T_1)T_2^2 + (T_1 - T_2)T_3^2];$$

$$C = [(T_2 - T_3)T_2 T_3 T_1^2 \ln R_1 + (T_3 - T_1)T_1 T_3 T_2^2 \ln R_2 + (T_1 - T_2)T_1 T_2 T_3^2 \ln R_3] / [(T_2 - T_3)T_1^2 + (T_3 - T_1)T_2^2 + (T_1 - T_2)T_3^2].$$

После обработки тарировочных кривых на компьютере рассчитываются таблицы зависимости сопротивления термисторов от температуры в рабочем диапазоне температур. Такой способ градуировки термисторов существует наряду с прямыми измерениями их сопротивления во всем рабочем температурном диапазоне.

Экспериментальные методы делятся на две основные группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий: **стационарные методы и нестационарные методы.**

В основе стационарных методов лежит использование системы **"нагреватель-образец – холодильник"**. Измерения проводятся при установившемся (стационарном) тепловом режиме, когда количество тепла, сообщаемое образцу нагревателем, точно соответствует количеству тепла, передаваемого образцу, равно отводимому из образца в холодильник, рис.

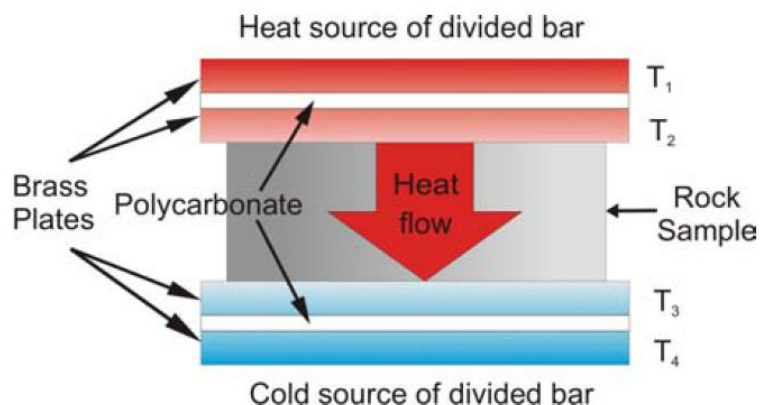


Рисунок – Принцип действия прибора для определения теплопроводности образца горной породы по методу разделенного стержня

Одним из наиболее популярных стационарных методов является **"метод разделенного стержня"** (divided bar method), разработанный А. Бенфилдом. Зная это количество Q , размеры образца и температуры T_2 и T_3 на поверхностях, прилегающих соответственно к нагревателю и холодильнику, после наступления стационарного режима можно определить значение λ плоского образца из соотношения:

$$\lambda = \frac{Q \cdot x}{S(T_2 - T_3)},$$

где S – площадь пластины, x – расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями. Точность определения теплопроводности зависит от идеальности контакта между образцом и нагревателем или холодильником. По этому принципу действует измеритель теплопроводности ИТ-3, разработанный в киевском Институте технической теплофизики, выпускавшийся малыми сериями, рис.



Рис. – Измеритель теплопроводности ИТ-3

Прибор предназначен для измерения коэффициента теплопроводности неметаллических твердых материалов и образцов в стационарном тепловом режиме от 0,03 до 5,0 Вт/(м·К), а также – для определения плотности теплового потока, пронизывающего образец. Недостатком является то, что время измерения коэффициента теплопроводности одного образца по паспортным данным составляет от 20 до 90 мин. Значение коэффициента теплопроводности определяется из соотношения:

$$\lambda = q \cdot h / \Delta t,$$

Где h – толщина образца; $q = e / K_d$ – плотность теплового потока; e – сигнал датчика теплового потока, мВ; K_d – коэффициент преобразования теплового потока в термоэдс датчика; $\Delta t = \Delta e / K_T$ – разность температуры между торцевыми поверхностями образца; Δe – сигнал дифференциальной термопары, мВ; K_T – чувствительность термопары. Тогда можно записать что:

$$\lambda = \frac{h K_T}{K_d} \cdot \frac{e}{\Delta e}$$

Компаратор теплопроводности» (КТ) разработан А.Н. Калининым в СибНИИ метрологии и приспособлен к измерению теплопроводности горных пород [Калинин и др., 1983; Тепловое поле..., 1987] обеспечивает измерение теплопроводности в диапазоне 0.05—15.00 Вт/(м·К) с точностью $\pm(5-6) \%$. Одно измерение выполняется в течение 5 мин.

Функциональная схема прибора показана на рис.

Рис. ?? - Прибор для измерения теплопроводности Lambda-Meter EP500e

В нестационарных методах используют процесс монотонного либо импульсного подведения тепла к испытуемому образцу горной породы с одновременным слежением за изменением его теплового режима, разновидностью которого является метод регулярного режима с использованием нагревания или охлаждения образца в среде постоянной либо монотонно меняющейся температуры на временном интервале, исключая начальную стадию изменения температуры. Другими модификациями нестационарных методов является сообщение кратковременного (часто несколько секунд) импульса тепла образцу с одновременной регистрацией его изменяющегося теплового состояния. Это так называемые импульсные, или зондовые методы.

Для изучения изменения коэффициента теплопроводности в диапазоне монотонного увеличения температуры от комнатной до 400 °С был разработан прибор ИТ-λ-400, рис. В странах, ранее входивших в бывший Советский Союз им оснащались ряд теплофизических лабораторий.



Рис. - Внешний вид измерителя теплопроводности ИТ-λ-400 методом монотонного разогрева [Денисова, Шак, 2005]

Он позволяет производить измерение теплопроводности образцов в виде цилиндров диаметром 15 мм с погрешностью 5-10%. Измеритель выпускался малыми сериями в течение ряда лет. Отдельные лаборатории были оснащены единичными образцами других отечественных, либо импортных приборов.

В связи с тем, что приборами ИТ-λ-400 оснащены многие теплофизические лаборатории и он позволяет изучать изменение коэффициента теплопроводности во всем диапазоне температуры, встречающейся в земной коре, рассмотрим его несколько подробнее, рис.

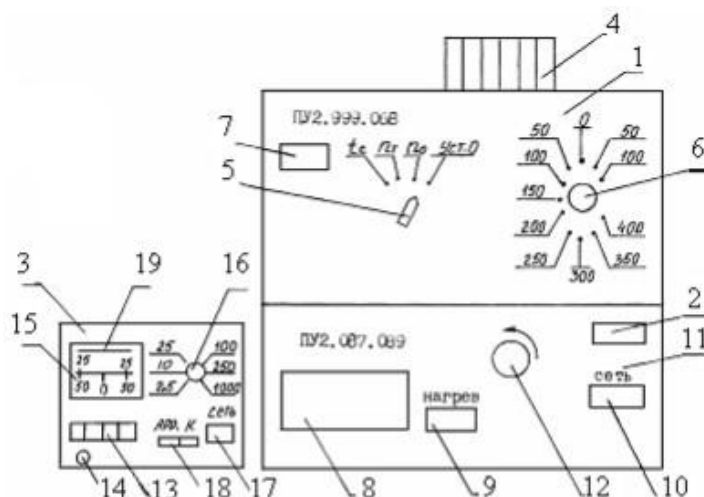


Рис. 2.?? – Состав измерителя ИТ-λ-400 [Денисова, Шак, 2005].

Обозначения: 1 - измерительный блок; 2 - блок питания и регулирования; 3 – микровольтнаноамперметр; 4 - измерительная ячейка; 5 - переключатель **режима?** «измерение»); 6 - переключатель «температура»; 7 - **сигнальная лампа регулятора температуры**; 8 – вольтметр; 9 - кнопка «нагрев»; 10 - кнопка «сеть»; 11 - сигнальная лампа; 12 - регулятор установки начального напряжения; 13 - переключатель диапазонов измерения; 14 - разъем для подключения сетевого шнура; 15 - отсчетное устройство; 16 - переключатель диапазона измерений; 17 - кнопка «сеть»; 18 - переключатель, арретирующий прибор Ф136 (АРР) и устанавливающий нулевой уровень (К); 19 - корректор показывающего прибора. Примечание: измеритель может комплектоваться другим показывающим прибором (3).

Измеритель теплопроводности ИТ-λ-400 включает: измерительный блок 1, блок питания и регулирования 2, микровольтнаноамперметр Ф136 3 (может комплектоваться и другими типами прибора), измерительную ячейку 4 (рассмотрена ниже).

Измерение теплопроводности проводится в режиме монотонного нагрева методом динамического калориметра.

Устройство измерительной ячейки ИТ-λ-400 представлено на рис., а тепловая схема метода – на рис.

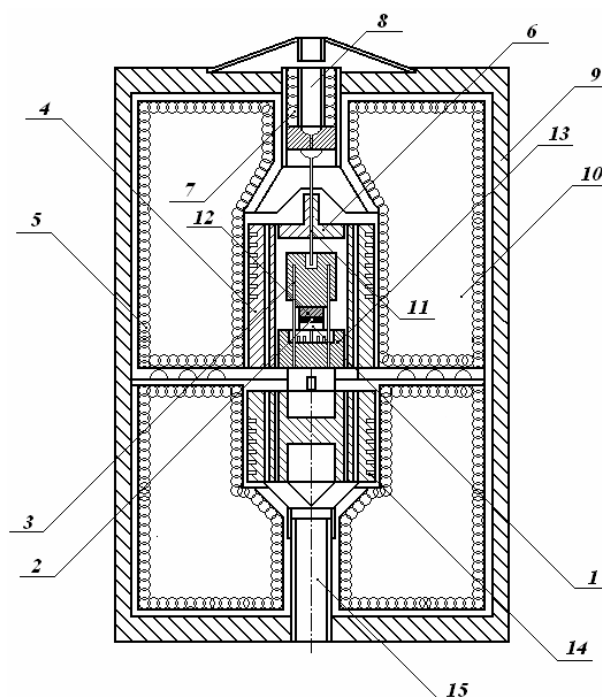


Рис. ?? – Измерительная ячейка прибора ИТ-λ-400 [Денисова, Шак, 2005].
 Обозначения: 1 - пластина; 2 - пластина контактная; 3 - термопара; 4 - колпак охранный; 5 - коробка из фольги; 6 - прижим; 7 - пружина; 8 - патрубок; 9 - корпус; 10 - оболочка теплозащитная; 11 - стержень; 12 - испытуемый образец; 13 - основание; 14 - блок нагревательный; 15 – патрубок

Образец, рис. изготавливается коронкой из диска или пластины горной породы и помещается в измерительную ячейку. Измерения теплопроводности выполняют при монотонно увеличивающейся температуре образца от комнатного значения до 400 °С. Это позволяет регистрировать значение теплопроводности как функцию изменяющейся температуры.

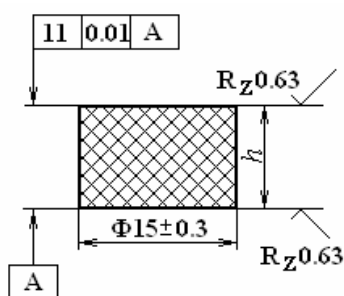


Рис. – Чертеж образца диаметром 15 мм и толщиной h

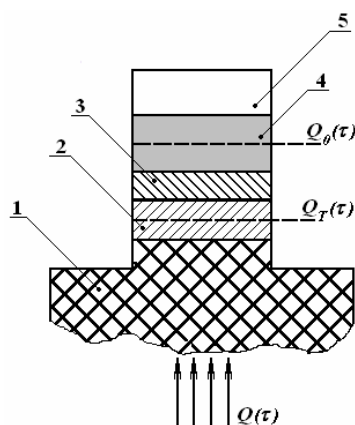


Рис. - Тепловая схема метода: 1 – основание; 2 – пластина с термомером; 3 – пластина контактная; 4 – испытуемый образец; 5 – стержень

Параметры измерителя определяются в процессе градуировки прибора по материалам с известными тепловыми свойствами: теплоемкостью и теплопроводностью. Комплект образцов-эталонов с заранее известной теплопроводностью изображен на рис.



Рисунок – Эталоны с разной теплопроводностью для проверки и калибровки измерителей теплопроводности.

К недостаткам стационарных методов следует отнести длительность установления стационарного состояния и возможность определить только коэффициента теплопроводности. Методы стационарного теплового режима трудоемки. К недостаткам относится: большая продолжительность опытов.

Для определения температуропроводности и удельной теплоемкости горных пород также разработан ряд приборов, отличающихся конструктивными параметрами.

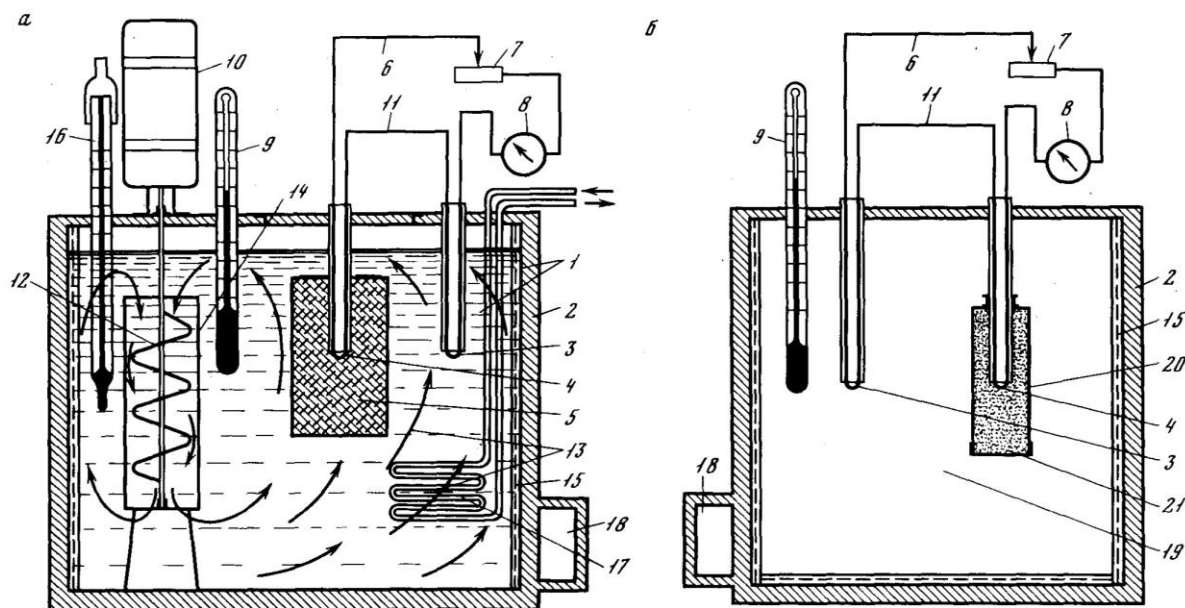


Рис. 2. ?? - Схемы установок для определения тепловых свойств горных пород (а - измерение температуропроводности, б — измерение удельной теплоемкости)

1 - термостат с водой; 2 - теплоизоляция; 3 - холодный спай термопары; 4 - горячий спай термопары; 5 - испытуемый образец горной породы; 6 - медная проволока термопары; 7 - магазин сопротивлений; 8 - гальванометр; 9 - контрольный термометр; 10 - электродвигатель; 11 - константановая проволока термопары; 12 - мешалка; 13 - направление движения воды; 14 - направляющая труба; 15 - электронагреватель; 16 - контактный терморегулятор (электроконтактный термометр); 17 - холодильник; 18 - электротерморегулятор; 19 - камера спокойного воздуха; 20 - микрокалориметр; 21 - порошок исследуемой породы

При проведении опыта испытуемый образец с вмонтированным “горячим” спаем термопары помещают в термостат, как показано на рис. а, где температура выдерживается постоянной. Расстояние между образцом и “холодным” спаем термопары — около 10–12 см. Для определения коэффициента теплоотдачи использовали свинцовые эталоны

В Институте физики Земли АН СССР разработан зондовый нестационарный метод [Любимова и др., 1964]. В его основу положена теория распространения тепла от мгновенного линейного источника тепла. Предполагается, что бесконечно длинный и тонкий стержень (нагреватель) помещен в неограниченную среду, температура которой в момент сообщения ей импульса тепла постоянна. В некоторый момент времени $\tau = 0$ нагревателю сообщается тепловой импульс, затем нагреватель остывает. Регистрируется амплитуда и время наступления температурного максимума τ_m на фиксированном расстоянии r от нагревателя. Распределение температуры от такого источника в образце горной породы имеет вид:

$$T = \frac{Q}{4C\rho\pi a} \exp(-r^2 / 4a\tau), \quad (31)$$

где T - температура, вызываемая мгновенным линейным источником тепла Q , расположенным по оси z ; Q - количество тепла, выделяемое единицей длины источника; ρC - объемная теплоемкость; r - расстояние от поверхности нагревателя до спая термопары; a - температуропроводность; τ - время показания максимума термопарой. Используя условие максимума $\frac{dT}{d\tau} \Big|_{\tau = \tau_m} = 0$, получим

$$a = \frac{r^2}{4\tau_{\max}}. \quad (32)$$

Подставив значение a в (31) при условии максимума ($\tau = \tau_{\max}$), получим

$$T_{\max} = \frac{Q}{\rho C \pi r^2} e^{-1}$$

или

$$\rho C = \frac{Q}{T_{\max} \pi r^2 e}. \quad (33)$$

Теплопроводность находится по формуле

$$\lambda = a\rho C. \quad (34)$$

Количество тепла Q передаваемого образцу нагревателем определяется по формуле $Q = 0,24 IU t/l$, где I - сила тока; U - напряжение на нагревателе; t - время действия источника тепла, обычно не более 10 сек; l - длина нагревателя. Плотность ρ определяется методом гидростатического взвешивания.

В исследуемом образце породы просверливаются два параллельных отверстия на расстоянии r друг от друга. В одно из них вводится нагреватель (нихромовая пружина диаметром $\approx 6,4$ мм), в другое - горячий спай термопары, рис.

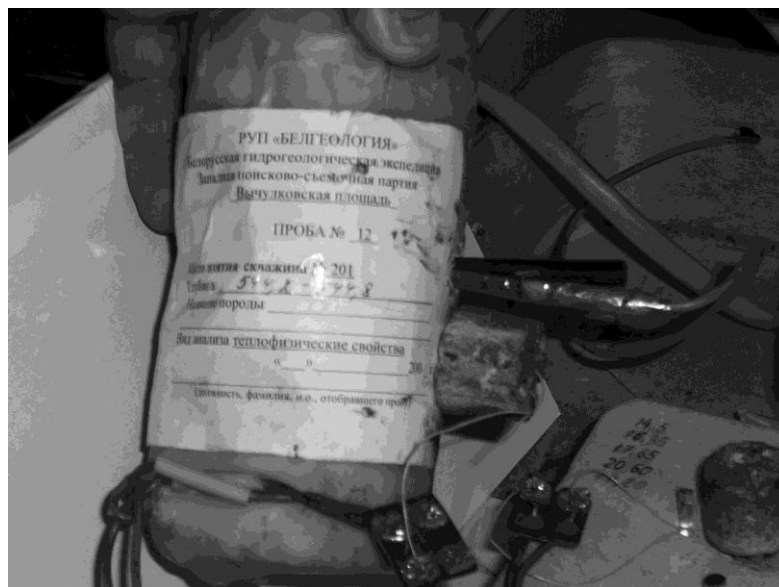


Рис. – Запарафинированный образец керна со вставленными нагревателем (снизу) и термопарой (сверху), подготовленный для определения тепловых свойств.

На нагреватель подается напряжение от источника питания, чаще всего длительностью 3-5 сек. При этом нагревателю сообщается импульс тепла, которое распространяется в теле образца, достигая термопары. После чего делают описанные выше отсчеты и выполняют определение трех коэффициентов (теплопроводности, объемной теплоемкости и температуропроводности) из одного опыта.

Кардинальные изменения в улучшении аппаратурно-технического оснащения для измерения тепловых свойств горных пород, произошедшие в последние 2-3 десятилетия появились с разработкой бесконтактных методов, при которых нагреватель и регистратор не соприкасаются с самим образцом.

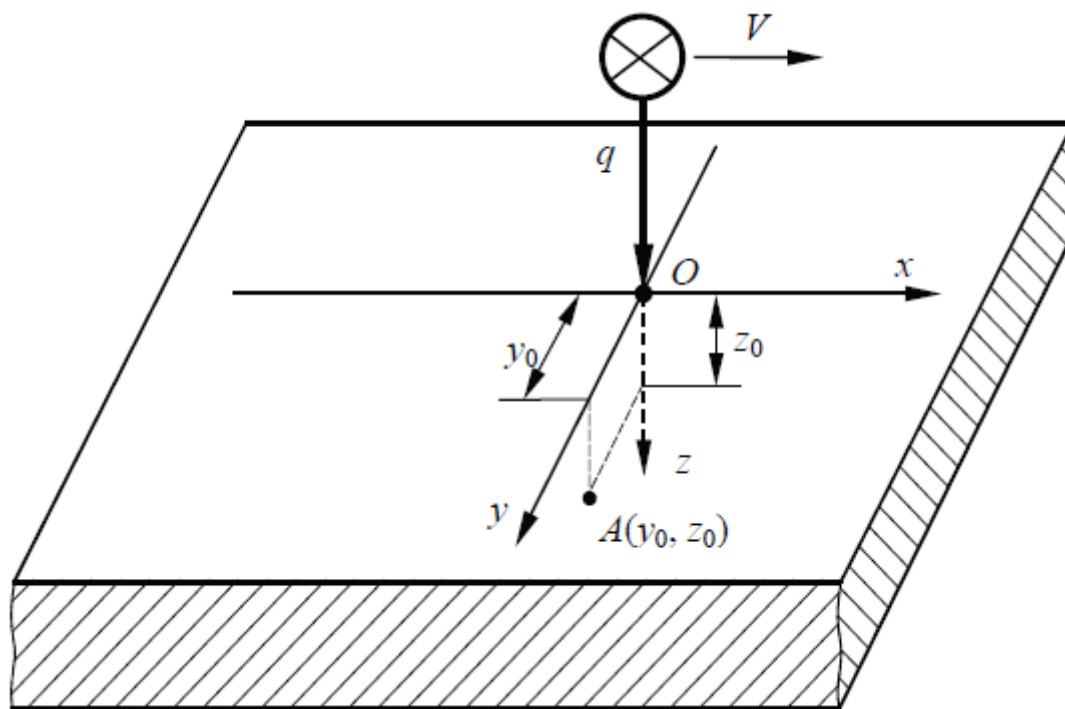


Рис. ?? - Схема теплового воздействия быстродвижущимся точечным источником тепла на поверхность исследуемого объекта [Сысоев, Чернышова, 2002].

Обозначения: Лазерный источник отмечен знаком крестик в кружке.

Распределение температуры на поверхности тела при этом имеем вид, рис.

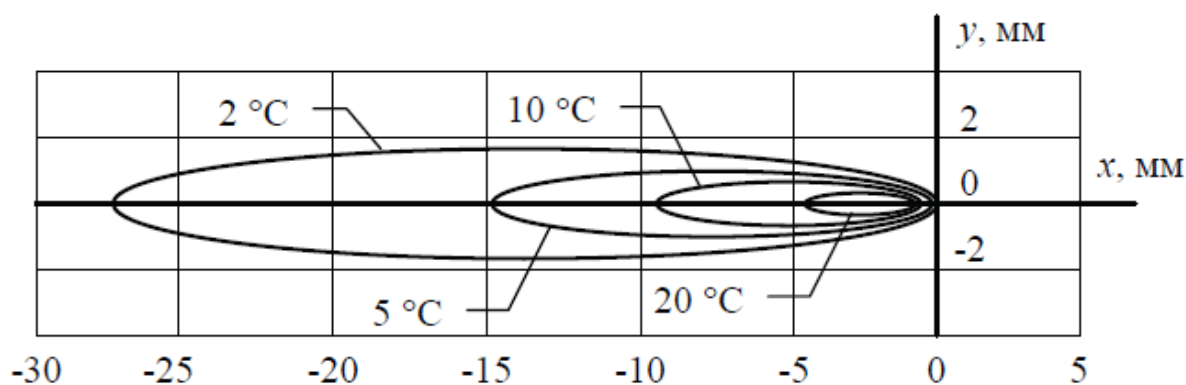


Рис. 2.?? – Распределение температуры от действия лазерного источника на поверхности движущегося образца [Сысоев, Чернышова, 2002]

Принцип действия прибора для бесконтактного определения тепловых свойств горных пород представлен на рис. Разработан бесконтактный метод определения тепловых свойств твердых материалов, заключающийся в воздействии на поверхность исследуемого образца 1 подвижным точечным источником тепла 2 определенной мощности и проведении на этой поверхности пространственно-температурных измерений. Тепловое воздействие на исследуемый объект осуществляют от лазера, а контроль

избыточных температур на поверхности объекта осуществляется на линии движения источника тепла и на параллельной ей линии соответственно термодатчиками 3 и 4 по ее электромагнитному излучению.

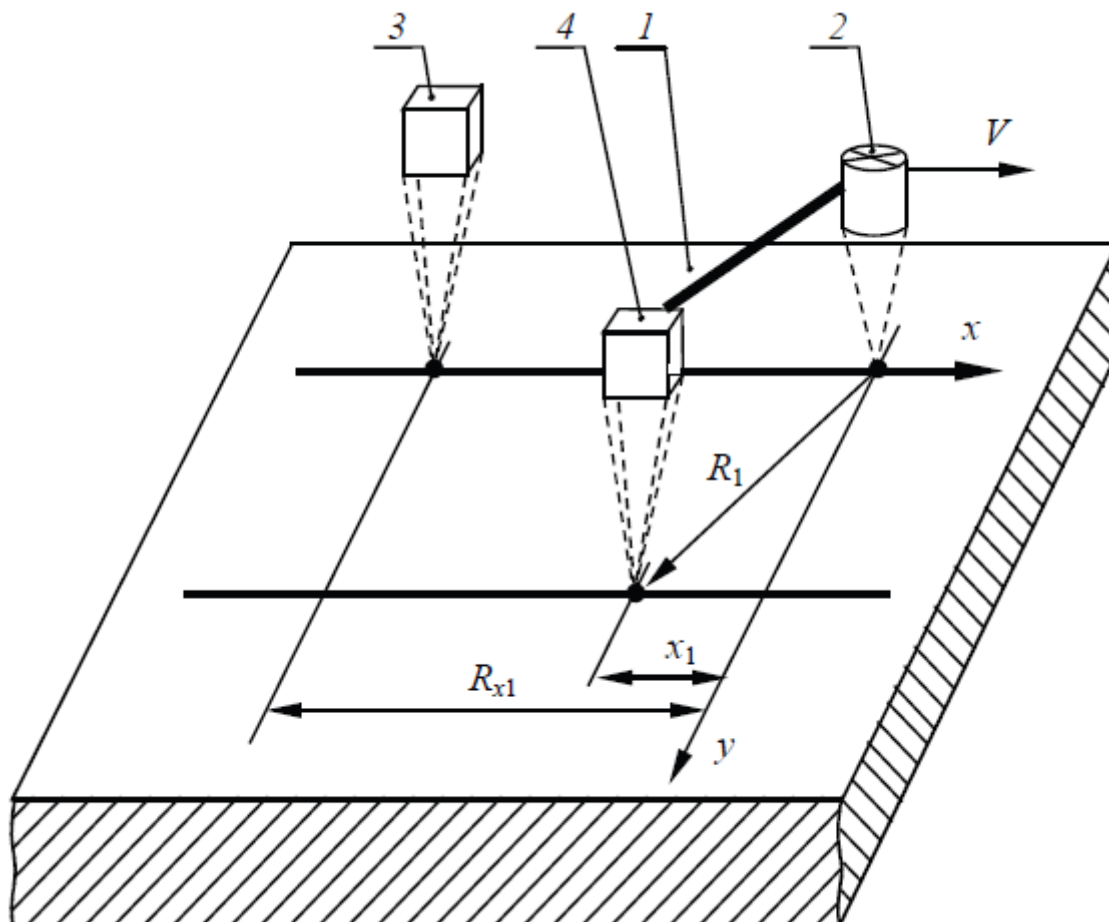


Рис. 2. а – Схема расположения и движения точечного источника тепла и термодатчиков относительно исследуемого образца [Сысоев, Чернышова, 2002]. 1 - поверхность исследуемого образца; 2 - подвижный точечный источник тепла; 3 и 4 – термодатчики

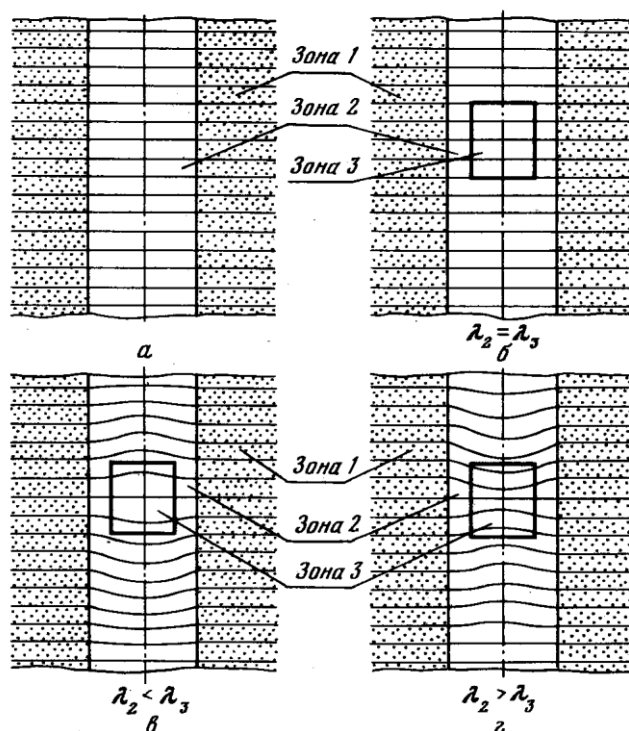
Развитие цифровой техники затронуло и скважинную геотермию. С начала 80-х годов стали использоваться цифровые измерительные комплексы, в которых в качестве датчика температуры применялись термочувствительные кварцевые резонаторы или медные термометры сопротивления с номиналом примерно 1 кОм.

В частотных кварцевых термометрах в качестве датчика используются термочувствительные кварцевые резонаторы. Величина температурного коэффициента частоты может быть порядка 200 Гц/°С.

При точных геотермических исследованиях температура измеряется в дискретных точках через равные интервалы. При этом не сказываются ошибки, появляющиеся из-за неравномерности перемещения скважинного снаряда и тепловой инерции термометра. Измерения проводятся в уже пробуренных и простаивающих скважинах, поэтому время термометрических работ не лимитируется, и выдержка термометра на каждой точке должна растягиваться до гарантированного восприятия датчиком температуры окружающей среды.

Принцип действия тепломеров основан на измерении перепада температур на пластине с известной теплопроводностью, помещенной в исследуемую среду. Если известна толщина пластины, то тепловой поток через тепломер пропорционален перепаду

температур на противоположных поверхностях пластины. Для практического применения разработан тепломер, в котором материал стенки выполняет роль промежуточного термоэлектрода дифференциальной термопары.



Р и с. 15. Характер распределения температурного поля в скважине
Пояснения см. в тексте

Рис. ?? – Характер распределения изотерм в скважине при введении в ее ствол скважинного тепломера для измерения плотности теплового потока [Кутас, Бевзюк, 1983]

В качестве термочувствительного датчика в тепломере, разработанном в Киевском институте технической теплофизики (О.А.Герашенко) по этому принципу, использовались последовательно соединенные термостолбики из материала типа сплава Иоффе.

При измерениях тепломером принимается, что тепловой поток одинаков в тепломере и в окружающей среде. Однако это не соответствует фактическому распределению теплового потока, так как уже внесение тепломера в среду с отличающимися теплофизическими характеристиками нарушает естественное температурное поле.

Аппаратура для геотермических измерений на океанах разрабатывалась и совершенствовалась в течение всего периода регионального изучения геотермии акваторий. Первые зонды, работающие с электрической схемой, были применены в 1956 г. Ф.Буллардом, А.Максвеллом и К.Ревеллом. Их зонд представлял собой трубу длиной 5 м и диаметром 25 мм. Внутри трубы размещалась медь-константановая термопара, спаи которой имели улучшенный тепловой контакт с материалом трубы вблизи верхнего и нижнего концов. Регистратор представлял собой самописец, питаемый от аккумулятора. Однако, этот зонд имел большую инерционность. Время установления равновесных температур составляло 40-50 мин и не всегда удавалось с судна удерживать зонд в донных осадках. Теплопроводность осадков измерялась в бортовой лаборатории по образцам,

взятым грунтовой трубой. Впоследствии этот зонд был дополнен собственной грунтовой трубой, но все равно инерционность оставалась очень большой для такой сложной методики как измерение теплового потока в дне акваторий с борта судна.

В термозонде Ламонтской геологической обсерватории (зонд Юинга) датчики находились в отдельных тонких трубках, размещенных с внешней стороны грунтовой трубы на диэлектрических подставках. Преимущества этого зонда заключались в том, что он был многоканальным (3, 5 или 6 датчиков), имел собственную грунтовую трубу и относительно малую инерционность. Градиент температуры с помощью такого зонда можно было измерить за 5-10 мин.

Термозонд Листера имел длину 2 м и содержал 12 датчиков-термисторов, из которых верхний и нижний фиксировали разность температур, а остальные десять - теплопроводность донных осадков в их естественном залегании. Это был заметный прогресс в конструировании зондов. Зонд был снабжен цифровым регистратором, который формировал сигнал в двоичном коде.

В СССР геотермические зонды разрабатывались с конца 60-х годов в Институте радиоэлектроники АН СССР совместно с ИФЗ, в Геологическом институте АН СССР, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В этот период был создан серийный зонд ПТГ. Его последняя модификация ПТГ-ЗМТБ представляла собой одноканальный легкий автономный зонд типа "зонда Булларда", в котором в качестве датчиков использовалась батарея из десяти медь-константановых термопар. Несмотря на то, что зондом ПТГ было сделано более 2 тыс. измерений теплового потока в различных океанах и морях, он имел много недостатков, которые и остановили его дальнейшее развитие.

В результате был создан кабельный термозонд "ГЕОС", который в период с 1984 по 1994 г. постоянно совершенствовался в процессе его применения на судах АН СССР (РАН). Зонд был разработан в ОНИЛ "Океанприбор" при Куйбышевском политехническом институте. Значительный вклад в усовершенствование зонда и расширение его возможностей внесли геотермики из Геологического института РАН, которые эксплуатировали его на НИС "Академик Николай Страхов" в Карибско-Мексиканском регионе и в Альборанском море, а также на Байкале.

Измерения теплового потока на Байкале осуществлялись с помощью измерительной системы "ГЕОС-2", предназначенной для регистрации температуры осадков, градиентов температуры и коэффициентов теплопроводности осадков *in situ*. Система "ГЕОС-2" состояла из набортного и погружного модулей, связанных между собой механической и электрической линиями, объединенными в кабель-тросе.

Для автоматизации работы с зондом его разработчиками создан специальный пакет программ, с помощью которого осуществляется не только управление работой зонда, но и калибровка различных его узлов и схем, подготовка текстовой и графической информации о результатах измерений, а также согласование с судовой навигационной системой.

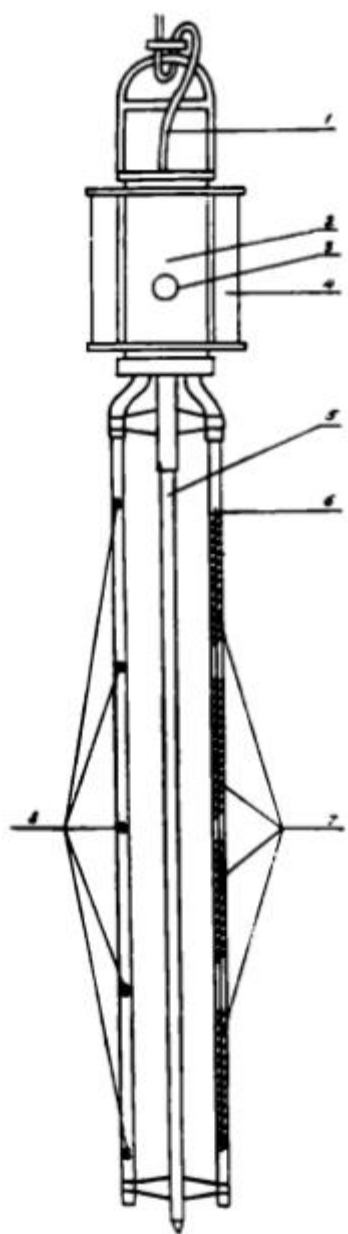


Рис.5. Конструкция геотермического зонда "ГЕОС"

1.кабель-трос

2.контейнер с электронным блоком

- 3.инклинометр
- 4.груз
- 5.несущая штанга
- 6.нагреватель
- 7.датчики теплопроводности
- 8.датчики температуры и термоградиента.

Применение этого зонда сразу сильно продвинуло информативность морских геотермических измерений и принесло ряд интересных открытий. Иностранцы геотермики, участвовавшие в совместных экспедициях с российскими учеными, признали, что этот зонд лучше известных аналогов.

Методически работа с зондом намного проще, чем у автономных зондов ("кот в мешке"). Благодаря постоянному поступлению информации на борт судна оператор может четко зафиксировать момент вхождения зонда в осадки и его извлечения или падения по импульсу фрикционного разогрева, может видеть глубину его внедрения в донный грунт, следить за процессом установления теплового равновесия между зондом и осадками и даже косвенно судить об их плотности (по величине импульса фрикционного разогрева зонда при внедрении). Оперативное получение такой информации позволяет вовремя менять режим работы лебедки. Например, при вхождении зонда в грунт можно сразу же уменьшить скорость вытравки кабеля, обеспечивая только его притравку, компенсирующую дрейф судна, и избежать возможного запутывания кабеля в неровностях дна, его обрыва при подъеме и потери прибора. Столь же важна возможность оперативного перехода от спуска к подъему, когда измерения показывают, что зонд не внедрился в осадки, а лежит на дне или упал в процессе измерений; в таких случаях задержка подъема (дальнейшая притравка кабеля) могла бы привести к поломке прибора или к его отрыву. Кроме того, само использование кабеля вместо троса уменьшает вероятность потери прибора, так как кабель имеет большую упругость и прочность на разрыв.



Рисунок – Зонд ГЕОТЕРМ компании «ЛЕНАРК»

В состав зонда входят погружаемая часть и набортный блок. Погружаемая часть зонда соединяется с набортной частью любыми типами геофизических грузонесущих кабелей. В составе геотермического зонда используются модемы с передовой технологией передачи информации SHDSL, позволяющие использовать геофизические кабели длиной до 15 км. В погружаемой части термического зонда используется автономный процессорный измерительный модуль, имеющий возможность как передавать данные по кабелю на набортный блок, так и записывать их во внутреннюю память. Благодаря этой особенности геотермический зонд можно использовать не только с геофизическим кабелем, но и с тросом.

Погружаемая часть содержит датчики температуры, теплопроводности, гидростатического давления, углов внедрения зонда в донные осадки, эхолот-альтиметр, систему сбора, регистрации и передачи информации по кабелю, модуль электропитания, обеспечивающий как питание по кабелю, так и от внутренних аккумуляторов.

С появлением подводных обитаемых аппаратов появился метод геотермических измерений в донных осадках непосредственно с аппарата. Первые подобные измерения были выполнены в 1974 г. с подводных аппаратов "Алвин" и "Сиана" в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, где очень редки и маломощны осадочные "карманы". Внедрить зонд в таких зонах с борта судна почти никогда не удастся. Для работы на подводных обитаемых аппаратах

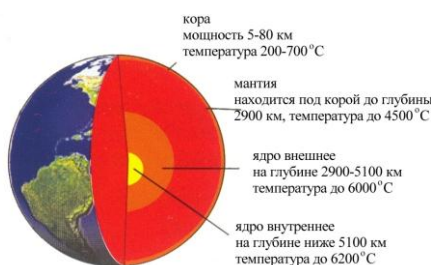
изготавливается специальная конструкция зонда, который может быть захвачен манипулятором или прикреплен к контейнеру для сбора проб. В СССР измерения проводились с подводных аппаратов "Аргус", "Пайсис" и "Мир" Геологическим институтом РАН и Институтом океанологии РАН. В применявшихся зондах в качестве температурных датчиков использовались термисторы или кварцевые термочувствительные резонаторы.

Фактические данные об измеренных температурах в земной коре континентов ограничиваются глубинами буровых скважин, которые в большинстве случаев достигают 1 – 7 км. Лишь несколько скважин сверхглубокого бурения достигли больших глубин (например, Кольская сверхглубокая скважина пробурена до 12,7 км). На акваториях глубина фактических измерений температуры еще меньше - она ограничена длиной термозонда, т.е. максимум, 15 м.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. В чем заключается физическая сущность связи сейсмических и геотермических параметров ? О чем может свидетельствовать отсутствие однозначной корреляции между тепловым потоком и мощностью земной коры ?
2. Совместный анализ теплового и гравитационного полей. В чем заключается аналогия между потенциалами теплового и гравитационного полей? Возможность расчета глубины нижних кромок намагниченных масс с помощью теплового потока.
3. Что такое "термическая" и "магнитотеллурическая" астеносфера ?
4. Аппаратура для измерений температуры в буровых скважинах. Какова должна быть ее точность? Как рассчитывается погрешность измерений температуры и геотермического градиента? Каковы типы термодатчиков, их достоинства и недостатки? Как производится их градуировка? Основные типы скважинных термометров: мостовые, потенциометрические, цифровые, частотные и т.д.
5. В чем заключаются особенности методики геотермических измерений в буровых скважинах?
6. Тепломеры для прямых измерений теплового потока, перспективы их применения.
7. Геотермические зонды для измерений на акваториях. Зонд Буллара, Юинга, Листера, "ПТГ", "ГЕОС".
8. Методика геотермических измерений с борта судна. Измерения с подводных обитаемых аппаратов.
9. Какие геотермические параметры необходимо знать для расчета глубинных температур? Для каких моделей применимы аналитические методы расчета глубинных температур?
10. Для каких типов земной коры может быть применен метод расчета стационарных температур? ...нестационарных температур?
11. Геологические применения расчета нестационарных геотермических условий: метаморфическая зональность, скорость эрозии.

ЛЕКЦИЯ 3 Связь геотермических и других геофизических параметров, аппаратура и методика проведения геотермических исследований.



В этой лекции рассматриваются: связь геотермических и других геофизических параметров, аппаратура для геотермических исследований, методика

геотермических исследований на континентах и на акваториях.

Поведение физических полей Земли (гравитационного, магнитного, теплового и др.) определяется физическими свойствами горных пород (плотностью, намагниченностью, теплопроводностью, упругостью и пр.), которые зависят от их минералогического состава, от давления и температуры.

Роль двух последних факторов неодинакова. Давление на одних и тех же глубинах практически остается постоянным, а температура значительно изменяется в зависимости от величины теплогенерации и теплового потока. В некоторых районах колебания температур могут оказывать определяющее влияние на поведение физических параметров и, следовательно, на характер физических полей. Особенно чувствительны к изменению температур электропроводность и намагниченность.

Таким образом, между распределением тепловых потоков и другими геофизическими полями должны существовать достаточно тесные связи. Они основываются, с одной стороны, на чувствительности этих полей к колебаниям физических параметров горных пород, которые определяются их литолого-петрографическими особенностями, минералогическим составом и характером залегания, а с другой - на зависимости этих параметров от температуры, изменяющейся в соответствии с величиной теплового потока. В конкретных условиях роль геолого-структурного и температурного факторов может существенно изменяться, что создает сложный характер взаимоотношений между полем тепловых потоков и другими физическими полями Земли.

Анализ геотермических и сейсмических данных. При геологической интерпретации данных ГСЗ колебания скоростей сейсмических волн увязываются исключительно с изменением петрографического состава отдельных слоев земной коры: ультраосновные породы характеризуются более высокими упругими параметрами, чем основные, последние – большими, чем кислые. При этом совсем не учитывается температурный фактор, влияние которого в области высокого теплового потока может быть существенным.

Необходимость учета изменения температуры в земной коре стала особенно актуальной в последнее время в связи с обнаружением в литосфере слоев с пониженными скоростями сейсмических волн, геологическая природа которых в последнее время связывается с присутствием флюидов или зон фракционного плавления.

Изменение продольных скоростей с глубиной для однородной породы определяется уравнением:

$$dv_p/dz = (dv_p/dp)_T \cdot dp/dz + (dv_p/dT)_p \cdot dT/dz,$$

где v_p - скорость продольных сейсмических волн; z - глубина; p - давление; T - температура.

Градиент давления (dp/dz) можно считать известным, так как он мало меняется в коре различного типа, градиент температуры (dT/dz) имеет региональную изменчивость и может быть вычислен при известном тепловом потоке, теплопроводности и распределении источников тепла в земной коре. Градиент скорости при переменном давлении и постоянной температуре $(dv_p/dp)_T = \alpha$ и градиент скорости при переменной температуре и постоянном давлении $(dv_p/dT)_p = \beta$ находятся по экспериментальным данным. При увеличении только давления скорости вначале (до давления около 1 кбар) возрастают очень быстро, а затем происходит достаточно плавное увеличение скорости с градиентом 10^{-5} - 10^{-4} км/с·бар. При увеличении температуры скорости уменьшаются, причем эффект температуры преобладает над воздействием давления: β для гранитов изменяется от $-0,1 \cdot 10^{-3}$ до $-2,0 \cdot 10^{-3}$, для основных пород - от $-0,1 \cdot 10^{-3}$ до $-1,0 \cdot 10^{-3}$ км/с·град. Но при наличии даже относительно небольших компенсирующих давлений температурный градиент уменьшения скорости существенно снижается. Заметим, что

применение зависимости градиента скорости от температуры и давления для построения сейсмических моделей с учетом реальных геотермических градиентов иногда не дает физически обоснованных результатов, так как по сейсмическим моделям (dv_p/dz) лежит в пределах от 0,007 до 0,02 с^{-1} , что отвечает отрицательным геотермическим градиентам. Как известно, в мантии геотермический градиент не может быть ниже адиабатического $\gamma = 0,6 \text{ мК/м}$. В коре dT/dz явно выше адиабатического. Следовательно, получим условие для градиента скорости:

$$\beta^{-1}(dv_p/dz) - \alpha/\beta (dp/dz) > \gamma > 0.$$

Сейсмические разрезы во многих регионах качественно хорошо согласуются с геотермическими данными. В районах с высоким тепловым потоком появление в земной коре слоев с пониженными скоростями в той или иной степени объясняется влиянием высоких температур на упругие параметры среды. Однако абсолютную величину уменьшения скорости нельзя определить с достаточной степенью точности, так как все выполненные расчеты основываются на приближенных и усредненных значениях параметров α и β , которые непостоянны в разных интервалах температур и давлений, а также зависят от условий эксперимента и состава пород. Повышение давлений и температур оказывает противоположное воздействие на градиент скорости, что обуславливает весьма сложную зависимость скорости от этих параметров. Наиболее точные представления о поведении скоростей сейсмических волн, очевидно, могут дать измерения на конкретных образцах при изменении рТ-условий.

Температурный фактор влияет на распределение скоростей на границе Мохоровичича. Например, в зонах высокого теплового потока T_M уменьшается от 8,1 – 8,2 до 7,6 – 7,9 км/с. Уменьшение скоростей наблюдается, в частности, в зоне Байкальского рифта, Рейнского грабена, Провинции Бассейнов и Хребтов, в котловине Хонсю Японского моря и в других регионах повышенного теплового потока.

Сопоставление мощности земной коры и теплового потока показывает противоречивые результаты. Для некоторых регионов характерна прямая корреляция мощности коры и величины теплового потока, а для некоторых – обратная. Так, глубоководной впадине Черного моря с утоненной земной корой соответствуют низкие тепловые потоки, а мегантиклинорию Большого Кавказа и некоторых других складчатых областей с мощной земной корой – высокие.

Рассмотрим соотношение теплового потока и мощности земной коры для Центрального Казахстана, определенных, естественно, независимыми методами. Ответ на этот вопрос проливает свет на решение проблемы структуры теплового потока, т.е. на соотношение его коровой и мантийной компонент. В выборку были включены 27 участков, где нами измерялся тепловой поток. Данные о мощности коры были получены на основании ГСЗ и гравиметрии (Андреев и др., 1984). Коэффициент корреляции между соответствующими значениями теплового потока (q) и мощности коры (M) $r_{q,M} = 0,70$ при $r_{0,05} = 0,36$. Регрессионный анализ позволил вывести соотношение между q (мВт/м^2) и M (км):

$$q = 2,02 \cdot M - 43,76 \text{ или } M = 0,49 \cdot q + 21,66.$$

Прямая пропорциональность этих двух величин показывает, что происхождение наблюдаемого теплового потока связано с генерацией тепла в земной коре в не меньшей степени, чем с выделением тепла из мантии. С другой стороны, если сравнивать тепловой поток с мощностью земной коры на обширной территории Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления, то довольно четко видна следующая закономерность: платформе и прилегающим к ней предгорным прогибам присущи увеличенная мощность земной коры и низкие тепловые потоки; в геосинклинальном поясе

и молодых платформах по обрамлению кратона выделяется большое количество структур с утоненной земной корой, которым почти повсеместно сопутствуют высокие тепловые потоки. Подобные закономерности наблюдаются и в отдельных структурно-формационных зонах, например, в Чешском массиве, в Паннонской впадине при переходе к Внешним Карпатам и Предкарпатскому прогибу, а также в зонах перехода, например, в районе Курило-Камчатского желоба. На основании анализа полученных данных о тепловом потоке на акватории восточнее Камчатки был сделан вывод об изотермичности поверхности Мохо, т.е. фактически о прямой корреляции теплового потока и мощности коры (Я.Б.Смирнов, В.М.Сугробов). Однако, такого рода соотношения в переходных зонах отмечаются не повсеместно.

Отсутствие однозначной корреляции теплового потока и строения коры говорит о том, что на характер теплового поля мощность коры не оказывает определяющего влияния. В большинстве случаев наблюдаемая корреляция обуславливается неоднородностями внутри коры, создающими неравномерное распределение радиоактивных элементов и/или теплопроводности. Увеличение тепловых потоков в активных тектонических зонах вызывается дополнительным притоком тепла из недр совместно с продуктами их дифференциации, т.е. тепломассопереносом. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в зонах растяжения и дробления земной коры, которые отличаются высокими тепловыми потоками независимо от структуры и мощности земной коры.

Анализ геотермических и гравимагнитных данных. Связь между аномалиями гравитационного и теплового полей должна основываться на зависимости теплофизических констант от плотности и плотности от температуры. Однако, как показывает сопоставление аномалий гравитационного поля в редукции Буге с полем тепловых потоков, эта связь неоднозначна. Положительными аномалиями гравитационного поля отличаются блоки земной коры с высокой плотностью слагающих их пород. Например, основные или высокометаморфизованные породы с низким содержанием радиоактивных элементов и, следовательно, с потенциально низким тепловым потоком. Напротив, отрицательные гравитационные аномалии создаются гранитоидами с повышенной радиоактивностью, которая может обуславливать повышенный тепловой поток.

С другой стороны, положительные аномалии гравитационного поля часто связаны с массивами изверженных пород (щелочные массивы), которые характеризуются повышенной плотностью и радиоактивностью, а отрицательные аномалии наблюдаются в зонах развития вулканогенно-осадочных формаций с низкой плотностью и радиоактивностью. Неоднозначность данной корреляции подтверждается и в океанических областях.

Рассмотрим детально связь теплового и гравитационного полей на примере хорошо геофизически изученного Япономорского региона. Рассматриваемый регион находится в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану и охватывает различные геолого-тектонические структуры – Японское море со структурным поднятием Ямато, Японскую островную дугу и одноименный желоб. Все эти структуры выделяются в тепловом и гравитационном полях. Возвышенность Ямато представляет собой поднятие, расположенное в центральной части акватории, разделяющееся на два хребта северо-восточного простирания длиной 120 – 150 км. Между этими хребтами находится депрессия с относительной глубиной 120 м.

Аномалии в свободном воздухе изменяются от периферии к вершинам возвышенности от +20 до +80 мГл, а аномалии Буге имеют минимум над гребнями и изменяются в том же направлении от +200 до +80 мГл. В депрессии отмечаются отрицательные аномалии Фая (до –36 мГл) и максимум аномалий Буге (+155 мГл), ориентированные также в северо-восточном направлении.

На Ямато произведено большое количество измерений теплового потока. Его значения изменяются от 60 до 105 мВт/м². Над депрессией тепловой поток достигает 104 мВт/м², а над возвышенностями – северной и южной – 64 – 82 и 62 – 70 мВт/м², соответственно.

Таким образом, в районе структуры Ямато заметна положительная корреляция между аномалиями Буге и тепловым потоком (рис.4).

В котловине Хонсю отмечаются нулевые или слабо отрицательные аномалии Фая (до –40 мГл в районе п-ва Ното) и заметные положительные аномалии Буге (до +180 – +200 мГл), которые снижаются в сторону континентального склона о-ва Хонсю. Тепловой поток в котловине Хонсю выше, чем на Ямато (89 – 98 мВт/м²), а при переходе к шельфу о-ва Хонсю он понижается. Следовательно, на акватории котловины Хонсю аномалии Буге также имеют положительную корреляцию с тепловым потоком.

На острове Хонсю аномалии Фая – положительные и достигают +140 мГл в восточной, наиболее гористой части острова. Аномалии Буге также положительные. Региональный фон аномалии Буге повышается к восточному побережью о-ва Хонсю до +120 мГл, но на этом фоне выделяются локальные минимумы небольшой интенсивности. С запада на восток острова тепловой поток понижается от 83 до 23 мВт/м². Низкие значения приурочены к восточному, тихоокеанскому побережью, прилегающему к глубоководному желобу.

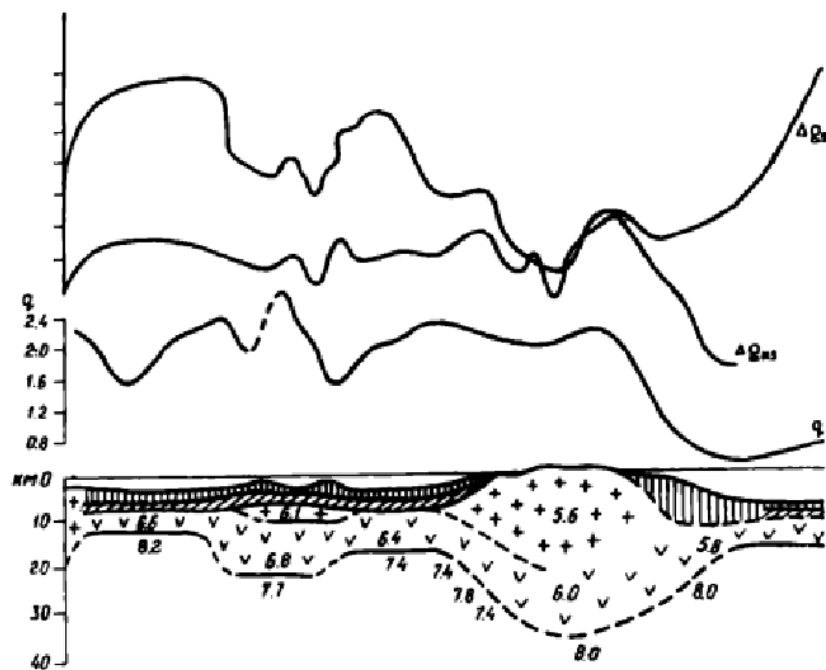


Рис.4. Связь теплового потока (q) и гравитационных аномалий в редукциях Фая ($\Delta g_{из}$) и Буге (Δg_B) в Япономорском регионе.

крапом отмечены слои земной коры; цифрами показаны сейсмические граничные скорости

Сравнивая геотермические и гравиметрические данные (аномалия Буге) замечаем, что корреляция примерно в середине островной дуги меняет знак. Здесь уже намечается отрицательная корреляция между аномалией Буге и тепловым потоком. В глубоководном желобе максимум аномалии Буге отвечает тектонически (а не морфологически) выраженному желобу, т.е. части структуры с максимальной мощностью рыхлых осадков. Эта структура характеризуется большими горизонтальными градиентами гравитационных аномалий, т.е. поле силы тяжести резко изменяется на относительно небольших расстояниях. Так, с запада на восток аномалия Буге увеличивается от +120 до +400 мГл, а аномалия Фая уменьшается от +140 до – 160 мГл. В тектонически выраженном желобе

отмечены аномально низкие значения теплового потока ($28 - 35 \text{ мВт/м}^2$), т.е. налицо отрицательная корреляция полей (см.рис.4).

Рассмотренный фактический материал позволяет выделить два основных типа корреляционных связей. В системе островная дуга-океанское море коэффициент корреляции положительный и равен 0,7 при $r_{0.05} = 0,56$ (выборки по банке Ямато и котловине Хонсю), а в системе островная дуга-желоб коэффициент корреляции отрицательный и равен $-0,67$ при том же его критическом значении. Логично предположить, что выявленные типы корреляционных связей обусловлены разными причинами, поэтому не удивительно, что для площади всего рассматриваемого региона коэффициент корреляции оказался $+0,32$ – ниже критического значения, поскольку при его расчете брались неоднородные выборки.

Этот пример еще раз показывает, что связь гравитационного и теплового полей неоднозначна, и каждый раз следует учитывать структурно-геологические и геодинамические факторы. Если причиной аномалий данных полей являются неоднородности земной коры с неравномерным распределением источников тепла и плотности, то они могут быть сопоставлены на основе соотношения:

$$q = (g \cdot A) / (4\pi G \rho r),$$

где q - тепловой поток, A - теплогенерация, G - гравитационная постоянная, ρ - плотность, g - гравитационное поле. Это соотношение вытекает из аналогии между потенциальными полями. Гравитационный потенциал массы M в точке, удаленной на расстояние r , равен $W = G \cdot M / r$. Тепловой потенциал (температура) в среде с теплопроводностью k при суммарной интенсивности тепловыделения A' :

$$T = A' / 4\pi k r.$$

Для гравитационного и теплового полей справедливы соотношения:

$$\begin{aligned} g &= -dW/dr = -GM d/dr r^{-1}, \\ q &= -k dT/dr = -(A'/4\pi) d/dr r^{-1}. \end{aligned}$$

Принимая во внимание, что в ограниченном объеме V

$$A' = \int_V A dV; M = \int_V \rho dV,$$

получим приведенное выше соотношение.

Несмотря на сложный и неоднозначный характер связей между тепловым и гравитационным полями, их совместный анализ может быть полезен при истолковании геологической природы неоднородностей этих полей, а также при изучении тектоники и истории развития отдельных участков земной коры.

Аномальное магнитное поле представляет собой сочетание положительных и отрицательных аномалий разного размера и интенсивности, связанных с неоднородной намагниченностью горных пород в слое переменной мощности между земной поверхностью и изотермой Кюри. $T_{\text{Кюри}}$ для наиболее распространенных магнитных минералов не превышает $570^\circ - 600^\circ \text{C}$. Но наибольшая дифференциация аномального магнитного поля создается из-за неравномерной намагниченности приповерхностных пород и не связана с распределением температур в земной коре, хотя часто наблюдается соответствие между локальными аномалиями геомагнитного поля и изменениями величины теплового потока. Однако это соответствие магнитного и теплового полей не имеет генетической основы, а вытекает из особенностей распределения магнитных минералов и радиоактивных элементов в породах, слагающих верхние горизонты земной коры. Основные и ультраосновные породы обладают повышенной намагниченностью и

низкими концентрациями радиоактивных элементов, кислые и средние породы имеют низкую намагниченность и повышенные содержания радиоактивных элементов. Следовательно, создается соответствие отрицательных аномалий магнитного поля повышенным значениям теплового потока и наоборот.

Глубоко залегающие магнитные массы вызывают региональные аномалии, охватывающие обширные территории. Глубина залегания нижних кромок этих масс, как правило, совпадает с положением изотермы Кюри, которое легче определить геотермическими методами, так как магнитометрические методы определения глубины нижних кромок плохо разработаны и некорректны.

Анализ геотермических и электромагнитных данных. Методами глубинных магнитотеллурических зондирований установлена значительная неоднородность земной коры и верхней мантии по электропроводности. Слой повышенной электропроводности обнаружен в Южно-Каспийской впадине на глубинах 40 – 60 км, в Байкальской рифтовой зоне – на глубинах 12 – 25 и 60 – 100 км, в Северном Прибалхашье – на глубинах 100 – 130 км, в Паннонской впадине – на глубинах 40 – 60 км, в Закарпатье и в Карпатах – на глубинах 50 – 80 км. Зоны повышенной электропроводности традиционно связывают с наличием флюидов, с повышением температур и уменьшением вязкости и даже с плавлением вещества мантии. В литературе появилось даже понятие “магнитотеллурическая астеносфера”. Под этим термином понимают положение кровли слоя повышенной электропроводности, если его ассоциировать с частичным плавлением мантийного вещества.

Зоны с приподнятым положением электропроводного слоя обычно отличаются высоким тепловым потоком, интенсивным развитием неоген-четвертичного вулканизма, утоненной и раздробленной земной корой. Как показывают экспериментальные данные, электропроводность сильно зависит от температуры. При повышении температуры до 1200°C электропроводность увеличивается на 3 – 4 порядка. Резкий скачок электропроводности наблюдается при частичном плавлении пород. Районы, в которых выявлены слои повышенной электропроводности, как правило, характеризуются высокими тепловыми потоками и температурами. По геотермическим расчетам температуры на глубинах залегания высокоэлектропроводного слоя достигают 1000 – 1200°C, т.е. положение слоя “магнитотеллурической” и “термической” астеносферы совпадает. Возможно также повышение электропроводности земной коры и верхней мантии в зонах глубинных разломов. Это связано с миграцией глубинных флюидов в ослабленных и нарушенных зонах, что тоже сопровождается повышением тепловых потоков.

Качество получаемого геотермического фактического материала зависит от точности применяемой аппаратуры, ее эксплуатационных характеристик, а также от правильной методики ее применения в различных природных обстановках. Поэтому вопросы, связанные с геотермическим приборостроением, всегда были в центре внимания геотермических исследовательских коллективов в разных странах мира.

Прикладные геотермические исследования в скважинах обычно проводятся в комплексе производственного каротажа. При этом измерения температуры проходят или в процессе бурения, или сразу же после окончания бурения. Эти данные подвержены влиянию техногенных факторов, связанных с нарушением естественного теплового поля собственно бурением и промывкой скважин, поэтому их необходимо тщательно анализировать и вводить соответствующие поправки. Как правило, цель таких измерений - получение промысловых характеристик скважины: отбивка границ цементного кольца, зон излива подземных вод и др. Погрешность электронных термометров, применяемых для производственного термокаротажа, составляет $\pm 0,2^\circ - 0,3^\circ\text{C}$ (например, серийно выпускаемый электротермометр ЭТМИ). Такая погрешность слишком велика для решения научных задач, так как не позволяет выявлять температурные аномалии незначительной амплитуды и создает большие погрешности при расчете теплового

потока. Промысловые работы выполняются при непрерывном спуске термометра в скважине. Это также снижает точность измерений, потому что измеренные температуры из-за инерции термометра отличаются от реально существующих в стволе скважины.

Геотермики, решающие фундаментальные проблемы, обязаны располагать аппаратурой, характеризующейся погрешностью на порядок меньшей, т.е. $\pm 0,02^\circ - 0,03^\circ\text{C}$. Такая точность достигается с помощью использования чувствительных датчиков и тщательной их градуировки. Существуют две принципиально различные измерительные схемы - "потенциометрическая" и "мостовая". Все дальнейшие преобразования сигнала в линии идут после его фиксирования датчиком и первичной трансформации в измерительном преобразователе. В России первые высокоточные образцы геотермической аппаратуры были сконструированы в 60-е годы в Институте физики Земли АН СССР под руководством И.Д.Дергунова. Эти образцы, по сравнению с современными возможностями цифровой техники, кажутся примитивными, но надо отдать им должное - с их помощью начались фундаментальные региональные геотермические исследования. Четырехпроводная потенциометрическая схема имеет то преимущество перед трехпроводными потенциометрической и мостовой, что она более устойчива по отношению к "паразитным ЭДС" в измерительной цепи. В этой схеме предусматривается переключение направления тока, что позволяет и отметить, и исключить влияние "паразитных ЭДС". Это обстоятельство значительно облегчает контроль за сопротивлением изоляции кабеля, так как при проникновении воды в кабель или термометр возникают электрические потенциалы порядка нескольких десятков милливольт. Для регистрации потенциалов в этой схеме требуются высокоточные потенциометры с переключателем направления тока (например, серийный потенциометр Р-345 с переключателем направления тока П-309 и усилителем Ф-305.2). При токе питания 1мА и сопротивлении датчика 200 Ом погрешность установки составит примерно 2 мкВ, что позволяет получить величину сопротивления термодатчика с абсолютной погрешностью $4 \cdot 10^{-3}$ Ом. Принимая во внимание погрешность градуировки, абсолютная ошибка вычисления температуры будет менее $\pm 0,01^\circ\text{C}$.

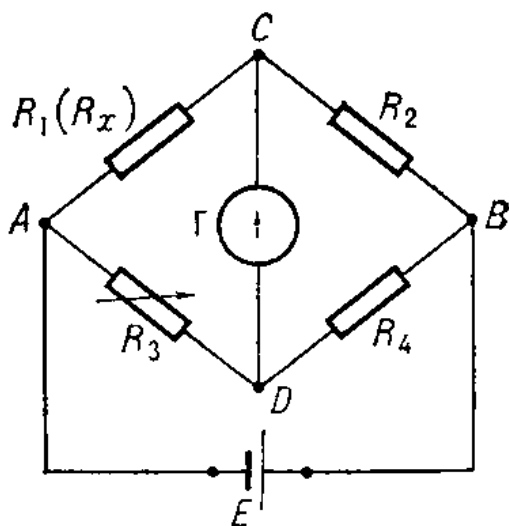


Рисунок - Электрическая схема одинарного моста постоянного тока: Е — источник тока; Г — гальванометр (нуль-индикатор); AC, CB, BD, DA — плечи моста; R_x — измеряемое сопротивление; R_2, R_3, R_4 — калиброванные установочные сопротивления.

$$R_x = \frac{R_2 \cdot R_3}{R_4}.$$

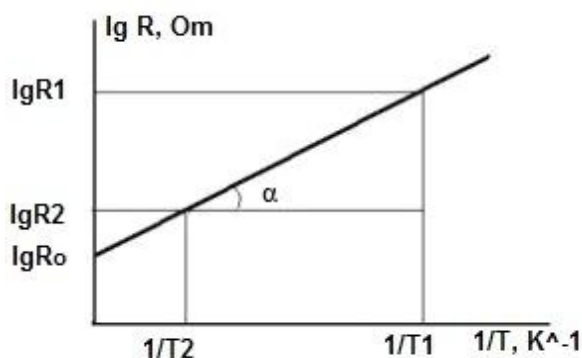
Точность измерения температуры $\pm 0,02^\circ\text{C}$ можно реализовать с помощью мостовой схемы, где в качестве датчика применяется термистор типа ММТ-1 с большим номинальным сопротивлением. Чаще всего используются термисторы, имеющие при комнатной

температуре сопротивление 10 – 20 кОм. Это обеспечивает большую цену деления датчиков, которая в диапазоне $3^\circ - 8^\circ\text{C}$ составляет 2,2 – 2,0 кОм/ $^\circ\text{C}$, а при комнатной температуре – 1,1 кОм/ $^\circ\text{C}$. В установке измеряется омическое сопротивление термисторов в цепи постоянного тока. В качестве измерителя используется реохордный мост (типа МО-62) с внешним гальванометром М-95. Чувствительность моста позволяет измерять сопротивление термисторов данного номинала с точностью 10 Ом. Этого достаточно для обеспечения измерений с заданной погрешностью. Термисторы обладают рядом эксплуатационных недостатков (неустойчивостью градуировок во времени,

гистерезисностью и др.), поэтому их применение повышает требования к точности и частоте градуировок. Температурная градуировка термисторов осуществляется в ультратермостате с контролем температуры ртутным термометром, имеющим цену деления $0,01^{\circ}\text{C}$. По результатам градуировки строятся графики или составляются таблицы, с помощью которых измеренные значения сопротивлений пересчитываются в значения соответствующих температур.

Рисунок – изменение электрического сопротивления терморезистора от температуры.

Для градуировки терморезистора (получения таблиц зависимости электрического сопротивления от температуры) часто используют формулу в виде:



$$\ln R = \ln R_0 + B(1/T)$$

Это выражение является уравнением прямой в координатах $1/T$ и $\ln R$.

Температурная зависимость сопротивления термистора в рабочем интервале температур описывается и более сложным соотношением:

$$R = A \cdot \exp(B/T + C/T^2).$$

Коэффициенты A , B , C остаются постоянными в интервале температур 0°C – 150°C и для их определения необходимо иметь как минимум три градуировочных точки T_1, T_2 и T_3 , в которых известны сопротивления термистора R_1, R_2 и R_3 . Коэффициенты определяются по формулам:

$$\ln A = [(T_2 - T_3)T_1^2 \ln R_1 + (T_3 - T_1)T_2^2 \ln R_2 + (T_1 - T_2)T_3^2 \ln R_3] / [(T_2 - T_3) - T_1^2 + (T_3 - T_1)T_2^2 + (T_1 - T_2)T_3^2];$$

$$B = [(T_3^2 - T_2^2)T_1^2 \ln R_1 + (T_1^2 - T_3^2)T_2^2 \ln R_2 + (T_2^2 - T_1^2)T_3^2 \ln R_3] / [(T_2 - T_3)T_1^2 + (T_3 - T_1)T_2^2 + (T_1 - T_2)T_3^2];$$

$$C = [(T_2 - T_3)T_2 T_3 T_1^2 \ln R_1 + (T_3 - T_1)T_1 T_3 T_2^2 \ln R_2 + (T_1 - T_2)T_1 T_2 T_3^2 \ln R_3] / [(T_2 - T_3)T_1^2 + (T_3 - T_1)T_2^2 + (T_1 - T_2)T_3^2].$$

После обработки тарировочных кривых на компьютере рассчитываются таблицы зависимости сопротивления термисторов от температуры в рабочем диапазоне температур. Такой способ градуировки термисторов существует наряду с прямыми измерениями их сопротивления во всем рабочем температурном диапазоне.

Экспериментальные методы делятся на две основные группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий: **стационарные методы и нестационарные методы.**

В основе стационарных методов лежит использование системы "нагреватель-образец – холодильник". Измерения проводятся при установившемся (стационарном) тепловом режиме, когда количество тепла,

сообщаемое образцу нагревателем, точно соответствует количеству тепла, передаваемого образцу, равно отводимому из образца в холодильник, рис.

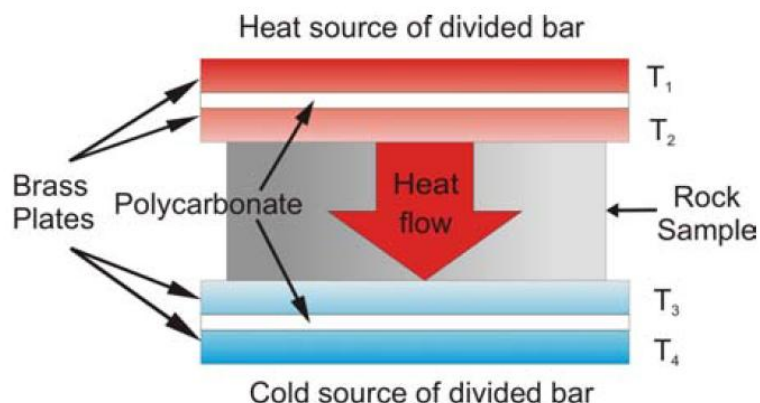


Рисунок – Принцип действия прибора для определения теплопроводности образца горной породы по методу разделенного стержня

Одним из наиболее популярных стационарных методов является "**метод разделенного стержня**" (divided bar method), разработанный А. Бенфилдом. Зная это количество Q , размеры образца и температуры T_2 и T_3 на поверхностях, прилегающих соответственно к нагревателю и холодильнику, после наступления стационарного режима можно определить значение λ плоского образца из соотношения:

$$\lambda = \frac{Q \cdot x}{S(T_2 - T_3)},$$

где S – площадь пластины, x – расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями. Точность определения теплопроводности зависит от идеальности контакта между образцом и нагревателем или холодильником. По этому принципу действует измеритель теплопроводности ИТ-3, разработанный в киевском Институте технической теплофизики, выпускавшийся малыми сериями, рис.



Рис. – Измеритель теплопроводности ИТ-3

Прибор предназначен для измерения коэффициента теплопроводности неметаллических твердых материалов и образцов в стационарном тепловом режиме от 0,03 до 5,0 Вт/(м·К), а также – для определения плотности теплового потока, пронизывающего образец. Недостатком является то, что время измерения коэффициента теплопроводности одного образца по паспортным данным составляет от 20 до 90 мин. Значение коэффициента теплопроводности определяется из соотношения:

$$\lambda = q \cdot h / \Delta t,$$

Где h – толщина образца; $q = e / K_d$ – плотность теплового потока; e – сигнал датчика теплового потока, мВ; K_d – коэффициент преобразования теплового потока в термоэдс датчика; $\Delta t = \Delta e / K_T$ – разность температуры между торцевыми поверхностями образца; Δe – сигнал дифференциальной термопары, мВ; K_T – чувствительность термопары. Тогда можно записать что:

$$\lambda = \frac{h K_T}{K_d} \cdot \frac{e}{\Delta e}$$

Компаратор теплопроводности» (КТ) разработан А.Н. Калининым в СибНИИ метрологии и приспособлен к измерению теплопроводности горных пород [Калинин и др., 1983; Тепловое поле..., 1987] обеспечивает измерение теплопроводности в диапазоне 0.05—15.00 Вт/(м·К) с точностью $\pm(5-6) \%$. Одно измерение выполняется в течение 5 мин.

Функциональная схема прибора показана на рис.

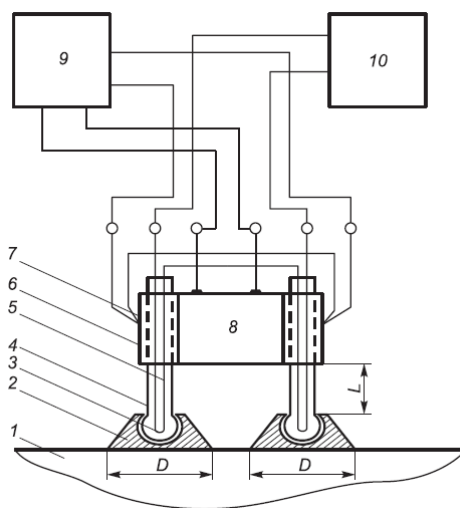


Рис. 1. Схема теплового компаратора для измерений теплопроводности [Калинин и др., 1983; Тепловое поле..., 1987].

1 - исследуемый образец, 2 - медные наконечники, 3 - концы термозондов шаровой формы, 4 - термозонды из латуни, 5 - измерительная термопара, 6 - медные пластинки, 7 - регулируемая термопара, 8 - термоэлектрическая батарея ТБМ-2М, 9 - автоматический регулятор, 10 - милливольтметр. $D = 4 \times 10^{-3}$ м - диаметр основания наконечников, $L = 10^{-2}$ м - длина термозондов.

Метод основан на двухточечном тепловом зондировании поверхности исследуемого образца двумя термозондами, между верхними концами которых с помощью термоэлектрической батареи (8) создается и поддерживается постоянная разность температур ($\sim 40\text{ }^{\circ}\text{C}$). О теплопроводности исследуемого образца (1) судят по величине термоЭДС дифференциальной термопары (5), регистрирующей разность температур между нижними концами термозондов при их контакте с поверхностью образца [Дучков и др., 2013].

В ряде теплофизических лабораторий СНГ сохранились серийно выпускавшиеся установки для измерения теплопроводности “Лямбда”, имеющая несколько модификаций.

Модификация измерителя теплопроводности Lambda-Meter EP500e, выпускавшаяся в Германии, приведена на рис.



Рис. ?? - Прибор для измерения теплопроводности Lambda-Meter EP500e

В нестационарных методах используют процесс монотонного либо импульсного подведения тепла к испытываемому образцу горной породы с одновременным слежением за изменением его теплового режима, разновидностью которого является метод регулярного режима с использованием нагревания или охлаждения образца в среде постоянной либо монотонно меняющейся температуры на временном интервале, исключая начальную стадию изменения температуры. Другими модификациями нестационарных методов является сообщение кратковременного (часто несколько секунд) импульса тепла образцу с одновременной регистрацией его изменяющегося теплового состояния. Это так называемые импульсные, или зондовые методы.

Для изучения изменения коэффициента теплопроводности в диапазоне монотонного увеличения температуры от комнатной до $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ был разработан прибор ИТ- λ -400, рис. В странах, ранее входивших в бывший Советский Союз им оснащались ряд теплофизических лабораторий.



Рис. - Внешний вид измерителя теплопроводности ИТ-λ-400 методом
монотонного разогрева [Денисова, Шак, 2005]

Он позволяет производить измерение теплопроводности образцов в виде цилиндров диаметром 15 мм с погрешностью 5-10%. Измеритель выпускался малыми сериями в течение ряда лет. Отдельные лаборатории были оснащены единичными образцами других отечественных, либо импортных приборов.

В связи с тем, что приборами ИТ-λ-400 оснащены многие теплофизические лаборатории и он позволяет изучать изменение коэффициента теплопроводности во всем диапазоне температуры, встречающейся в земной коре, рассмотрим его несколько подробнее, рис.

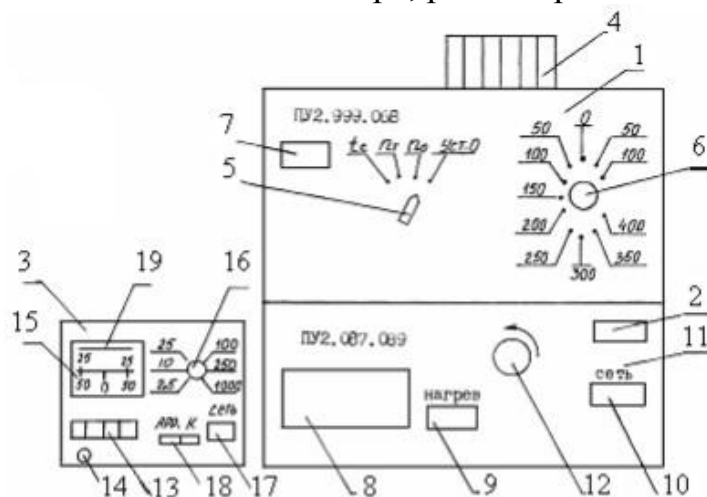


Рис. 2.?? – Состав измерителя ИТ-λ-400 [Денисова, Шак, 2005].

Обозначения: 1 - измерительный блок; 2 - блок питания и регулирования; 3 – микровольтнаноамперметр; 4 - измерительная ячейка; 5 - переключатель режима? «измерение»); 6 - переключатель «температура»; 7 - сигнальная лампа регулятора температуры; 8 – вольтметр; 9 - кнопка «нагрев»; 10 - кнопка «сеть»; 11 - сигнальная лампа; 12 - регулятор установки начального напряжения; 13 - переключатель диапазонов измерения; 14 - разъем для подключения сетевого шнура; 15 - отсчетное устройство; 16 - переключатель диапазона измерений; 17 - кнопка «сеть»; 18 - переключатель, арретирующий прибор Ф136 (АРР) и устанавливающий нулевой уровень (К);

19 - корректор показывающего прибора. Примечание: измеритель может комплектоваться другим показывающим прибором (3).

Измеритель теплопроводности ИТ-λ-400 включает: измерительный блок 1, блок питания и регулирования 2, микровольтнаноамперметр Ф136 3 (может комплектоваться и другими типами прибора), измерительную ячейку 4 (рассмотрена ниже).

Измерение теплопроводности проводится в режиме монотонного нагрева методом динамического калориметра.

Устройство измерительной ячейки ИТ-λ-400 представлено на рис., а тепловая схема метода – на рис.

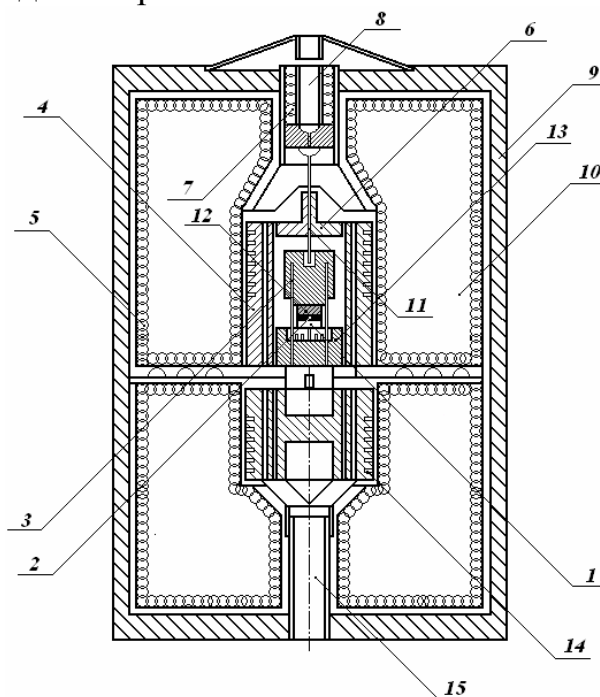


Рис. ?? – Измерительная ячейка прибора ИТ-λ-400 [Денисова, Шак, 2005]. Обозначения: 1 - пластина; 2 - пластина контактная; 3 - термопара; 4 - колпак охранный; 5 - коробка из фольги; 6 - прижим; 7 - пружина; 8 - патрубок; 9 - корпус; 10 - оболочка теплозащитная; 11 - стержень; 12 - испытуемый образец; 13 - основание; 14 - блок нагревательный; 15 – патрубок

Образец, рис. изготавливается коронкой из диска или пластины горной породы и помещается в измерительную ячейку. Измерения теплопроводности выполняют при монотонно увеличивающейся температуре образца от комнатного значения до 400 °С. Это позволяет регистрировать значение теплопроводности как функцию изменяющейся температуры.

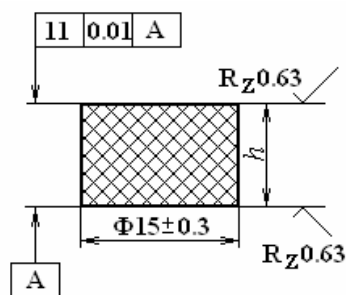


Рис. – Чертеж образца диаметром 15 мм и толщиной h

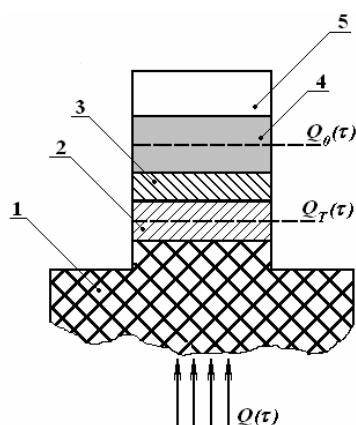


Рис. - Тепловая схема метода: 1 – основание; 2 – пластина с тепломером; 3 – пластина контактная; 4 – испытуемый образец; 5 – стержень

Параметры измерителя определяются в процессе градуировки прибора по материалам с известными тепловыми свойствами: теплоемкостью и теплопроводностью. Комплект образцов-эталонов с заранее известной теплопроводностью изображен на рис.



Рисунок – Эталоны с разной теплопроводностью для проверки и калибровки измерителей теплопроводности.

К недостаткам стационарных методов следует отнести длительность установления стационарного состояния и возможность определить только

коэффициента теплопроводности. Методы стационарного теплового режима трудоемки. К недостаткам относится: большая продолжительность опытов.

Для определения температуропроводности и удельной теплоемкости горных пород также разработан ряд приборов, отличающихся конструктивными параметрами.

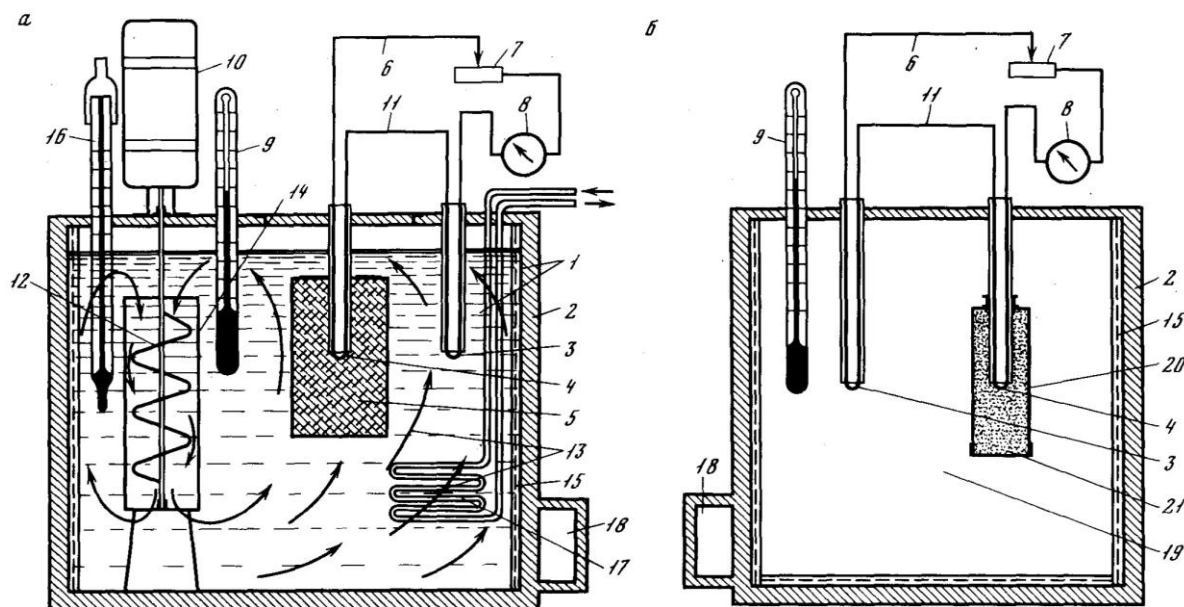


Рис. 2.?? - Схемы установок для определения тепловых свойств горных пород (а - измерение температуропроводности, б — измерение удельной теплоемкости)

1 - термостат с водой; 2 - теплоизоляция; 3 - холодный спай термопары; 4 - горячий спай термопары; 5 - испытуемый образец горной породы; 6 - медная проволока термопары; 7 - магазин сопротивлений; 8 - гальванометр; 9 - контрольный термометр; 10 - электродвигатель; 11 - константановая проволока термопары; 12 - мешалка; 13 - направление движения воды; 14 - направляющая труба; 15 - электронагреватель; 16 - контактный терморегулятор (электроконтактный термометр); 17 - холодильник; 18 - электротерморегулятор; 19 - камера спокойного воздуха; 20 - микрокалориметр; 21 - порошок исследуемой породы

При проведении опыта испытуемый образец с вмонтированным “горячим” спаем термопары помещают в термостат, как показано на рис. а, где температура выдерживается постоянной. Расстояние между образцом и “холодным” спаем термопары — около 10–12 см. Для определения коэффициента теплоотдачи использовали свинцовые эталоны

В Институте физики Земли АН СССР разработан зондовый нестационарный метод [Любимова и др., 1964]. В его основу положена теория распространения тепла от мгновенного линейного источника тепла. Предполагается, что бесконечно длинный и тонкий стержень (нагреватель) помещен в неограниченную среду, температура которой в момент сообщения ей импульса тепла постоянна. В некоторый момент времени $\tau = 0$

нагревателю сообщается тепловой импульс, затем нагреватель остывает. Регистрируется амплитуда и время наступления температурного максимума τ_m на фиксированном расстоянии r от нагревателя. Распределение температуры от такого источника в образце горной породы имеет вид:

$$T = \frac{Q}{4C\rho\pi a} \exp(-r^2 / 4a\tau), \quad (31)$$

где T - температура, вызываемая мгновенным линейным источником тепла Q , расположенным по оси z ; Q - количество тепла, выделяемое единицей длины источника; ρC - объемная теплоемкость; r - расстояние от поверхности нагревателя до спая термопары; a - температуропроводность; τ - время показания максимума термопарой. Используя условие максимума

$\frac{dT}{d\tau}|_{\tau=\tau_m} = 0$, получим

$$a = \frac{r^2}{4\tau_{\max}}. \quad (32)$$

Подставив значение a в (31) при условии максимума ($\tau = \tau_{\max}$), получим

$$T_{\max} = \frac{Q}{\rho C \pi r^2} e^{-1}$$

или

$$\rho C = \frac{Q}{T_{\max} \pi r^2 e}. \quad (33)$$

Теплопроводность находится по формуле

$$\lambda = a\rho C. \quad (34)$$

Количество тепла Q передаваемого образцу нагревателем определяется по формуле $Q = 0,24 IU t/l$, где I - сила тока; U - напряжение на нагревателе; t - время действия источника тепла, обычно не более 10 сек; l - длина нагревателя. Плотность ρ определяется методом гидростатического взвешивания.

В исследуемом образце породы просверливаются два параллельных отверстия на расстоянии r друг от друга. В одно из них вводится нагреватель (нихромовая пружина диаметром $\approx 6,4$ мм), в другое - горячий спай термопары, рис.

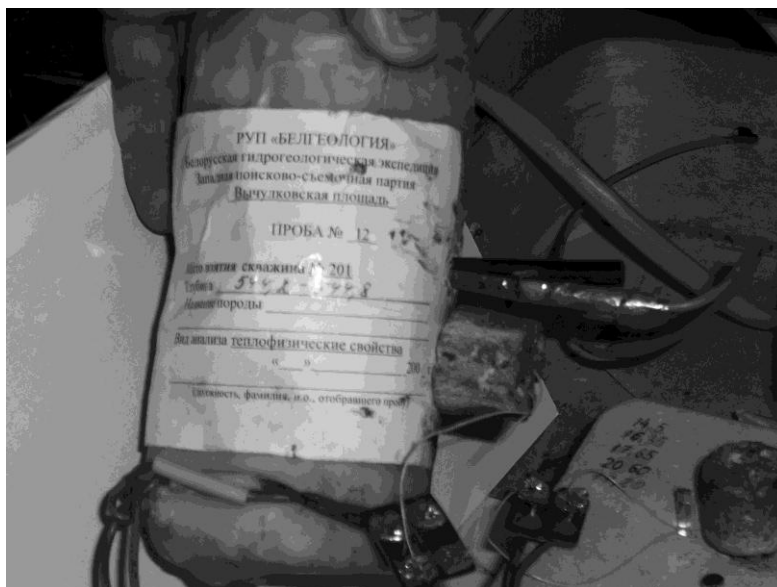


Рис. – Запарафинированный образец керна со вставленными нагревателем (снизу) и термпарой (сверху), подготовленный для определения тепловых свойств.

На нагреватель подается напряжение от источника питания, чаще всего длительностью 3-5 сек. При этом нагревателю сообщается импульс тепла, которое распространяется в теле образца, достигая термпары. После чего делают описанные выше отсчеты и выполняют определение трех коэффициентов (теплопроводности, объемной теплоемкости и температуропроводности) из одного опыта.

Кардинальные изменения в улучшении аппаратурно-технического оснащения для измерения тепловых свойств горных пород, произошедшие в последние 2-3 десятилетия появились с разработкой бесконтактных методов, при которых нагреватель и регистратор не соприкасаются с самим образцом.

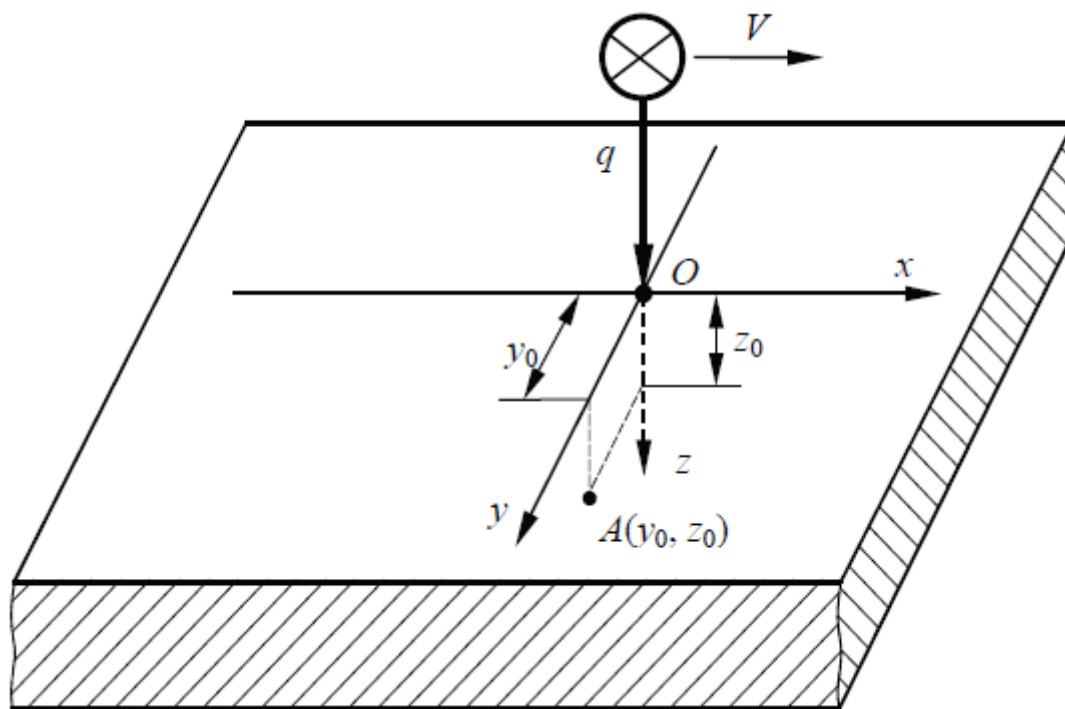


Рис. ?? - Схема теплового воздействия быстродвижущимся точечным источником тепла на поверхность исследуемого объекта [Сысоев, Чернышова, 2002].

Обозначения: Лазерный источник отмечен знаком крестик в кружке.

Распределение температуры на поверхности тела при этом имеем вид, рис.

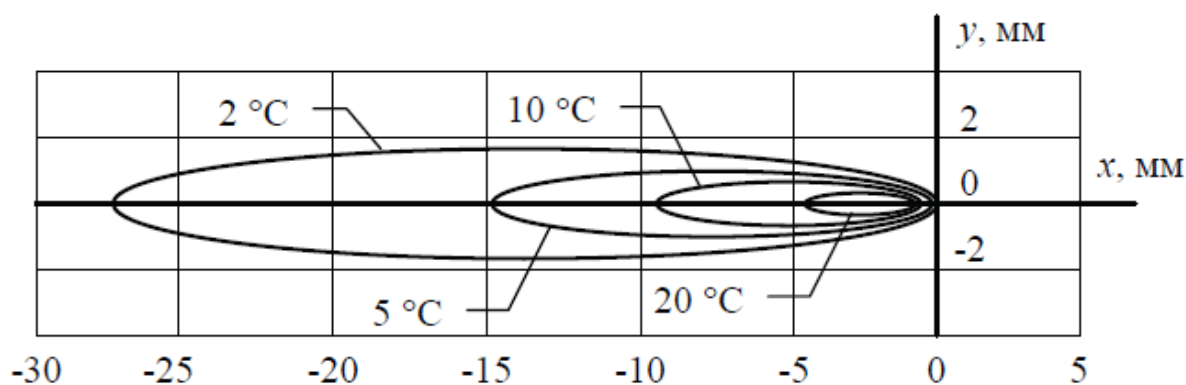


Рис. 2.?? – Распределение температуры от действия лазерного источника на поверхности движущегося образца [Сысоев, Чернышова, 2002]

Принцип действия прибора для бесконтактного определения тепловых свойств горных пород представлен на рис. Разработан бесконтактный метод определения тепловых свойств твердых материалов, заключающийся в воздействии на поверхность исследуемого образца 1 подвижным точечным источником тепла 2 определенной мощности и проведении на этой поверхности пространственно-температурных измерений. Тепловое воздействие на исследуемый объект осуществляют от лазера, а контроль

избыточных температур на поверхности объекта осуществляется на линии движения источника тепла и на параллельной ей линии соответственно термоприемниками 3 и 4 по ее электромагнитному излучению.

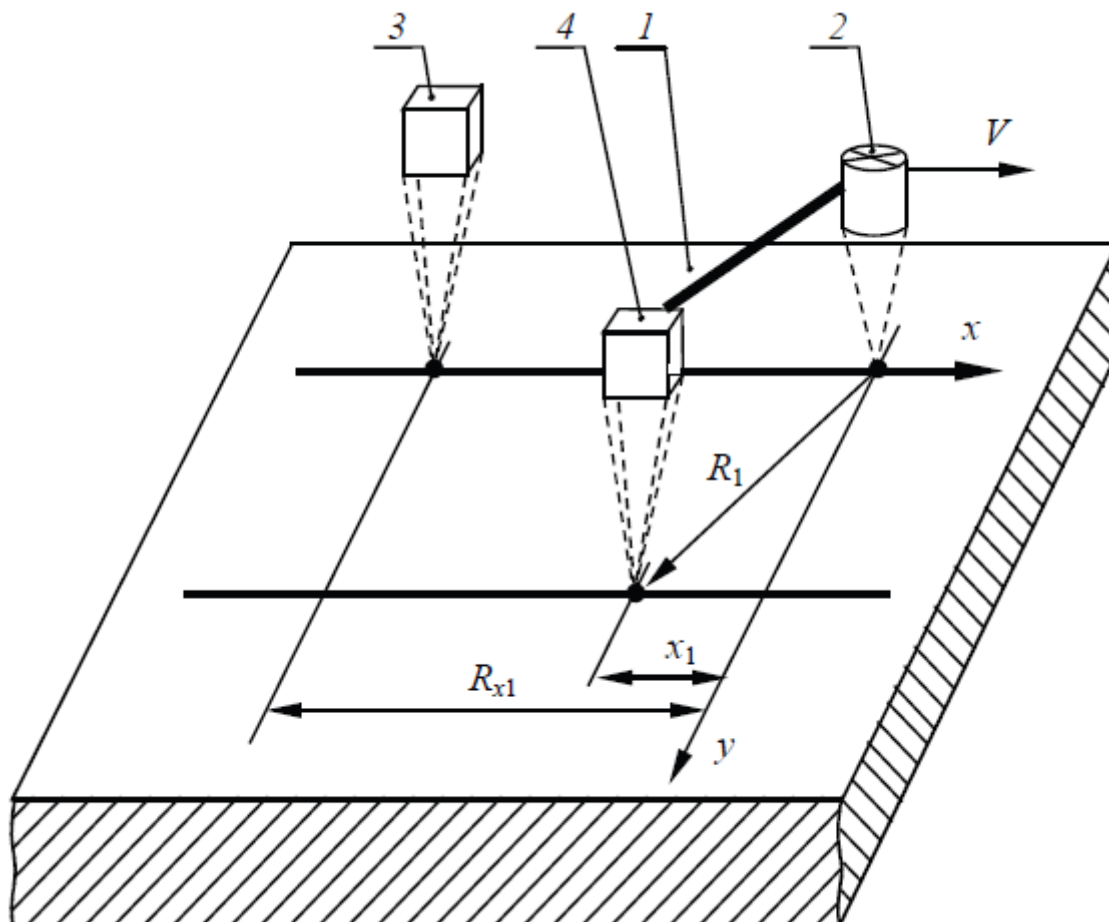


Рис. 2. ??а – Схема расположения и движения точечного источника тепла и термоприемников относительно исследуемого образца [Сысоев, Чернышова, 2002]. 1 - поверхность исследуемого образца; 2 - подвижный точечный источник тепла; 3 и 4 – термоприемники

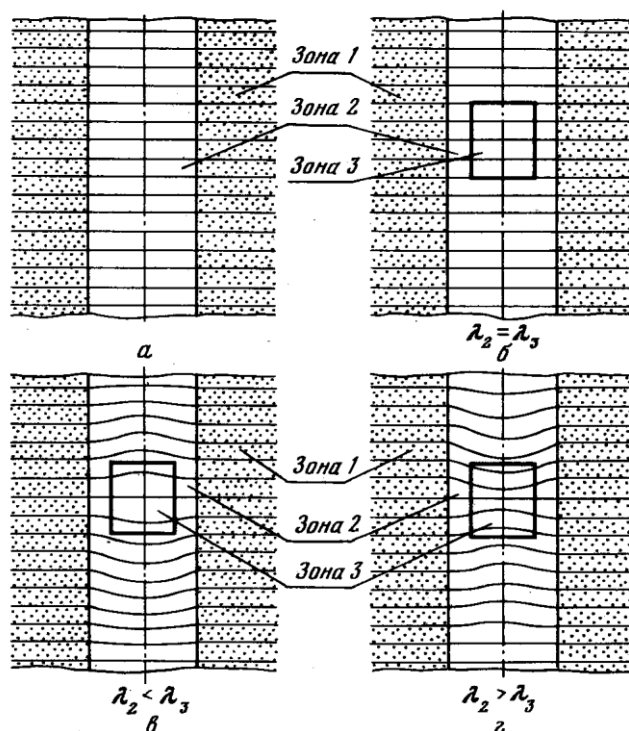
Развитие цифровой техники затронуло и скважинную геотермию. С начала 80-х годов стали использоваться цифровые измерительные комплексы, в которых в качестве датчика температуры применялись термочувствительные кварцевые резонаторы или медные термометры сопротивления с номиналом примерно 1 кОм.

В частотных кварцевых термометрах в качестве датчика используются термочувствительные кварцевые резонаторы. Величина температурного коэффициента частоты может быть порядка 200 Гц/°С.

При точных геотермических исследованиях температура измеряется в дискретных точках через равные интервалы. При этом не сказываются ошибки, появляющиеся из-за неравномерности перемещения скважинного снаряда и тепловой инерции термометра. Измерения проводятся в уже пробуренных и простаивающих скважинах, поэтому время термометрических работ не лимитируется, и выстойка термометра на каждой точке должна растягиваться до гарантированного восприятия датчиком температуры окружающей среды.

Принцип действия тепломеров основан на измерении перепада температур на пластине с известной теплопроводностью, помещенной в исследуемую среду. Если известна толщина пластины, то тепловой поток через тепломер пропорционален перепаду

температур на противоположных поверхностях пластины. Для практического применения разработан тепломер, в котором материал стенки выполняет роль промежуточного термоэлектрода дифференциальной термопары.



Р и с. 15. Характер распределения температурного поля в скважине
Пояснения см. в тексте

Рис. ?? – Характер распределения изотерм в скважине при введении в ее ствол скважинного тепломера для измерения плотности теплового потока [Кутас, Бевзюк, 1983]

В качестве термочувствительного датчика в тепломере, разработанном в Киевском институте технической теплофизики (О.А.Герашенко) по этому принципу, использовались последовательно соединенные термостолбики из материала типа сплава Июффе.

При измерениях тепломером принимается, что тепловой поток одинаков в тепломере и в окружающей среде. Однако это не соответствует фактическому распределению теплового потока, так как уже внесение тепломера в среду с отличающимися теплофизическими характеристиками нарушает естественное температурное поле.

Аппаратура для геотермических измерений на океанах разрабатывалась и совершенствовалась в течение всего периода регионального изучения геотермии акваторий. Первые зонды, работающие с электрической схемой, были применены в 1956 г. Ф.Буллардом, А.Максвеллом и К.Ревеллом. Их зонд представлял собой трубу длиной 5 м и диаметром 25 мм. Внутри трубы размещалась медь-константановая термопара, спаи которой имели улучшенный тепловой контакт с материалом трубы вблизи верхнего и нижнего концов. Регистратор представлял собой самописец, питаемый от аккумулятора. Однако, этот зонд имел большую инерционность. Время установления равновесных температур составляло 40-50 мин и не всегда удавалось с судна удерживать зонд в донных осадках. Теплопроводность осадков измерялась в бортовой лаборатории по образцам,

взятым грунтовой трубой. Впоследствии этот зонд был дополнен собственной грунтовой трубой, но все равно инерционность оставалась очень большой для такой сложной методики как измерение теплового потока в дне акваторий с борта судна.

В термозонде Ламонтской геологической обсерватории (зонд Юинга) датчики находились в отдельных тонких трубках, размещенных с внешней стороны грунтовой трубы на диэлектрических подставках. Преимущества этого зонда заключались в том, что он был многоканальным (3, 5 или 6 датчиков), имел собственную грунтовую трубу и относительно малую инерционность. Градиент температуры с помощью такого зонда можно было измерить за 5-10 мин.

Термозонд Листера имел длину 2 м и содержал 12 датчиков-термисторов, из которых верхний и нижний фиксировали разность температур, а остальные десять - теплопроводность донных осадков в их естественном залегании. Это был заметный прогресс в конструировании зондов. Зонд был снабжен цифровым регистратором, который формировал сигнал в двоичном коде.

В СССР геотермические зонды разрабатывались с конца 60-х годов в Институте радиоэлектроники АН СССР совместно с ИФЗ, в Геологическом институте АН СССР, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В этот период был создан серийный зонд ПТГ. Его последняя модификация ПТГ-ЗМТБ представляла собой одноканальный легкий автономный зонд типа "зонда Булларда", в котором в качестве датчиков использовалась батарея из десяти медь-константановых термопар. Несмотря на то, что зондом ПТГ было сделано более 2 тыс. измерений теплового потока в различных океанах и морях, он имел много недостатков, которые и остановили его дальнейшее развитие.

В результате был создан кабельный термозонд "ГЕОС", который в период с 1984 по 1994 г. постоянно совершенствовался в процессе его применения на судах АН СССР (РАН). Зонд был разработан в ОНИЛ "Океанприбор" при Куйбышевском политехническом институте. Значительный вклад в усовершенствование зонда и расширение его возможностей внесли геотермики из Геологического института РАН, которые эксплуатировали его на НИС "Академик Николай Страхов" в Карибско-Мексиканском регионе и в Альборанском море, а также на Байкале.

Измерения теплового потока на Байкале осуществлялись с помощью измерительной системы "ГЕОС-2", предназначенной для регистрации температуры осадков, градиентов температуры и коэффициентов теплопроводности осадков *in situ*. Система "ГЕОС-2" состояла из набортного и погружного модулей, связанных между собой механической и электрической линиями, объединенными в кабель-тросе.

Для автоматизации работы с зондом его разработчиками создан специальный пакет программ, с помощью которого осуществляется не только управление работой зонда, но и калибровка различных его узлов и схем, подготовка текстовой и графической информации о результатах измерений, а также согласование с судовой навигационной системой.

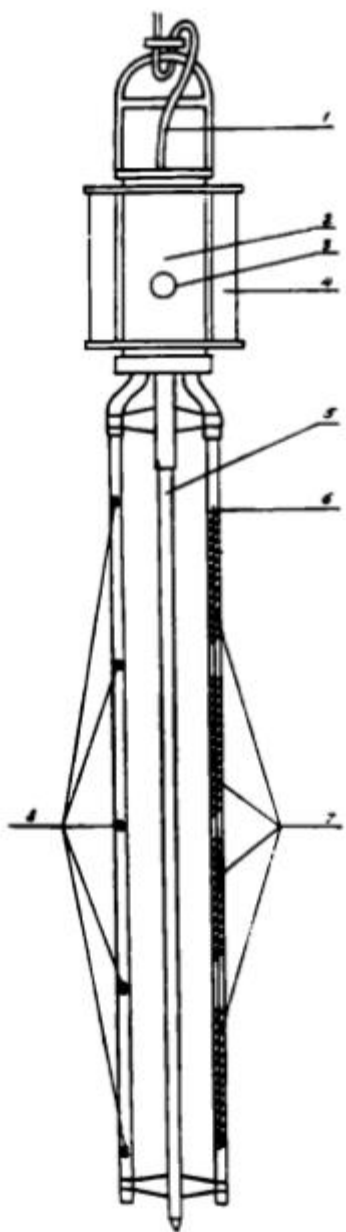


Рис.5. Конструкция геотермического зонда "ГЕОС"

1. кабель-трос

2. контейнер с электронным блоком

- 3.инклинометр
- 4.груз
- 5.несущая штанга
- 6.нагреватель
- 7.датчики теплопроводности
- 8.датчики температуры и термоградиента.

Применение этого зонда сразу сильно продвинуло информативность морских геотермических измерений и принесло ряд интересных открытий. Иностранные геотермики, участвовавшие в совместных экспедициях с российскими учеными, признали, что этот зонд лучше известных аналогов.

Методически работа с зондом намного проще, чем у автономных зондов ("кот в мешке"). Благодаря постоянному поступлению информации на борт судна оператор может четко зафиксировать момент вхождения зонда в осадки и его извлечения или падения по импульсу фрикционного разогрева, может видеть глубину его внедрения в донный грунт, следить за процессом установления теплового равновесия между зондом и осадками и даже косвенно судить об их плотности (по величине импульса фрикционного разогрева зонда при внедрении). Оперативное получение такой информации позволяет вовремя менять режим работы лебедки. Например, при вхождении зонда в грунт можно сразу же уменьшить скорость вытравки кабеля, обеспечивая только его притравку, компенсирующую дрейф судна, и избежать возможного запутывания кабеля в неровностях дна, его обрыва при подъеме и потери прибора. Столь же важна возможность оперативного перехода от спуска к подъему, когда измерения показывают, что зонд не внедрился в осадки, а лежит на дне или упал в процессе измерений; в таких случаях задержка подъема (дальнейшая притравка кабеля) могла бы привести к поломке прибора или к его отрыву. Кроме того, само использование кабеля вместо троса уменьшает вероятность потери прибора, так как кабель имеет большую упругость и прочность на разрыв.



Рисунок – Зонд ГЕОТЕРМ компании «ЛЕНАРК»

В состав зонда входят погружаемая часть и набортный блок. Погружаемая часть зонда соединяется с набортной частью любыми типами геофизических грузонесущих кабелей. В составе геотермического зонда используются модемы с передовой технологией передачи информации SHDSL, позволяющие использовать геофизические кабели длиной до 15 км. В погружаемой части термического зонда используется автономный процессорный измерительный модуль, имеющий возможность как передавать данные по кабелю на набортный блок, так и записывать их во внутреннюю память. Благодаря этой особенности геотермический зонд можно использовать не только с геофизическим кабелем, но и с тросом.

Погружаемая часть содержит датчики температуры, теплопроводности, гидростатического давления, углов внедрения зонда в донные осадки, эхолот-альтиметр, систему сбора, регистрации и передачи информации по кабелю, модуль электропитания, обеспечивающий как питание по кабелю, так и от внутренних аккумуляторов.

С появлением подводных обитаемых аппаратов появился метод геотермических измерений в донных осадках непосредственно с аппарата. Первые подобные измерения были выполнены в 1974 г. с подводных аппаратов "Алвин" и "Сиана" в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, где очень редки и маломощны осадочные "карманы". Внедрить зонд в таких зонах с борта судна почти никогда не удастся. Для работы на подводных обитаемых аппаратах

изготавливается специальная конструкция зонда, который может быть захвачен манипулятором или прикреплен к контейнеру для сбора проб. В СССР измерения проводились с подводных аппаратов "Аргус", "Пайсис" и "Мир" Геологическим институтом РАН и Институтом океанологии РАН. В применявшихся зондах в качестве температурных датчиков использовались термисторы или кварцевые термочувствительные резонаторы.

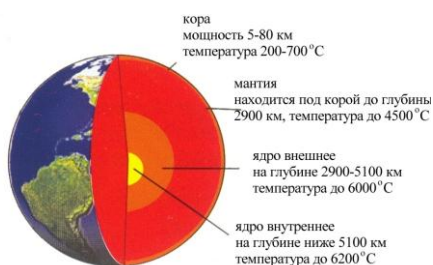
Фактические данные об измеренных температурах в земной коре континентов ограничиваются глубинами буровых скважин, которые в большинстве случаев достигают 1 – 7 км. Лишь несколько скважин сверхглубокого бурения достигли больших глубин (например, Кольская сверхглубокая скважина пробурена до 12,7 км). На акваториях глубина фактических измерений температуры еще меньше - она ограничена длиной термозонда, т.е. максимум, 15 м.

BBBBBBBBBBBBBB

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

12. В чем заключается физическая сущность связи сейсмических и геотермических параметров ? О чем может свидетельствовать отсутствие однозначной корреляции между тепловым потоком и мощностью земной коры ?
13. Совместный анализ теплового и гравитационного полей. В чем заключается аналогия между потенциалами теплового и гравитационного полей? Возможность расчета глубины нижних кромок намагниченных масс с помощью теплового потока.
14. Что такое "термическая" и "магнитотеллурическая" астеносфера ?
15. Аппаратура для измерений температуры в буровых скважинах. Какова должна быть ее точность? Как рассчитывается погрешность измерений температуры и геотермического градиента? Каковы типы термодатчиков, их достоинства и недостатки? Как производится их градуировка? Основные типы скважинных термометров: мостовые, потенциометрические, цифровые, частотные и т.д.
16. В чем заключаются особенности методики геотермических измерений в буровых скважинах?
17. Тепломеры для прямых измерений теплового потока, перспективы их применения.
18. Геотермические зонды для измерений на акваториях. Зонд Булларда, Юинга, Листера, "ПТГ", "ГЕОС".
19. Методика геотермических измерений с борта судна. Измерения с подводных обитаемых аппаратов.
20. Какие геотермические параметры необходимо знать для расчета глубинных температур? Для каких моделей применимы аналитические методы расчета глубинных температур?
21. Для каких типов земной коры может быть применен метод расчета стационарных температур? ...нестационарных температур?
22. Геологические применения расчета нестационарных геотермических условий: метаморфическая зональность, скорость эрозии.

ЛЕКЦИЯ 4 Типы геотермических карт и профилей, их назначение и методы построения.



В этой лекции рассматриваются: Типы геотермических карт и профилей, их значение и методы их построения. Геотермические аномалии и их геолого-тектоническая интерпретация (теория поправок).

Искажение фонового геотермического поля за счет стационарных факторов: рельеф, структурно-теплофизические неоднородности. Искажения за счет нестационарных факторов: эрозия, седиментация, образование надвигов. Влияние тепла тектонического трения.

Геотермические карты и профили являются обобщающим, отчетным и наиболее наглядным материалом, отражающим результаты региональных исследований.

Типы геотермических карт и профилей могут быть весьма разнообразными. Так, можно составить классификацию по картируемому параметру, по форме отображения, по масштабу и т.д.

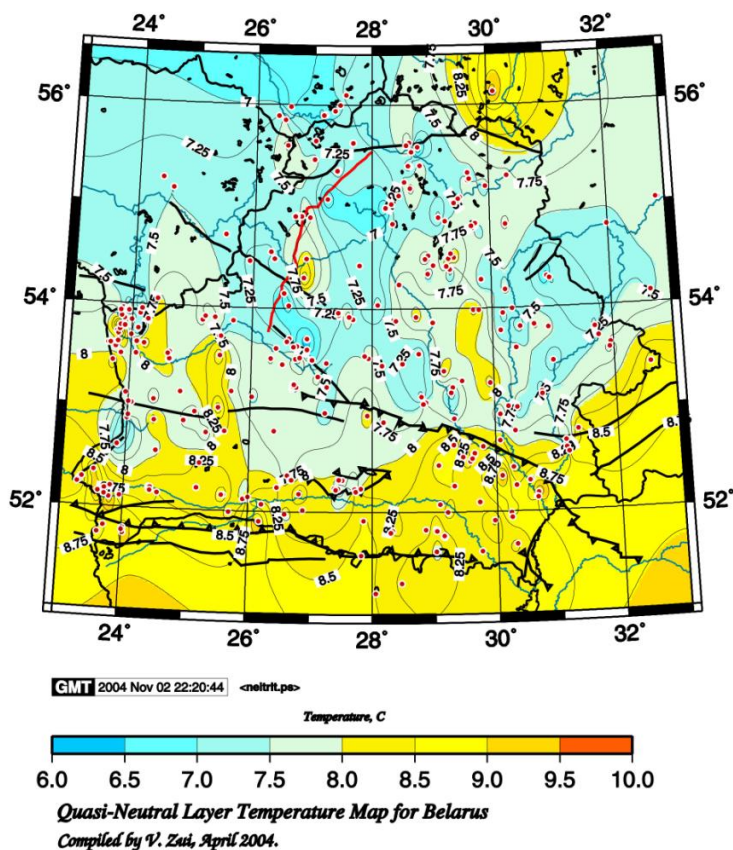


Рисунок – Распределение температуры нейтрального слоя в пределах Беларуси.

Наиболее часто публикуются температурные разрезы земной коры, построенные как по фактически измеренным, так и по расчетным данным. Эти разрезы дают информацию о температурах в толще пород без привязки к границам геологических свит, но позволяют судить о реальных температурных условиях, в которых развиваются многообразные физико-химические процессы. Эти материалы служат основой для планирования работ по использованию внутриземного тепла. Очень распространенным видом геотемпературных карт являются карты изотерм на различных литолого-стратиграфических и уровнях срезах, глубин залегания определенных геотерм (например, изотермы Кюри, изотермы солидуса базальта, мощности гелиотермозоны и др.). Сопоставление таких материалов с данными о геологическом строении, гидрогеологических условиях и параметрах других геофизических полей позволяет установить основные факторы, влияющие на распределение глубинных температур, и оценить их роль в различных случаях. При публикации расчетных температур весьма важно доказать применимость той или иной геотермической модели и схемы экстраполяции температур. Наиболее корректной является схема, в которой значения теплофизических параметров, фонового теплового потока и распределение температур на подошве "нейтрального слоя" задаются по эмпирическим данным. Поэтому возникают специальные задачи по картированию распределения теплофизических параметров (главным образом, теплопроводности) и

теплового потока. Представление данных теплопроводности на континентах дается в виде одномерной картины распределения по глубине скважин. Картирование теплопроводности в изолиниях на континентах не принято, так как скважины, из которых берутся образцы, отстоят друг от друга на значительные расстояния, поэтому межскважинная интерполяция может дать искаженные результаты. Представление картины распределения теплопроводности в донных осадках акваторий дается в виде изолиний, что объясняется частым и равномерным расположением станций на измеряемом профиле и относительной однородностью теплопроводности донных илов.

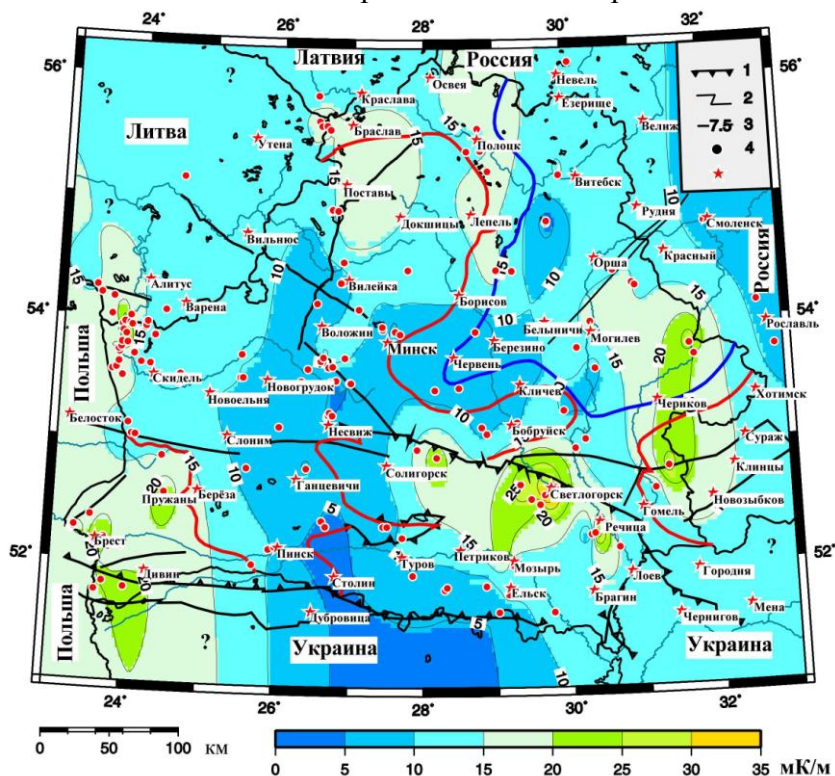


Рисунок – Распределение геотермического градиента в интервале глубины 300 – 400 м в Беларуси.

Особое место занимает проблема картирования теплового потока. Тепловой поток отражает структуру источников тепла, которые одновременно могут быть источниками других геофизических полей. Это объясняет генетическую корреляцию геофизических полей, в том числе и теплового. Накопление данных о тепловом потоке позволило провести картографические обобщения для различных континентальных и океанических регионов. В отличие от других геофизических параметров картирование теплового потока производится в абсолютных единицах, без выделения нормальной и аномальной составляющих. Однако возможно картирование и аномальной составляющей. С этой целью, в зависимости от задач картирования, могут быть предложены понятия глобального фона, определяемого средним кондуктивным тепловым потоком Земли, или стабильных тектонических областей континентов и океанов, или локального фона, определяемого средними значениями теплового потока в конкретных тектонических структурах. С помощью таких трансформаций удобно изучать аномалии разной глубинности - от мантийных до приповерхностных. Тепловое поле является одним из потенциальных полей Земли, поэтому к нему может быть применен тот же математический аппарат трансформаций, который хорошо разработан в применении к гравитационному и магнитному полям. Ясно, что для выявления разных типов аномалий необходима различная плотность измерений и выбор соответствующих масштабов карт.

Изображение поля тепловых потоков на карте может представляться в различных формах. Традиционными являются представление карты фактического материала, т.е.

такой карты, на которой на геолого-географической основе нанесены точки измерений теплового потока и указано его значение в единицах теплового потока (в системе СИ – в мВт/м^2 , в устаревшей системе CGSE – в $\text{мккал/см}^2\cdot\text{с}$), а также карты в изолиниях теплового потока (рис.6). Сечение изолиний выбирается таким, чтобы не менее чем в 2,5 – 3 раза превышать погрешность измерений. Реально при относительной погрешности 10% для фоновое глобального теплового потока сечение изолиний должно быть 15 мВт/м^2 . На локальных участках, где не наблюдается резких вариаций теплового потока, допускается сгущать изолинии - сечение их может быть $5 - 10 \text{ мВт/м}^2$.

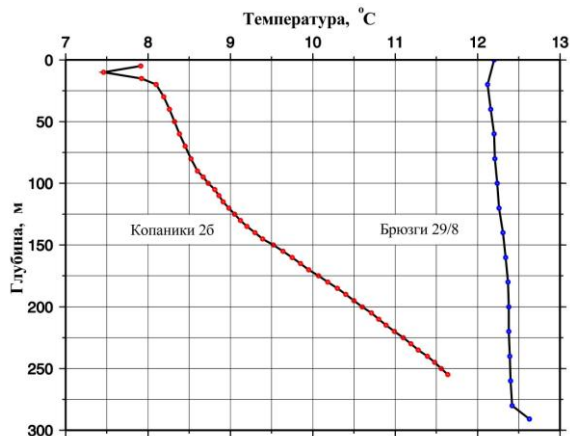


Рисунок – Термограммы скважин на погранпереходе Брюзги.

В отличие от методов картирования других геофизических полей (гравитационного, магнитного, электрического, сейсмического), где существует более или менее равномерная сетка измерений, данные теплового потока приурочены к скважинам, которые, в свою очередь, бурятся на месторождениях и рудопроявлениях. Таким образом, огромные "неперспективные" площади континентов остаются геотермически неизученными. Поэтому интерполяция фактических геотермических данных может дать ложное представление о тепловом режиме в межскважинном пространстве.

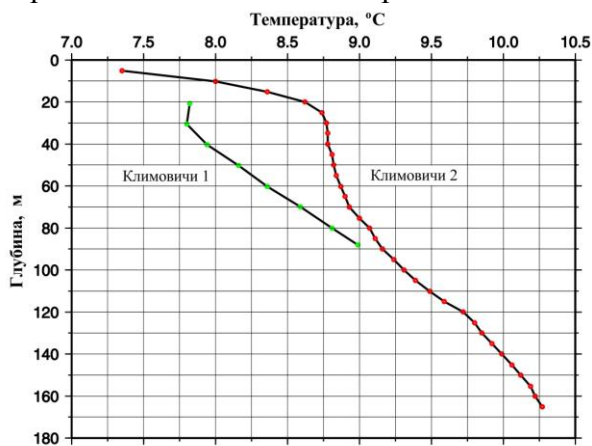


Рисунок – Термограммы скважин в районе Климович, Могилевская область.

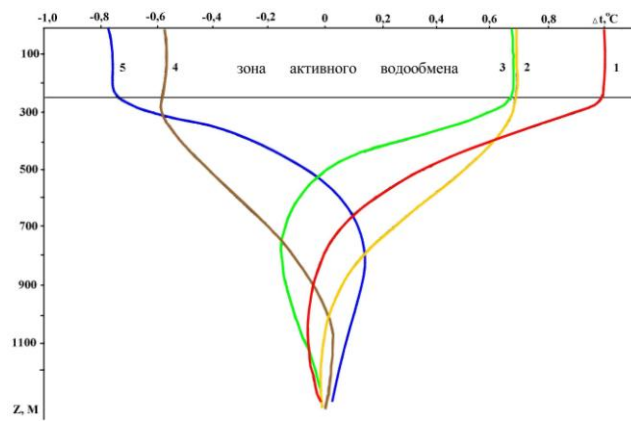


Рисунок – К понятию о «нейтральном слое».

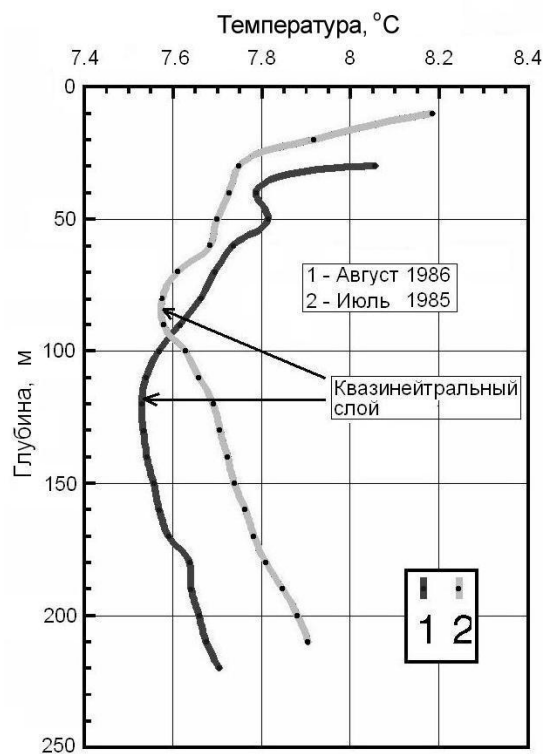


Рисунок – Положение «Нейтрального слоя» в скважине Сенно 36.

Анализируя карту теплового потока в изолиниях, следует иметь перед глазами и карту фактического материала: там, где отсутствуют скважинные измерения, проведение изолиний нужно считать прогнозным. При интерполяции геотермических данных, так же как и при картировании других геофизических полей, учитывается независимая геологическая информация: наличие пликтивных и дизъюнктивных нарушений, проявления современного и палеовулканизма и гидротермальной деятельности и т.д. Эти геологические особенности позволяют уточнить проведение изолиний на тех площадях, где отсутствуют прямые данные о тепловом потоке.

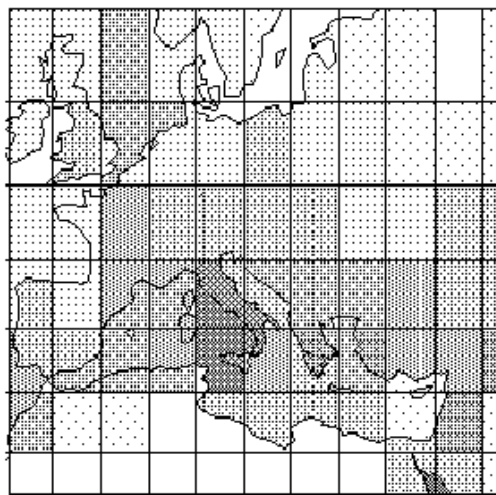


Рис.7. Пример карты теплового потока, построенной методом осреднения данных по ячейкам географической сетки (метод “лоскутного одеяла”)
Пояснения см. в тексте

В последние годы популярным стал способ отображения теплового потока с помощью "лоскутного одеяла". Под этим термином понимается разбиение картируемой территории на квадраты и присвоение квадрату среднего арифметического (или весового) значения теплового потока и соответствующего среднеквадратичного отклонения из всех попадающих в квадрат точек. При этом назначается градация средних значений и дисперсий, которая отражается цветом, штриховкой или крапом. Можно, например, цветом отразить среднее значение, а крапом - дисперсию. Карта становится легко читаемой. Такое отображение теплового поля более объективно, чем рисовка изолиний, потому что позволяет судить и о величине поля, и о достоверности оценки среднего, и о разбросе данных, а также показывает, какие площади совершенно неизучены ("белые пятна"), а какие изучены слабо (1 – 2 измерения): в этом случае С.К.О. не рассчитывается и, следовательно, крап не наносится (рис.7).

За основу при построении карты обычно принимают измеренные, а не исправленные данные. Такой способ изображения дает искаженную картину глубинного теплового потока в тех регионах, где он экранирован мощным осадочным чехлом или аллохтонными пластинами. Это, как правило, предгорные и межгорные прогибы, глубоководные желоба, а также линейные складчатые пояса. Однако введение соответствующих поправок в измеренные значения требует знания дополнительной геологической информации, не всегда доступной; методы расчета поправок, которыми пользуются авторы, не унифицированы, поэтому представление скорректированных данных только вносит дополнительную погрешность. Введение поправок необходимо, но на стадии геолого-тектонической интерпретации, а не на стадии представления фактического материала. Комиссия по тепловому потоку Международного союза геодезии и геофизики на своем заседании в 1985 г. (г. Прага) рекомендовала при составлении карт теплового потока вводить только поправку на влияние рельефа, одновременно рекомендовав унифицированный алгоритм ее расчета. На картах обычно не показываются тепловые потоки, измеренные в зонах влияния мощных конвективных процессов, которые полностью искажают его кондуктивную компоненту.

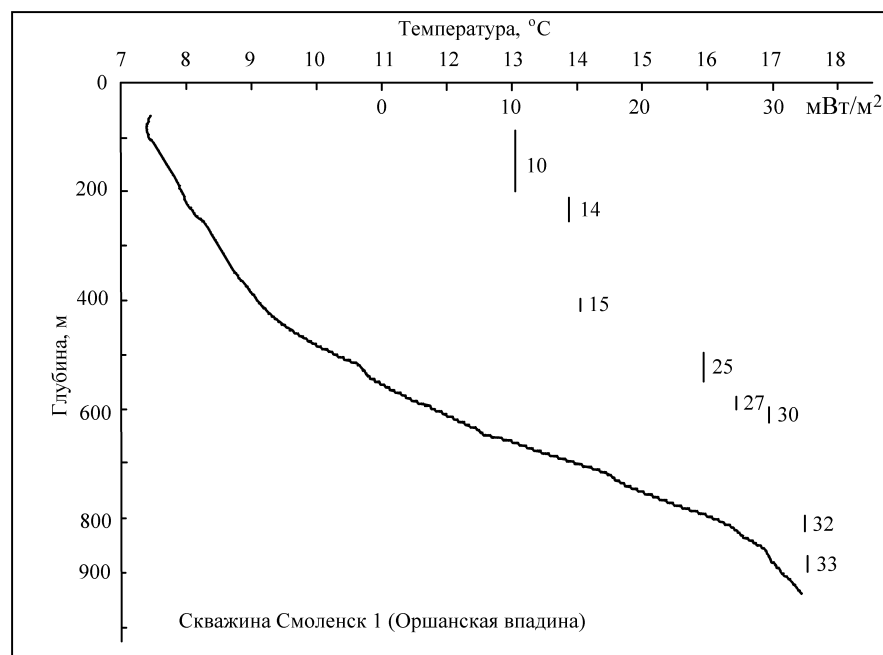


Рисунок – Термограмма и интервальные значения плотности теплового потока по скважине Смоленск 1.

Геотермические карты крупных регионов, как правило, не содержат косвенных определений теплового потока, о которых мы упоминали выше, но на картах фактического материала локальных полигонов применяется совместное изображение (разными условными знаками) прямых измерений и косвенных оценок. Карты теплового потока предназначены для комплексной геологической интерпретации геофизических данных, поэтому обычно на карту наносится дополнительная информация - геологические и тектонические границы, контуры нефтегазоносных бассейнов и рудных полей, главные разломные зоны, локализация геофизических аномалий и т.п. Следовательно, представление картографической геотермической информации является важным этапом для понимания природы теплового потока, нахождения его фоновых значений и выделения аномалий.

Наблюдаемое вблизи земной поверхности распределение теплового потока представляет собой суммарный эффект различных по интенсивности и длительности процессов теплогенерации, осложненных различиями в условиях теплопередачи. Для нахождения какой-либо одной составляющей потока необходимо исключить влияние всех остальных. Практическая возможность подобного разделения основывается на привлечении разнообразных геолого-геофизических данных, а также на предположении, что различные по своим масштабам и характеру геологические особенности создают поля разного масштаба и разной амплитуды. Локальные возмущения геотермического поля, или аномалии, всегда привлекают исследователей, ведущих как теоретические, так и практические работы. Это связано, с одной стороны, с тем, что размеры и глубинность аномалий могут быть совершенно различными: от региональных мантийных до локальных приповерхностных, а с другой стороны, с тем, что причины появления аномалий также весьма разнообразны: они вызваны или источником избыточного тепла, или перераспределением теплового потока, или появлением конвективной компоненты.

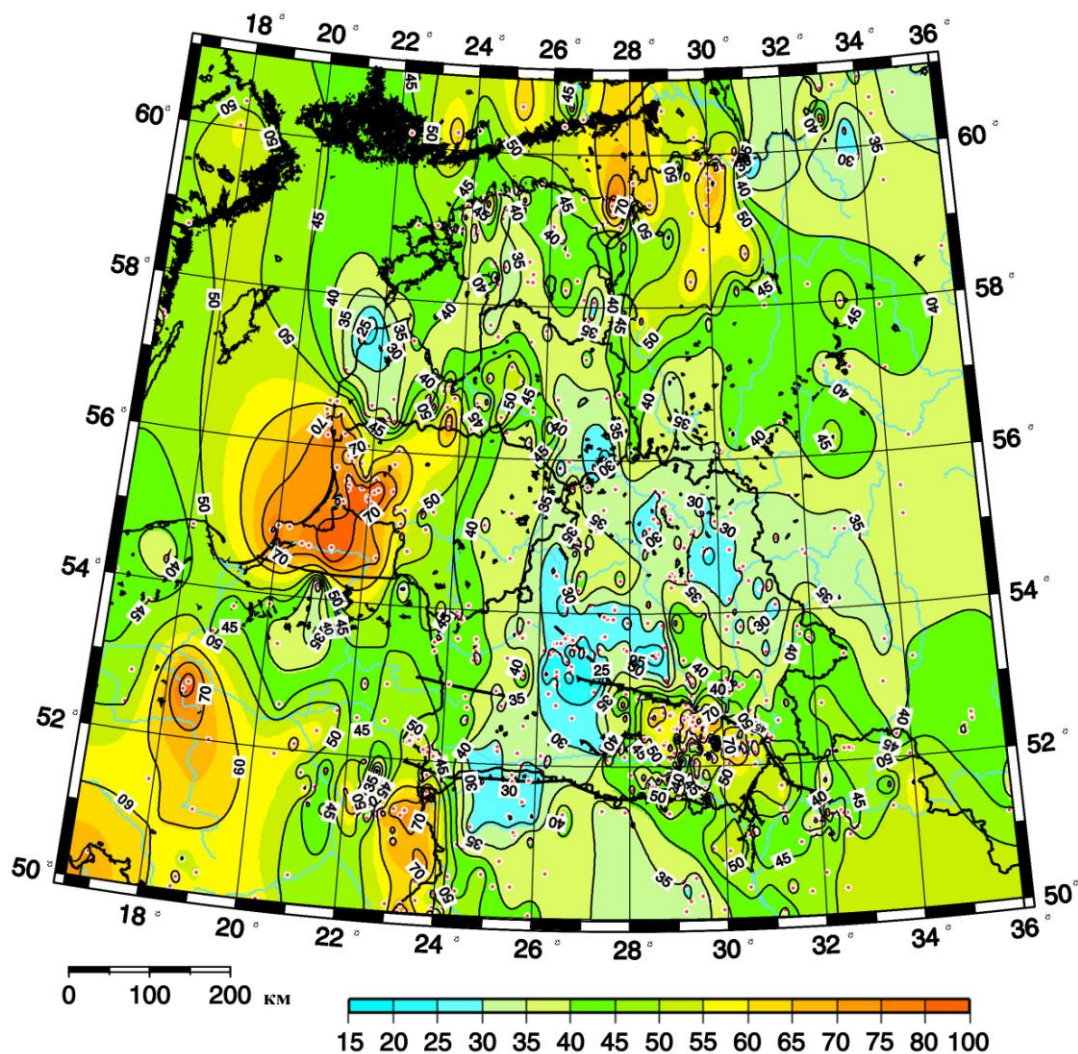


Рисунок – Распределение плотности теплового потока в западной части Восточно-Европейской платформы.

Установление причины появления аномалии и характеристик аномального тела - это основная задача интерпретации любого геофизического поля, обратная задача геофизики. Как в любом геофизическом методе, в геотермии также существует неоднозначность при решении обратной задачи. Для ее оптимизации привлекаются независимые данные, получаемые из геологического изучения объекта или из других геофизических полей. То же и в геотермии: решение обратной задачи невозможно без комплексного анализа всей имеющейся информации. Более простым является решение прямой задачи - найти величину аномалии, если известна природа, форма, размеры и физические свойства аномалиеобразующего объекта. Эта задача сводится к решению дифференциального уравнения в частных производных с принятыми граничными и начальными условиями. В настоящее время такого рода решения аналитическими или численными методами с использованием компьютеров уже не представляют особого труда. В этом случае требуется перебор множества вариантов физических, геометрических свойств тела, граничных и начальных условий, адекватных имеющейся геологической информации с тем, чтобы подобрать наиболее близкое распределение наблюдаемого геофизического поля и результатов моделирования. Такой метод позволяет остановиться на нескольких вариантах, приемлемых для объяснения природы наблюдаемой аномалии.

При решении прямой задачи геотермии выбор вариантов теплофизических свойств ограничен как их непосредственными измерениями, так и соображениями о возможном

веществе или горной породе, находящейся вне сферы нашего изучения. В этом случае теплофизические свойства этой породы принимаются по табличным данным с учетом РТ-условий ее нахождения. Граничные условия принимаются по данным измеренных температур и/или тепловых потоков, а если такие измерения недоступны, то из общетеоретических соображений. Например, непосредственное измерение на подошве литосферы невозможно, но принято, что подошва литосферы ассоциируется с температурой солидуса базальта, которая известна из эксперимента. Или другой пример: величина теплового потока из мантии непосредственно не измеряется, но из концентрации радиоактивных элементов можно определить долю радиогенного тепла в земной коре - значит остальная часть тепла поступает из мантии. Таким образом, использование независимой геолого-геофизической информации позволяет качественно понять и количественно оценить аномалиеобразующие факторы.

Среди причин, обуславливающих региональные аномалии теплового потока, следует назвать неравномерное распределение радиоактивных элементов и неравномерную конвекцию в мантии. Эти особенности распространяются на целые геологические провинции и длительное время сохраняются без изменений интенсивности. Их можно считать квазистационарными. Эти аномалии представляют наибольший интерес для изучения термодинамических процессов и эволюции глубинных геосфер.

Локальные аномалии вызываются различными причинами, приуроченными к внешним геосферам, вплоть до земной коры. Существенное влияние на характер локального теплового поля оказывают строение осадочного чехла, рельеф кристаллического фундамента, гидродинамические процессы, тектонические движения и т.п.

Общий анализ локального или регионального распределений теплового потока начинают с разделения на нормальную и аномальную составляющие, затем выделяют стационарную и нестационарную компоненты, проводят качественное истолкование и количественное моделирование с целью получения данных об аномальном объекте.

При региональной интерпретации геотермических данных локальные аномалии являются искажающим фактором и их необходимо рассчитать для того, чтобы ввести соответствующие поправки в наблюдаемое значение теплового потока.

Существует целая теория - теория поправок геотермического поля, к которой мы сейчас переходим.

Среди различных поправок можно выделить две основные группы: стационарные и нестационарные факторы, искажающие фоновое тепловое поле. К стационарным факторам относится влияние рельефа, структурно-теплофизических неоднородностей, динамики подземных вод, крупного водоема. К нестационарным - влияние палеоклимата, осадконакопления и эрозии, горизонтальных тектонических движений, молодого вулканизма, фазовых переходов в зонах вечной мерзлоты, тепла тектонического трения и др.

Причины влияния на тепловой поток рельефа и структурно-теплофизических неоднородностей сходны по своей физической сути. Обе эти поправки связаны с отклонением геоизотерм от плоских поверхностей из-за изменения физических свойств среды на границах раздела слоев.

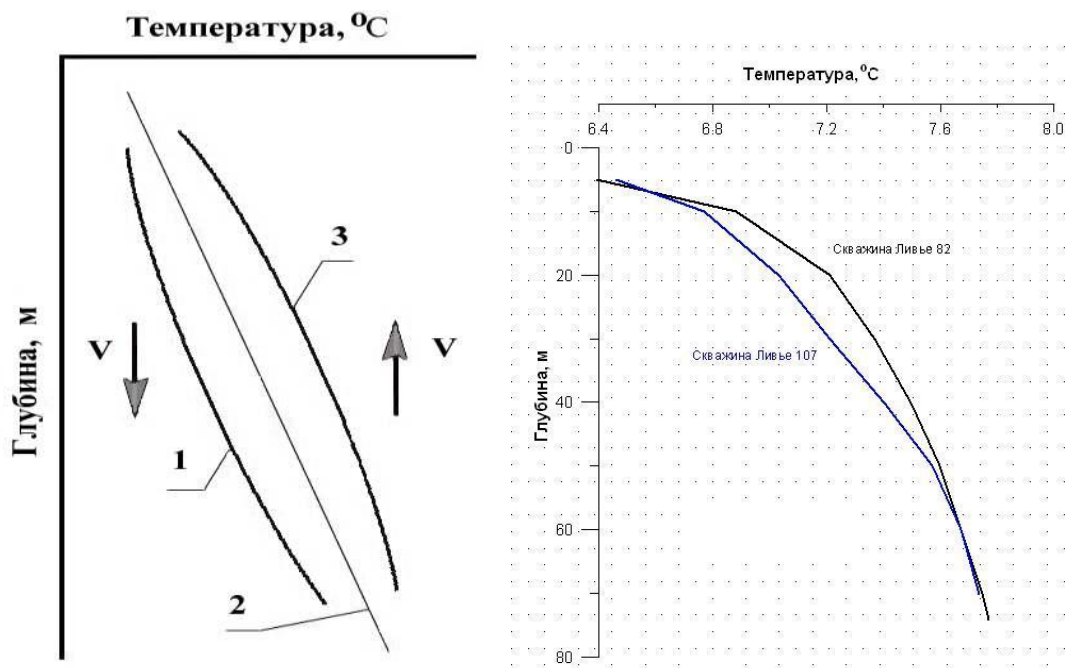


Рисунок - Влияние вертикального движения подземных вод на вид термограммы скважины.

Поверхность Земли, а вернее поверхность "нейтрального слоя", можно принять за изотермическую. Тогда геоизотермы будут повторять формы рельефа, сгущаясь под впадинами и разрезаясь под поднятиями. Если форму рельефа в двухмерном сечении аппроксимировать телом правильной геометрической формы, то можно получить аналитическое решение для учета этого влияния. Например, для долины, имеющей в сечении вид дуги круга, распределение температур определяется из соотношения:

$$T = \gamma_0 z \{1 + 4l^2 \alpha / [6\pi(x^2 + z^2)]\},$$

где γ_0 - ненарушенный геотермический градиент, l - полуширина долины, z , x - соответственно, вертикальная и горизонтальная координаты ($x=0$ соответствует центру долины), α - половина центрального угла дуги. Существуют также решения для полуэллиптического, прямоугольного, призматического и других правильных сечений форм рельефа. Но сейчас геофизики не тратят время на поиск новых аналитических решений, так как развитая методика численного расчета позволяет "в лоб" промоделировать любую, сколь угодно сложную форму рельефа.

Расчеты, выполненные для учета поправки на рельеф, показывают, что затухание аномалии наблюдается на глубинах, в 5-7 раз превышающих амплитуду поднятия или впадины. На величину аномалии влияет также угол наклона поверхностей, образующих формы рельефа. При обычных для предгорий углов в первые градусы величина поправки не превышает первых процентов от фоновой величины градиента. Однако в некоторых случаях введение поправки необходимо, если, например, измерения проводятся на склоне горы или вулкана.

Приведем пример, где с помощью введения поправки удалось объяснить наблюдавшиеся вариации теплового потока на локальном участке и определить фоновый тепловой поток. Участок Дзан-Ширэ приурочен к одноименной горе, представляющей собой отпрепарированную эрозией жерловину раннемелового липаритового вулкана, залегающего среди палеозойских гранитоидов. Скважины, в которых проведены геотермические измерения, расположены на разных гипсометрических уровнях (рис.8). При крутых склонах горы Дзан-Ширэ (15 – 20°) влияние рельефа становится выше погрешности и его необходимо учитывать. Наименьший геотермический градиент (13

мК/м) наблюдается в скважине, расположенной на высоте 1360 м. В скважине на высоте 1265 м отмечен градиент 18 мК/м, а в скважине с абсолютной отметкой устья 1245 м – 21 мК/м. Искажения за счет влияния рельефа мы оценивали двумя методами: численным и аналоговым. Рабочая схема численного расчета поправки для трехмерной модели по методу Джеффриса-Булларда описана в работе (Дучков, Соколова, 1971), где приводится формула:

$$g/g_n = 1/(A-1) - [g'/g_n] \cdot [A/(1-A)],$$

g , g_n , g' – соответственно, неискаженный, наблюдаемый и гипсометрический (4,5 мК/м) градиенты температуры, A – параметр, связывающий превышения рельефа и глубину скважин.

Рис.8. Расположение исследованных скважин на горе Дзан-Ширэ
1 - изогитсы, 2 - липариты жерловой фации

Рассчитанный по этой формуле неискаженный геотермический градиент оказался примерно одинаковым для трех скважин 20 – 21 мК/м. В результате аналогового моделирования учитывалось одновременно влияние рельефа и контрастной теплопроводности. Для расчета был выбран меридиональный профиль, пересекающий гору Дзан-Ширэ. Задача решалась для двух вариантов граничных условий. В первом варианте на нижней границе области моделирования поддерживалась постоянная температура, т.е. задавалось граничное условие 1-го рода, а во втором - на той же границе сохранялся постоянным тепловой поток (граничное условие 2-го рода). По теплофизическим свойствам в разрезе различаются два комплекса с контрастными значениями теплопроводности: нижнемеловые липариты обладают высокой теплопроводностью, в среднем 4,45 Вт/м²К, а биотитовые граниты ульдагольского комплекса перми имеют меньшую теплопроводность – 2,59 Вт/м²К. В результате моделирования в первом и во втором вариантах получено распределение температур в разрезе для ячеек размером 40х20 м. Учитывая теплопроводность каждой ячейки, рассчитаны значения вертикальной составляющей плотности теплового потока (q). Затем на трех уровнях вычислялось отношение $q/q_{г\text{л}}$, где $q_{г\text{л}}$ – глубинный тепловой поток, который во втором случае задавался как нижнее граничное условие, а в первом – рассчитывался по разности температур в самом нижнем слое моделируемой области. Этим можно объяснить несовпадение полученных графиков отношения $q/q_{г\text{л}}$ по профилям, но какому из них отдать предпочтение – варианту с граничными условиями 1 или 2 рода, решить трудно. Для этого нужно иметь данные по ряду скважин, расположенных на профиле, и оценивать постоянство того или иного геотермического параметра. В конкретном случае логично предположить соблюдение граничного условия 2-го рода, так как искажения температуры за счет контрастной теплопроводности и, особенно, за счет рельефа должны достигать относительной глубины 250 – 300 м, т.е. нижней границы области моделирования.

Значение глубинного теплового потока на участке Дзан-Ширэ составляет 45 мВт/м². Применим безразмерный параметр $q/q_{г\text{л}}$ для расчета глубинного теплового потока по стволу скв. 7а на отметке глубин 150 м. Произведение измеренного градиента температуры на коэффициент теплопроводности пород, взятых с этой глубины, дает значение плотности теплового потока, равное 58 мВт/м². Величина $q/q_{г\text{л}}$ составляет 1,3, т.е. глубинный теплоток должен быть в 1,3 раза меньше – 44,6 мВт/м².

Таким образом, на этом примере демонстрируется возможность расчета глубинного теплового потока в скважинах на различных глубинных уровнях. В данном случае по всему стволу скважины тепловой поток постоянный – 45 мВт/м². Только при таком условии можно приписать данному пункту значение теплового потока и использовать его

для дальнейшей интерпретации, в том числе и для картирования. Если же тепловой поток закономерно изменяется по глубине и введение поправок на стационарные искажающие факторы: рельеф, контрастную теплопроводность, вертикальную фильтрацию подземных вод и т.д. сделано, но не привело к постоянству теплового потока по глубине, то нужно искать нестационарный фактор, искажающий геотермическое поле, который действует в данном регионе. В противном случае приходится отказываться от использования таких точек измерений теплового потока.

Сущность искажений, вносимых в глубинный тепловой поток структурным фактором, заключается в рефракции стационарного поля вследствие сложной геометрии и контрастности (и анизотропности) теплофизических свойств природных объектов. Искажения наблюдаемого потока появляются из-за неортогональности силовых линий теплового потока дневной поверхности. В конкретной обстановке влиянию этих факторов подвержены измерения в условиях складчатости, сбросов, надвигов, разломов, интрузий, соляных диапиров, рудных тел и т.п. Необходимо сосуществование подобных структурных форм и контраста теплофизических свойств в граничащих средах.

Аналитические методы учета структурного фактора сводятся в общем случае к решению уравнения Лапласа (без внутренних источников тепла) или уравнения Пуассона (при наличии источников). Применение аналитических методов довольно ограничено. Имеются решения уравнения Лапласа в условиях контраста теплопроводности лишь для простых геометрических форм (Карслоу, Егер; Корытникова, и др.), в явном виде получены решения для тел более сложной формы в том случае, когда они описываются поверхностями эллиптической системы координат (Глюзман, Галицын, Жуковский, Луковский и др.). Н.Н.Корытникова (1937) получила решение задачи о распределении температуры вокруг погребенного тела иной, относительно окружающей среды, теплопроводности при следующих предположениях : 1) стационарное распределение температуры; 2) в теплофизически однородном неограниченном пространстве помещено только одно тело иной теплопроводности, а если бы этого тела не было, то изотермические поверхности были бы горизонтальными плоскостями:

$$T = T_0 - gz ,$$

где T - температура, z - глубина (положительная ось z направлена вверх), T_0 - температура на глубине $z = 0$, g - градиент, предполагаемый постоянным; 3) при $|x| \rightarrow \infty$ изотермы принимают вид плоскостей.

Полученные решения дают возможность рассчитать температуру любой точки полупространства ниже земной поверхности внутри и вне погребенного тела. Для вытянутого эллипсоида вращения, соответственно:

$$T = T_0 - 4gz / [4 + Z_0 \cdot (\mu - 1)];$$

$$T = T_0 - gz \cdot \{ 1 - [2(\mu - 1)a^2 c] / [4 + Z_0 \cdot (\mu - 1)] \} \cdot \{ [p^3 \cdot \ln[(c^2 + \eta)^{1/2} + p] / [(c^2 + \eta)^{1/2} - p] - 2/p^2 \cdot (c^2 + \eta)^{-1/2} \},$$

где $Z_0 = 2a^2 c \cdot [-2/p^2 c + p^3 \cdot \ln(c+p)/(c-p)]$, c - вертикальная, a - горизонтальная полуоси эллипсоида, $c^2 + \eta = 1/2 \cdot \{ r^2 + z^2 + p^2 + [(r^2 + z^2 - a^2 - c^2)^2 + 4(c^2 r^2 + a^2 z^2 - a^2 c^2)]^{1/2} \}$

$\mu = k_1/k_2$ - отношение коэффициента теплопроводности тела к коэффициенту теплопроводности окружающей среды.

Для сплюснутого полуэллиптического цилиндра, выходящего на плоскую дневную поверхность, также получено аналитическое решение (Lachenbruch, Marshall, 1966), имеющее большое значение при расчетах структурной поправки в морских измерениях теплового потока: подобным телом можно аппроксимировать линзы осадков, залегающих на акустическом фундаменте. Решение имеет вид:

$$g_H/g_{гг} = 1 + (1 + \mu)/(d + \mu) \cdot \{ d/(1 - d) \cdot [1 - l^2(d^2 - 1)/x^2]^{-1/2} - 1 \}, \quad |x| \geq 1$$

$$g_{\text{н}}/g_{\text{гл}} = \mu \cdot (d+1)/(d+\mu), \quad |x| < 1,$$

где $g_{\text{н}}$ и $g_{\text{гл}}$ - измеренный и неискаженный, глубинный тепловые потоки, h и l - вертикальная и горизонтальная полуоси, $d = h/l$, $\mu = k_1/k_2$, k_1 и k_2 - коэффициенты теплопроводности соответственно внутри и вне эллипсоида.

Более универсальными являются численные или аналоговые методы решения задач теплопроводности. С помощью этих методов удастся учесть одновременно рельеф и контрастную теплопроводность в сколь угодно сложном теплофизическом разрезе с различными граничными условиями и с наличием внутренних источников тепла. В геотермии (впрочем, так же как и в других геофизических методах) с появлением современных вычислительных средств почти полностью отказались от поисков аналитических решений уравнения теплопроводности. Все шире и шире используется численное моделирование на ЭВМ и аналоговое моделирование на АВМ. Сейчас стоит задача разработки оптимального алгоритма решения для унификации всех геотермических расчетов. Таким образом, в настоящее время нет проблем для физического расчета тех или иных поправок в конкретных случаях. Речь может идти о задании точной независимой геологической информации для учета искажений фонового теплового поля.

В результате моделирования рассчитываются профили температуры и теплового потока на глубинных срезах и путем осреднения по профилю вычисляется фоновый тепловой поток. Докажем правомочность метода осреднения по профилю.

Рассмотрим тепловую неоднородность, находящуюся в среде с постоянной теплопроводностью. Пусть тепловой поток, входящий в эту область, равен q_0 . Этот поток еще не претерпел искажений, поэтому может быть определен как фоновый, или глубинный. Если внутри искажающего тела объемом V нет источников тепла, то по теореме Гаусса:

$$\int_V \text{div} \mathbf{q} \cdot dV = \int_{S_1} q_n \cdot dS + \int_{S_2} q_n \cdot dS = 0,$$

где g_n - нормально направленный тепловой поток к поверхности, положительное направление принято наружу области G ; S_2 и S_1 - соответственно, площади нижней и верхней поверхности области G . Изменив направление нормальной составляющей теплового потока с поверхности S_2 на обратное и приняв во внимание, что g_n на $S_2 = q_0$, получим:

$$\int_{S_1} q_n \cdot dS = \int_{S_2} q_0 \cdot dS = q_0 S_2, \text{ откуда } q_0 = 1/S_2 \int_{S_1} q_n \cdot dS,$$

т.е., по определению, q_0 является осредненной по площади величиной. Аналогично, для плоской задачи:

$$q_0 = 1/L \int_{L_1} q_n \cdot dL,$$

где L - длина профиля осреднения.

Для конечного разбиения имеем:

$$q_0 = \sum_{i=1}^n q_n S_i / \sum_{i=1}^n S_i \text{ и } q_0 = \sum_{i=1}^n q_n L_i / \sum_{i=1}^n L_i.$$

Итак, применяя описанную методику, мы получаем величину глубинного теплового потока на конкретных геологических объектах.

Тот же результат теоретически получается при статистической обработке представительных совокупностей геотермических данных. В этом случае среднее значение по региону адекватно фоновому тепловому потоку, а поверхностные искажения (аномалии) - дисперсии случайной величины. Но этот подход возможен лишь при региональных сопоставлениях. При интерпретации же конкретных геотермических измерений необходимо выяснить природу аномалий на основании детального изучения геологического строения участка. Правильная количественная оценка аномалий дает возможность оценить фон, т.е. выяснить величину глубинного теплового потока даже по единичным измерениям. Этот подход нам представляется однозначным в геотермически мало изученных регионах.

Колебания поверхностных температур приводят к изменениям температуры и геотермического градиента в приповерхностной зоне. Глубина проникновения поверхностных влияний зависит от продолжительности периода колебаний, их амплитуды и условий теплопередачи. При кондуктивном теплообмене годовые колебания затухают на глубине порядка 30-40 м. В том же случае, если приповерхностные слои обладают повышенной проницаемостью, обуславливающей конвекцию, глубина проникновения годовой волны может составлять сотни метров. Таким образом, перепад годовых температур при существующей погрешности измерений не ощущается на глубинах более 200-300 м, т.е. в глубоких скважинах. Тем не менее, климатические колебания большего периода могут проникать и глубже.

Наиболее существенным изменением климата последних тысячелетий следует считать оледенения. Если принять, что ΔT - разница в температурах поверхности во время оледенения и после него, t_1 - время от начала оледенения, t_2 - время от конца оледенения, то из решения уравнения теплопроводности при граничных условиях:

$$T(0, t) = \begin{cases} 0, & 0 < t < t_1 \\ \Delta T, & t_1 < t < t_2 \end{cases}$$

$$T(\infty, t) = T_0 + \gamma_z$$

получаем соотношение:

$$\Delta \gamma = -\Delta T \{ (\pi a t_1)^{-1/2} \exp[-(z^2/4at_1)] - (\pi a t_2)^{-1/2} \exp[-(z^2/4at_2)] \},$$

где a - температуропроводность.

Эта поправка не превышает 10-15% от величины глубинного теплового потока, но ее учет необходим лишь тогда, когда достоверно известно время действия климатической аномалии, иначе в измеренные значения может быть внесена еще большая неопределенность. Сравнение теплового потока докембрийских щитов показывает их примерное равенство несмотря на то, что некоторые щиты не были затронуты последним оледенением. Это свидетельствует о том, что палеоклиматические вариации не играют большой роли в глубинных тепловых процессах Земли.

Влияние процессов седиментации и эрозии на тепловое поле носит нестационарный характер. Физическая сущность процесса седиментации сводится к необходимости привлечения дополнительного тепла для нагревания осадков, а процесса эрозии - к удалению в пространство с запаздыванием избыточного тепла. В первом случае тепловой поток с глубиной увеличивается, а во втором - уменьшается.

Величина искажения теплового потока при седиментации и эрозии зависит от скорости процессов, их продолжительности, тепловых свойств среды и генерации тепла. Расчеты по одномерной модели показывают, что искажения 20% от величины глубинного теплового потока достигаются при скоростях и продолжительностях соответственно: 0,05 мм/год и 10^8 лет; 0,1 мм/год и $5 \cdot 10^7$ лет; 0,2 мм/год и $2,5 \cdot 10^7$ лет; 0,5 мм/год и 10^7 лет; 1 мм/год и $5 \cdot 10^6$ лет; 5 мм/год и 10^6 лет; 10 мм/год и 10^5 лет. На основе расчетов построены номограммы, применение которых ограничено определенными скоростями

осадконакопления - примерно 0,2-0,5 мм/год. При меньших скоростях и большей продолжительности процесса нельзя пренебрегать генерацией тепла. Для восстановления стационарного состояния бассейна после прекращения осадконакопления требуются десятки или даже сотни миллионов лет.

Приведем наиболее простое решение задачи о седиментации при условии равенства тепловых свойств осадков и подстилающих пород ($k_1 = k_2$, $c_1 = c_2$, $a_1 = a_2$) и равномерного движения границы, т.е. когда мощность осадков h пропорциональна времени t при скорости накопления осадков U ($h=U \cdot t$). Решение дано в классической монографии (Карслоу, Егер, 1964):

$$T(z,t) = q/z \{ (z-Ut) + 0,5(z+Ut) \Phi^*[(z+Ut) \cdot 0,5(at)^{-0,5}] \exp(Ut/a) + 0,5(Ut-z) \Phi^*[(z-Ut) \cdot 0,5(at)^{-0,5}] \}.$$

В более сложном случае, когда среда неоднородна и закон движения границы произвольный, точное аналитическое решение не всегда удается получить.

Для случая, когда осадки имеют теплофизические константы, отличные от констант подстилающих их пород, получено распределение теплового потока при осадконакоплении по закону $h=U \cdot t^{1/2}$:

$$q = Ki\Phi^* U/2 (a_2^{1/2}) [K^2 i\Phi^* U/2 (a_2^{1/2}) - (U/a_1^{1/2}) \Phi^* U/2 (a_2^{1/2})]^{-1},$$

где $K = [(k_1 c_1 \rho_1)(k_2 c_2 \rho_2)]^{1/2}$; $i\Phi^*(z) = \int_z^\infty \Phi^*(\alpha) d\alpha$;

$$\Phi^*(z) = 1 - 2/\pi^{1/2} \int_0^z \exp(\alpha^2) d\alpha.$$

Скорость седиментации и эрозии на континентах и в океанах изучена достаточно хорошо. Она варьирует от 0,001 до 0,1 мм/год в стабильных структурах континентов и океанов и от 1 до 5 мм/год - в активных структурах континентов и переходных зон (глубоководные желоба).

В глобальном плане влияние процессов седиментации и эрозии несущественно, так как площадь районов с интенсивным проявлением этих процессов пренебрежимо мала по сравнению с площадью континентов или океанов, но при рассмотрении теплового режима конкретных участков предгорных прогибов, желобов, окраинных или внутренних морей, а также горных сооружений неучет данных факторов может привести к неправильной оценке глубинного теплового потока. Например, измерения теплового потока в Западно-Туркменской впадине, где мощность осадочного чехла достигает 26 км, а скорость седиментации за четвертичное время - 2 мм/год, дали значения 25-35 мВт/м², а после введения поправки на седиментацию рассчитанные глубинные тепловые потоки оказались 32-48 мВт/м².

Теоретически количественный эффект влияния эрозии должен быть таким же по абсолютной величине, как для седиментации, однако реально этот эффект сказывается в меньшей степени, так как эрозия происходит неравномерно даже в пределах одной складчатой системы.

Одной из характерных черт развития тектоносферы является широкое развитие горизонтальных движений пластин различного размера: от литосферных океанических плит до мелких шарьяжей в складчатых поясах. В связи с этим рассмотрение влияния на тепловое поле структурных форм (надвигов и поддвигов, субдукции и обдукции), образующихся в результате горизонтальных движений, очень важно, так как позволяет реконструировать геотермическую ситуацию в донадвиговой геологической истории. Горизонтальное и наклонное перемещение пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового потока. Физическая сущность процесса

заключается в том, что на пластину с первоначальным распределением температур $T_1 = f_1(z)$ (при $z=0$ $T_1=T_0=0^\circ\text{C}$) надвигается слой мощностью h с первоначальным распределением температур $T_2 = f_2(z_h)$ (при $z_h = 0$ $T_2=T_0$). Таким образом, под "горячим" слоем оказывается "холодный" слой (на границе $z=0$ $T_2>T_1$ после образования надвига).

Решение задачи о распределении температур в слоях аллохтонного и автохтонного блоков, имеющих различные теплофизические свойства, получено из решения уравнений теплопроводности для каждого блока при вышеуказанных граничных условиях и при предположении о "мгновенном" надвигании. Решение довольно громоздкое и мы здесь его не приводим, но при желании его можно найти в монографии Г.Карслоу и Дж.Егера (1964) и в статье Ф.Берча и др.(1968). Если же принять равенство теплофизических свойств и геотермических градиентов в донадвиговой ситуации для аллохтона и автохтона, то аналитическое решение существенно упрощается:

$$q/q_0 = 1-h/2(\pi at)^{1/2} \{ \exp[-(h+z)^2/4at] - \exp[-(h-z)^2/4at] \},$$

где q и q_0 соответственно тепловые потоки после и до образования надвига, a - температуропроводность.

Расчеты тепловой эволюции, выполненные как по этой формуле, так и с помощью численных методов, показали, что восстановление стационарного режима происходит очень медленно. При $h=1$ км тепловой поток с точностью 5% приходит к стационарному режиму через 5 млн лет. Если же в образовании надвигов участвует вся литосфера, как это происходит при перестройке океанической коры в континентальную, то время релаксации растягивается на сотни млн лет. Продемонстрируем это на примере одной из моделей.

В теплофизическом отношении модель представляла собой чередование слоев, в каждом из которых заданы значения коэффициентов теплопроводности и радиогенной теплогенерации. Эти параметры выбраны по среднестатистическим данным, характеризующим теплофизический разрез коры переходного и континентального типов. Начало решения ($t=0$) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. В процессе надвигания (пододвигания) участвовала вся палеоокеаническая литосфера мощностью 70 км. В начальный момент на этой глубине существовал отрицательный температурный градиент, связанный с "быстрым" надвиганием литосферной пластины с температурой 1200°C на ее подошве на другую литопластину с температурой 0°C на ее кровле (рис.9). Реально же в данной модели на кровле нижней пластины температура принималась 150°C за счет выделения фрикционного тепла, влияние которого будет рассмотрено ниже более подробно.

Рис.9. Эволюция геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях I рода на нижней границе.

а - изменение температуры литосферы после образования надвига в зависимости от времени τ (млн.лет) для теплофизической модели с теплопроводностью, $\text{Вт/(м}\cdot\text{K)}$ (1) и теплогенерацией в слоях, мкВт/м^3 (2); 3 - зона фракционного плавления в мантии; б - изменение теплового потока во времени с учетом выделения тепла тектонического трения.

На подошве нижней пластины в первой из рассматриваемых моделей поддерживалась постоянная температура. В данном случае на глубине 130 км сохранялась температура 1220°C , соответствующая температуре солидуса высокоглиноземистого кварцевого толеита на данной глубине (Грин,Рингвуд,1975).

С течением времени подошва верхнего блока остывала, а кровля нижнего блока разогревалась. Примерно через 25 млн лет после образования надвига исчезает отрицательный градиент температуры на плоскости сместителя, а со времени 100 млн лет на этой поверхности устанавливается квазистационарная температура. Через 325 млн лет после образования надвига данной мощности наступает стационарное температурное состояние во всей литосфере. Тепловой поток с поверхности Земли с течением времени

уменьшается примерно в два раза. Минимум теплового потока приурочен к периоду 225-275 млн лет, а с периода 325 млн лет от начала решения для теплового потока, так же как и для температуры, наступает стационарное состояние.

В случае тектонически расслоенной литосферы, когда срывы и перемещения пластин происходят на различных уровнях, в начальный момент надвига на подошве каждого из слоев температура падает с глубиной. Причина этого аналогична описанной в предыдущей модели. Если суммарная мощность надвинутых пластин равна мощности всего аллохтона в модели “простого надвига”, то время установления стационарного состояния в этом случае такое же, как в первой модели. Тем не менее и в этом случае стационарный тепловой поток с поверхности меньше первичного примерно на 10%.

Таким образом, для моделей надвигов с граничными условиями 1-го рода характерно образование минимумов теплового потока, и затем выход на асимптоту, свидетельствующий о начале стационарного состояния. Эти два момента являются отличительной особенностью тепловой модели надвигов. Время их наступления зависит от суммарной мощности аллохтонной пластины. Чем больше мощность пластины, тем больший интервал между минимумом и временем выхода на стационарный режим. Так, если мощность надвигающейся пластины равна 10 км, то этот интервал составляет 15 млн лет, а для надвига мощностью 50 км - приблизительно 125 млн лет.

Механическое трение пластин при их движении, естественно, вызывает разогрев поверхности скольжения. Тепловая энергия Q , выделяющаяся при этом, зависит от мощности плиты, т.е. нормального давления (p) на поверхности скольжения, скорости надвигания (v) и вязкости (h), которая, в свою очередь, зависит от температуры (Гогель, 1978): $Q = F(p, v, h = f(T))$. При разработке моделей субдукции в переходных зонах неоднократно обсуждался вопрос о роли фрикционного тепла (Ушаков, Галушкин, 1979; Turcotte, Schubert, 1973). В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. Однако при субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, а при продолжительном движении пластин наступает момент, когда этот разогрев проявится в увеличении кондуктивного теплового потока.

Приведем расчет величины разогрева в зависимости от времени надвигания (рис.10). В качестве параметра принята скорость скольжения (от 0,4 до 8 см/год). Расчет проведен для мощности пластин 15 и 70 км при соответствующих значениях вязкости, а значит, и коэффициентов трения. В данной модели соблюдается условие постоянства скорости движения пластины за все расчетное время. Очевидно, что при импульсном характере движения мы получим иную зависимость. Как видно из рис.10, для 15-километрового блока даже за неправдоподобно большое время движения плавление мантийных пород за счет фрикционного тепла может произойти только при скоростях выше 4 см/год. Для 70-километрового блока плавление возможно уже через 50 млн лет при скорости надвигания 2 см/год. Однако пока нет доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что движения носят прерывистый, импульсный характер, происходят с переменными скоростями и чередуются с состояниями относительного покоя (Van Andel et al., 1977; Пейве, Савельев, 1982). В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше. Данное решение представляет собой экстремальный случай, хотя оно полезно для оценки возможного верхнего предела величины фрикционного тепла. Таким образом, разогревание за счет тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

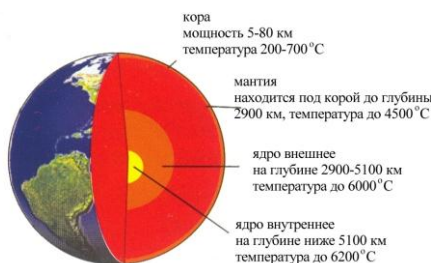
Рис.10. Влияние тепла тектонического трения в условиях надвига при мощности аллохтонной пластины 15 (1) и 70 (2) км.
Цифры у кривых - скорость надвигания в см/год

В заключение этой лекции рассмотрим влияние тепла, доставляемого в кору магматическими интрузиями, т.е. конвективного теплопереноса за счет движения теплоносителя - подъема вулканических пород. Тепломассоперенос - это важнейший глобальный процесс, ответственный за геологическую эволюцию всей планеты. Все обсуждаемые сейчас движущие механизмы развития тектоносферы: астенолиты, зонная плавка, фазовые переходы базальта в эклогит или оливина в шпинель, диапиризм, "горячие точки", мантийная конвекция и т.д. являются частными случаями более общего процесса - тепломассопереноса. В конечном счете тепломассоперенос приведет к достижению Землей теплового и гравитационного равновесия, от которого она, правда, еще далека.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Какие геотермические параметры отображаются в виде карт и профилей ? Каковы требования к этим параметрам ?
2. Какие типы карт существуют для отображения теплового потока?
3. Геотермические аномалии: определение, масштабность, причины их появления ?
4. Теория поправок наблюдаемого геотермического поля: типы искажений (назовите факторы, относящиеся к каждому типу)?
5. Искажения за счет влияния:
 - рельефа поверхности Земли;
 - контрастных теплофизических границ;
 - колебания температуры поверхности Земли (палеоклиматическая поправка);
 - седиментации и эрозии;
 - надвигов;
 - тепла тектонического трения;
 - тепла магматических очагов.
6. Рассчитайте время прихода теплового фронта к поверхности Земли от плоского источника в литосфере на глубине 80 км (считайте литосферу изотропной с температуропроводностью $5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$).

ЛЕКЦИЯ 5 ГЕОТЕМПЕРАТУРНЫЕ КАРТЫ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ НА ПРИМЕРЕ БЕЛАРУСИ



Земля представляет собой гигантскую энергетическую машину, в которой различные виды энергии — солнечная, радиоактивного распада химических элементов в породах, вулканической деятельности, землетрясений, гравитационного сжатия, приливного трения и др. — превращаются в тепловую энергию, формируя температурный режим ее недр и поверхности. Тепловое состояние Земли и закономерности его изменения определяются общим тепловым балансом приходящей энергии космического и солнечного излучения и внутреннего тепла, обусловленного рядом глобальных, региональных и локальных особенностей строения планеты и литосферы (Хуторской, 1996).

Установившийся тепловой режим способствует протеканию геологических, геохимических, геофизических, биологических процессов и созданию условий, пригодных для существования живых организмов, т.е. имеет фундаментальное значение. В частности, физические свойства вещества недр Земли, такие, например, как вязкость, упругость, электропроводность, намагниченность, играющие важную роль в формировании геофизических полей, частично, а иногда и в значительной мере зависят от температуры на той глубине, где это вещество находится.

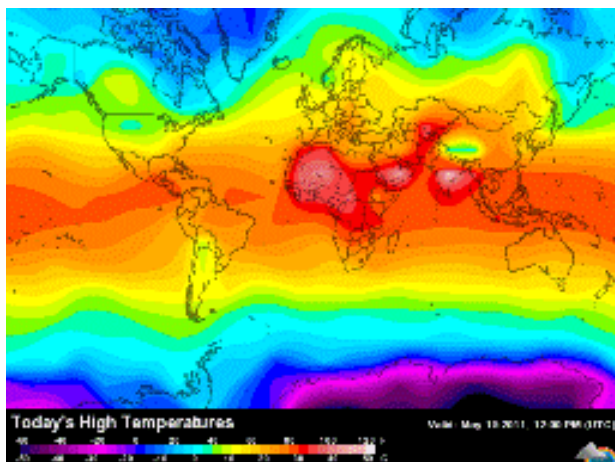


Рисунок – Схематическое изображение современного распределения температуры в разных частях земного шара.

Источниками, поддерживающими температурное (геотемпературное) поле Земли в целом и верхних ее слоев - литосферы, являются внешние (космические) и внутренние (планетарные) процессы. К числу внешних процессов относятся солнечная радиация, излучение звезд, энергия метеоритов, падающих на Землю, гравитационное воздействие Луны и Солнца. К внутренним источникам тепла относят начальную внутреннюю теплоту Земли при ее образовании и последующей тепловой жизни и современное теплообразование за счет радиогенного тепла, которое создается благодаря распаду рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, ^{40}K и иных радиоактивных элементов; тепла, обусловленного различными процессами, протекающими в недрах Земли, вулканической, тектонической и сейсмической деятельностью, дифференцией и перемещением глубинных масс, деформацией за счет приливов под действием Солнца и Луны, плавлением, химическими реакциями с выделением или поглощением тепла, гидротермальными и другими процессами. Самым мощным современным внутренним источником тепла является радиоактивный распад. Его мощность приблизительно в 1,5 раза превышает суммарную мощность всех остальных планетарных источников тепловой энергии.

Картирование теплового потока

Отображение площадного распределения плотности теплового потока на карте может представляться в различных видах. Чаще всего – это представление карты фактически наблюдаемых значений потока с интерполяцией изолиний потока между точками его наблюдения. При этом такая карта обычно строится на геолого-тектонической либо на географической основе, где отображены изолинии теплового потока, а также местоположение скважин с выполненными определениями плотности

теплового потока, иногда - указано его значение в единицах теплового потока (в системе СИ – $\text{мВт}/\text{м}^2$, а на старых картах - в устаревшей системе CGSE – в $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$).

Этот метод подразумевает разбиение картируемой территории на трапеции. Цветом рисунка 6.6 показано для каждой трапеции среднее значение теплового потока от всех попадающих в трапецию точек его наблюдений. Там, где отсутствуют определения потока, соответствующие участки не закрашены. Вместо цвета может использоваться штриховка, крап или другие обозначения.

В рассмотренном случае в правом нижнем углу карты приведена круговая гистограмма, показывающая количество трапеций с выбранным диапазоном измерения теплового потока.

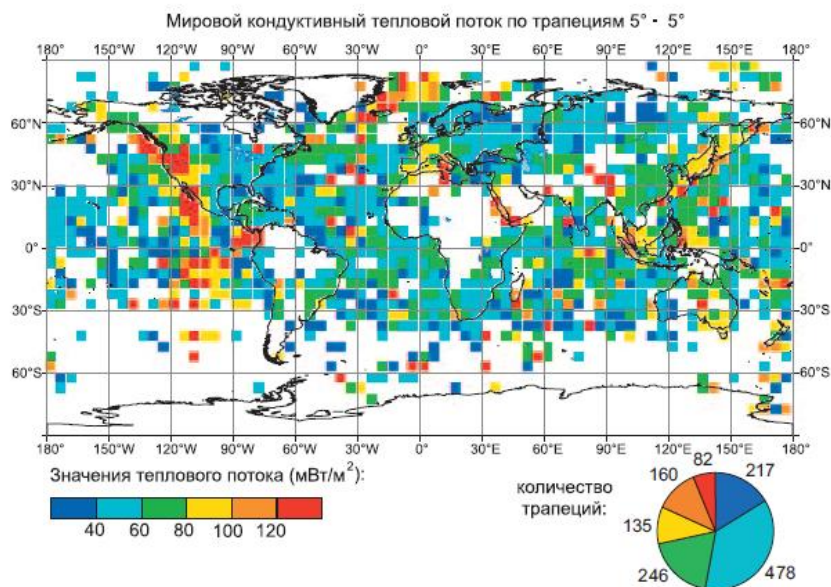


Рис. 6.6 – Карта мирового кондуктивного теплового потока по трапециям $5^\circ \times 5^\circ$ [Тевелева и др., 2008].

На карте наибольшее количество определений отражает плотность теплового потока, изменяющегося от 50 до 60 $\text{мВт}/\text{м}^2$. Она дает быстрое представление о геотермической изученности участков рассматриваемой территории. Такое отображение теплового поля по сравнению с рисовкой изолиний, позволяет читателю самому объективно судить о тепловом режиме региона и о разбросе данных. Карта отражает “белые пятна” – неизученные участки, а также показывает, какие площади изучены слабо (1 – 2 измерения).

Кроме определений теплового потока, выполненных в скважинах, известны также его определения в озерах и морях [Haenel, 1970; 1972; Bullard, 1954; Finckh, 1981; Hyndman et al., 1979], в шахтах, туннелях [Rybach et al., 1982], по данным метеостанций [Гордиенко, Завгородняя, 1980], по содержанию кремнезема в подземных водах родников и т.п. Как правило, определение плотности теплового потока для приповерхностных интервалов разреза требует введения заметных поправок.

Интервал между изолиниями (сечение изолиний) выбирают таким, чтобы оно не менее чем в 2,5–3 раза превышало погрешность определения потока, складывающуюся из погрешности вычисления геотермического градиента и погрешности определения коэффициента теплопроводности изученных образцов горных пород. Например, при относительной погрешности 10% для фонового глобального теплового потока, интервал (сечение) изолиний должен быть порядка 10-15 мВт/м² [Хуторской, 1996]. На отдельных участках, со спокойным тепловым полем, где не отмечаются значительные изменения потока на коротких расстояниях, допускается сгущать изолинии и их сечение может быть доведено до 5–10 мВт/м².

При наличии сгущения изолиний на карте распределения плотности теплового потока необходимо детально проанализировать качество исходных данных, обратив внимание на надежность каждого определения потока, попадающего в такой участок сгущения. Если имеется возможность, обратиться к исходным данным с его индивидуальными определениями, уточнить определен ли коэффициент теплопроводности по реальным измерениям на образцах горных пород, либо он принят по литературным данным и, возможно, уточнить значение интервальных значений потока.

При тщательном анализе часто удается выявить причину аномальных значений потока. Здесь может иметь место наличие циркуляции подземных вод, расположение действующей скважины вблизи, либо ее попадание в область глубинного разлома, использование мелких скважин, что влияет на искажение геотермического градиента вследствие приповерхностных эффектов, например, влияние палеоклимата, самоизлив скважины и т.п. Этот анализ поможет составить правильное представление о надежности оконтуривания аномалий потока на отдельных участках карты, особенно там, где он оценен при отсутствии скважинных измерений, либо значения потока определены иными нетрадиционными методами.

При интерполяции геотермических данных, так же как и при картировании для других геофизических полей, учитывается независимая геологическая информация: наличие пликативных и дизъюнктивных нарушений, проявления современного или палеовулканизма, гидротермальной деятельности и т.д.

При построении карты теплового потока используют несколько подходов. В частности – это может быть способ отображения потока с помощью выделенных по градусной сетке трапеций на карте с осредненными значениями в них теплового потока (метод "лоскутного одеяла"). Другим способом построения карты является вынесение на геологическую основу лишь расположения точек его определения без проведения изолиний, рис. 6.7.

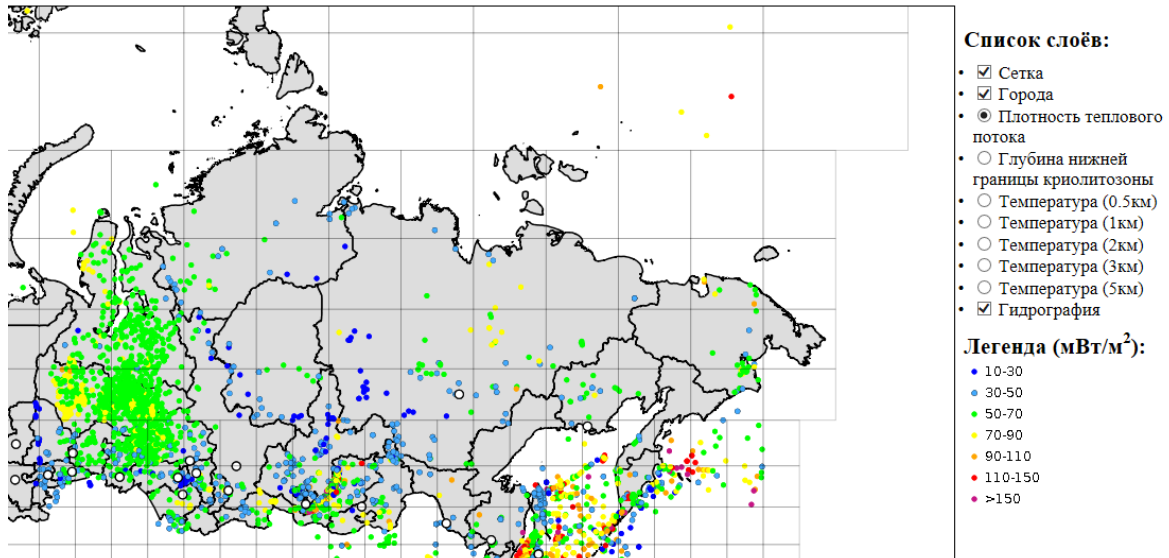


Рис. 6.7 – Фрагмент Геотермического Атласа Сибири и Дальнего Востока [Дучков и др., 2015]

На фоне карты с вынесенными границами основных объектов Российской Федерации показано положение наиболее крупных городов (незакрашенные кружки) вынесены местоположение пунктов изучения плотности теплового потока. Цветом кружков обозначены интервалы изменения плотности теплового потока. Вместо значений теплового потока на карте можно отразить значения измеренной в скважинах температуры, также отображаемой кружками разного цвета в зависимости от интервала ее изменения.

Геотермическая изученность рассматриваемой обширной территории весьма неравномерна. Плотная сеть изученных скважин имеется в Западной Сибири, где в ходе нефтеразведочных и газоразведочных работ пробурены сотни глубоких скважин, вскрывших подошву криолитозоны. Во многих из них выполнены геотермические исследования, в том числе – определена плотность теплового потока. В данном случае в Западной Сибири имеется возможность провести изолинии плотности теплового потока на карте [Курчиков, Ставицкий, 1987], однако это – сравнительно небольшой регион рассматриваемой обширной территории. Иная ситуация имеет место на остальной ее части.

Перед тем, как перейти к изложению основного материала лекции напомним кратко основные особенности геолого-тектонического строения территории страны, поскольку далее мы часто будем оперировать этими понятиями.

Вся территория республики Беларусь расположена в пределах западной части докембрийской Восточно-Европейской платформы. В геологическом отношении она представляет собой сочленение блоков земной коры разного возраста и происхождения. В границах страны имеет место сочленение трех крупных литосферных блоков – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Кристаллический фундамент на всей территории республики перекрыт платформенным чехлом различной мощности, рис. 1.

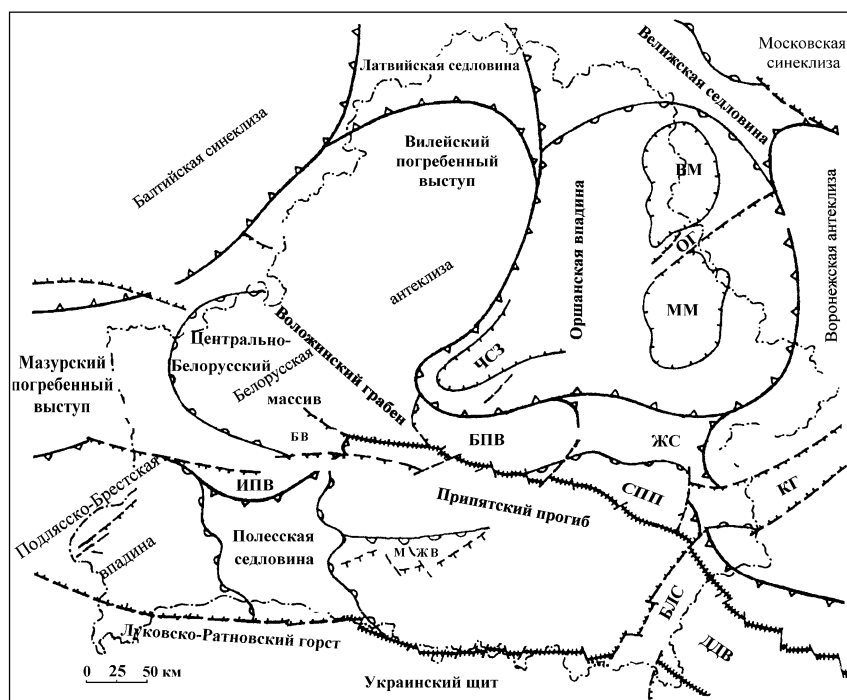


Рисунок 1 – Основные геологические структуры, расположенные в пределах Беларуси.

Обозначения: БВ – Бобовнянский выступ фундамента; БЛС – Брагинско-Лоевская седловина; БПВ – Бобруйский погребенный выступ фундамента; ВМ, ММ – Витебская и Могилевская мульды, соответственно; ДДВ – Днепроовско-Донецкая впадина; ЖС – Жлобинская седловина; ИПВ – Ивацевичский погребенный выступ; КГ – Клинцовский грабен; МЖВ – Микашевичско-Житковичский выступ фундамента; СПП – Северо-Припятское плечо; ЧСЗ – Червенский структурный залив.

Припятский прогиб является наиболее глубоким осадочным бассейном Беларуси. Его кристаллический фундамент представляет собой систему блоков, ограниченных глубинными разломами, перекрытых платформенным чехлом различной мощности, содержащим две мощные толщи каменной соли. Тектонические движения вдоль этих разломов создали развитую соляную тектонику. Территория прогиба ограничена Северо-Припятским и Южно-Припятским разломами, проникающими в верхнюю мантию; на востоке – Брагинско-Лоевской седловиной, на западе – Микашевичско-Житковичским выступом кристаллического фундамента. Последний перекрыт тонким платформенным чехлом мощностью 200 – 400 м.

Припятский прогиб имеет сложное геологическое строение. Наиболее мощный платформенный чехол до 5,5 км выделяется в северной и южной зонах прогиба. В нем выделены по всей площади структуры две мощные галитовые толщ – верхняя и нижняя соль, соответственно. Они разделены комплексом терригенных межсолевых отложений, содержащих рассолы с минерализацией до 200 – 300 г/л. Мощность межсолевого комплекса колеблется от 100 м в западной части прогиба до 1000 м в отдельных скважинах. Минерализация рассолов увеличивается с глубиной и достигает в наиболее погруженных подсолевых терригенных и карбонатных отложениях 400 – 420 г/л.

Оршанская впадина относится к недостаточно изученным бурением и глубинным сейсмическим зондированием геологическим структурам республики. Кристаллический фундамент здесь вскрыт лишь менее чем 10 скважинами. Наиболее мощный платформенный чехол развит в пределах Витебской и Могилевской мульд. Он достигает 1,5 – 1,7 км.

Основная часть Подляско-Брестской впадины находится в пределах Польши. Ее западное окончание достигает края Восточно-Европейской платформы, ограниченной зоной Тейссейра-Торнквиста, пересекающего территорию Польши от Карпат до Балтийского моря, а восточная часть заходит на территорию Беларуси. В настоящей работе рассматривается только восточное окончание этой структуры.

Наиболее обширная по площади структура – Белорусская антеклиз, с примыкающими Полесской и Латвийской седловинами, детально изучена многочисленными буровыми скважинами. Ее кристаллический фундамент также разбит разломами на ряд блоков. Белорусско-Балтийский вулcano-плутонический пояс простирается через территорию страны от района Бреста до северной Эстонии. Фундамент антеклизы перекрыт маломощным платформенным чехлом. Пресные подземные воды встречены почти во всем его разрезе, а в ряде мест они обнаружены и в верхней части кристаллического фундамента.

ГЕОТЕМПЕРАТУРНАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ БЕЛАРУСИ

Геотермическая изученность

Тепловое поле геологических структур во многом определяется историей их геологического развития и тесно связано с эволюцией региона. В отличие от других геофизических полей (например, гравитационного и магнитного), детальность изучения геотермического поля ниже. Для регистрации термограммы обязательным условием является наличие скважины, доступной для термометрических измерений и имеющей продолжительную выстойку после завершения буровых работ, что не всегда обеспечивается, поскольку большинство пробуренных скважин через короткое время вводятся в эксплуатацию, либо ликвидируются (разведочные, поисковые, параметрические) после выполнения своего геологического назначения. В результате разбуренность геологических структур Беларуси неравномерна. Плотная сеть скважин имеется в пределах промышленных месторождений полезных ископаемых, и редкая – в пределах территорий, на которых они не выявлены. Некоторое исключение составляют мелкие скважины для питьевого водоснабжения, рисунок 2.

Накопление кондиционных термограмм и сбор производственного термокаротажа скважин, начатые с 1964 г. Л.А. Цыбулей и П.П. Атрощенко в секторе геотермии глубинных зон Лаборатории геохимических проблем АН БССР, продолжают до настоящего времени. Это позволяет постепенно закрывать часть имевшихся «белых пятен» и создавать более детальные схемы и карты распределения температуры и плотности теплового потока. Однако и на настоящий момент отдельные территории в регионе остаются слабо изученными. К ним можно отнести полосу вдоль границы с Литвой, Латвией и Российской Федерацией, а также – южную и юго-западную приграничную полосу с Украиной, где после Чернобыльской аварии бурение скважин и геотермические исследования в зоне отселения практически прекращены.

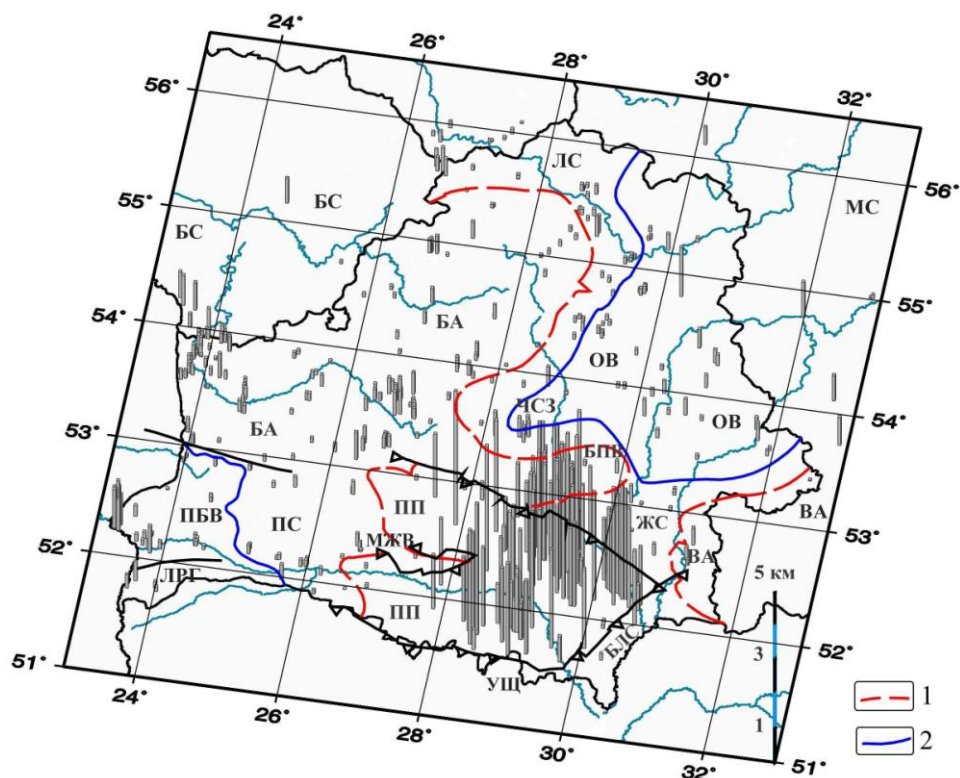


Рисунок 2 – Схема расположения и глубин изученных скважин геотермическим методом.

Обозначения: Красными линиями обозначены границы положительных структур – Белорусской и Воронежской антеклиз. Синими линиями – границы отрицательных структур – Подляско-Брестской и Оршанской впадин. Вертикальный масштаб приведен в правом нижнем углу схемы, а длины вертикальных линий в местах положения скважин изображают достигнутую термометром глубину. Сокращения: БА – Белорусская антеклиз; БЛС – Брагинско-Лоевская седловина; БПВ – Бобруйский погребенный выступ; БС – Балтийская синеклиза; ВА – Воронежская антеклиз; ЖС – Жлобинская седловина; ЛРС – Луковско-Ратновский горст; ЛС – Латвийская седловина; МЖВ – Микашевичско-Житковичский выступ; МС – Московская синеклиза; ОВ – Оршанская впадина; ЧСЗ – Червенский структурный залив; ПБВ – Подляско-Брестская впадина; ПП – Припятский прогиб; ПС – Полесская седловина; УЩ – Украинский щит.

На этом рисунке показано местоположение скважин, в которых выполнены геотермические измерения. Здесь длины вертикальных линий представляют глубины, достигнутые скважинным термометром при полевых измерениях. На схему вынесены границы основных геологических структур. Границы Припятского прогиба отмечены положением Северо-, Южно-Припятского разломов и разломами, ограничивающими Микашевичско-Житковичский выступ фундамента.

Изученные скважины расположены сравнительно равномерно по территории Беларуси. Однако в подавляющем большинстве случаев в пределах Оршанской впадины, Белорусской антеклизы, Жлобинской и Полесской седловин, Воронежской антеклизы их глубина редко превышает 300 – 400 м. Наиболее плотная сеть изученных скважин находится в Припятском прогибе. В пределах Прибугтской структуры на границе с Польшей геотермические измерения выполнены в десятках скважин, сосредоточенных на небольшой Прибугтской площади (около 4 x 9 км), на остальной же территории этой впадины лишь немногие скважины были доступны для измерений. На схеме также показано положение нескольких изученных нами скважин на территории Литвы, Латвии и России. В границах Оршанской впадины, а также Белорусской антеклизы и ее седловин большинство изученных скважин завершено в зоне активного водообмена, куда могут

проникать сезонные и более длиннопериодные колебания температуры земной поверхности, имевшие место в геологическом прошлом. Последнее обстоятельство существенно влияет на качество геотермических данных и, прежде всего – на определения плотности теплового потока.

Краткая история геотермических исследований в Беларуси

Геотермическое изучение территории Беларуси выполнялось многими исследователями. Исходными материалами для геотермических построений являются, прежде всего, термограммы скважин. Еще в 1971 г. были составлены первые геотермические карты для территории Подляско-Брестской впадины, а первые схемы распределения температуры для Припятского прогиба были составлены Д.Г. Протасеней в 1962 г.

Самые первые кондиционные измерения температуры на территории Беларуси были выполнены Г.В. Богомоловым в скважине, пробуренной в 1928 г. на берегу р. Свислочь в центре г. Минска. Температура на забое (353,5 м) составила 16.5 °С. Еще на начальной стадии исследований в 60-х и 70-х годах прошлого столетия было отмечено, что древние структуры – Белорусская антеклиз и Оршанская впадина - являются наиболее охлажденными по отношению к другим блокам земной коры в пределах Беларуси. Максимальные значения температуры на подошве осадочной толщи тогда оценивались до 100 °С в Припятском прогибе и выше в подсолевом комплексе его северной зоны, в 38-40 °С – в Подляско-Брестской впадине, до 36 °С – в Оршанской впадине, а минимальные значения 10 – 15 °С отмечались в приподнятой части Белорусской антеклизы, и впервые было указано на низкий тепловой поток антеклизы в районе Барановичей – (14 мВт/м²), что связывалось с нисходящим движением подземных вод. В современном представлении он занижен приблизительно в 2 раза.

Были выявлены аномалии повышенной температуры над соляными куполами Припятского прогиба. В его северной зоне подтверждались повышенные значения плотности теплового потока, впервые отмеченные еще Д.Г. Протасеней.

Распределение температуры на глубине залегания «нейтрального» слоя

Все температурные изменения, которые происходят на поверхности земли, зависят от нагревания ее солнцем и от излучения тепла землей в мировое пространство. Теплота, воспринятая землей от солнца, с одной стороны, излучается в мировое пространство, с другой – проводится вглубь земли; но глубина, до которой простираются колебания температуры, незначительна: суточные изменения простираются всего на глубину около 1 м, а годовые в умеренном поясе – на глубины от 15 до 30 м (по определению Клоссовского, в Одессе – до 20 м, а в тропических странах – даже иногда на глубину, меньшую 10 м). На такой глубине не происходит годовых изменений температуры, и находится нейтральный слой, температура которого **равняется приблизительно средней годовой температуре данной местности** и не подвержена изменениям. Так, в подвале обсерватории в Париже термометр Цельсия в течение 85 лет показывает всегда 11°,85.

Глубина залегания этого слоя зависит от амплитуды *годовых колебаний температуры* на дневной поверхности, тепловых свойств и характера залегания поверхностных слоев, от геоморфологических, гидрогеологических и других факторов. Глубина залегания нейтрального слоя сильно колеблется в зависимости от амплитуды колебаний температуры на поверхности земли и от тепловых свойств горных пород. В тропиках и субтропиках с морским климатом, где амплитуда *годовых колебаний*

температуры незначительна, уже на небольшой глубине (обычно менее 5 м) эти колебания затухают.

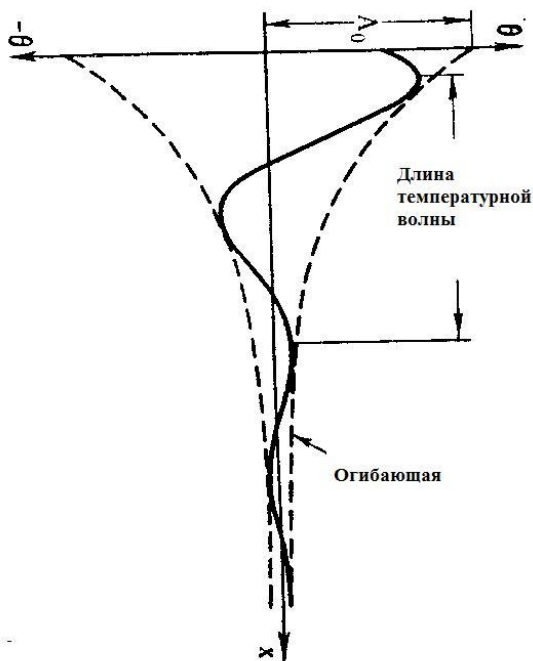


Рисунок 3 – Распространение с поверхности вглубь грунта и затухание температурной волны.

Температура нейтрального слоя для некоторых нефтяных регионов следующая: Республика Коми – $+4^{\circ}\text{C}$; Западная Сибирь – $+5^{\circ}\text{C}$; Урало-Поволжье – 6°C ; Украина – 9°C ; Краснодарский край, Чечня и Ингушетия – $13,5^{\circ}\text{C}$; Азербайджан, Казахстан и Средняя Азия – 16°C . В Беларуси она изменяется от $6,5^{\circ}\text{C}$ на севере Оршанской впадины и в Латвийской седловине до 9°C в Припятском прогибе. Расстояние до нейтрального слоя от поверхности земли изменяется от 20 до 40 м и может быть принято, в среднем, равным 30 м. Однако встречены случаи, когда эта глубина возрастает до 80 и иногда до 90 – 100 м.

Так как температура нейтрального слоя приблизительно равна средней годовой, то на известной глубине в холодных странах мы находим многолетнюю мерзлоту. Южная граница этого слоя проходит несколько севернее Архангельска, опускаясь в Сибири ниже широты Якутска, а островное распространение многолетней мерзлоты достигает даже северной Монголии. Ниже нейтрального слоя температура внутри земли начинает повышаться, причем **в среднем** нужно опуститься на глубину **33 м**, для того чтобы температура повысилась **на 1°** . Количество метров, на которое нужно углубиться для того, чтобы температура возросла на 1° , называется **геотермической ступенью**, а обратная ей величина – называется **геотермическим градиентом**. Последний измеряют в градусах на 1000 м (**$\text{K}/1000\text{м}$**); градусах на 100 м (**$\text{K}/100\text{м}$**), в последние годы чаще всего эту величину измеряют в миллиградусах (тысячные доли градуса) на 1 метр глубины (**$\text{мК}/\text{м}$**).

В сущности, для непосредственного наблюдения скважинным термометром доступна только незначительная толща земной коры. **Величина геотермического градиента (либо геотермической ступени) вообще непостоянна для различных мест земного шара**: так, в вулканических областях или там, где выходят горячие источники, величина ступени меньше, в других местах она больше; она зависит также от теплопроводности горных пород.

Поверхности одинаковых температур повторяют, следовательно, контуры земной поверхности, но только в смягченной форме. Такое же повышение изотермических

поверхностей мы вправе ожидать и на континентах, что вызывает большой контраст температур на одной и той же глубине на дне моря и под поверхностью материков. Так, в Южно-атлантическом океане экспедиция Челленджера нашла температуру всего 1°C на глубине 4160 м, тогда как на соответствующей глубине под поверхностью Африки мы можем рассчитывать найти температуру вплоть до 150°C . Но так как геотермический градиент под возвышенностями меньше, чем под равнинами, то по мере углубления разность в температурах должна сглаживаться и геоизотермы должны становиться более плоскими.

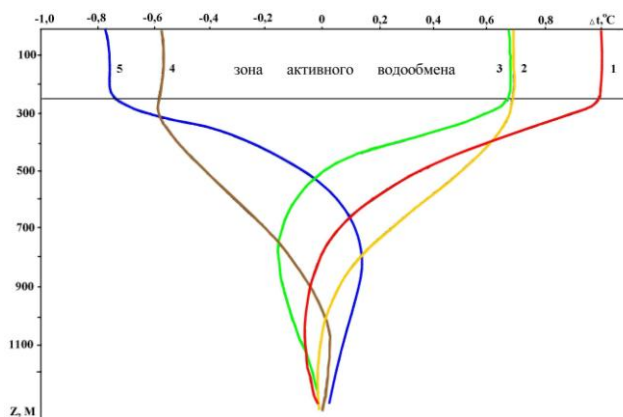
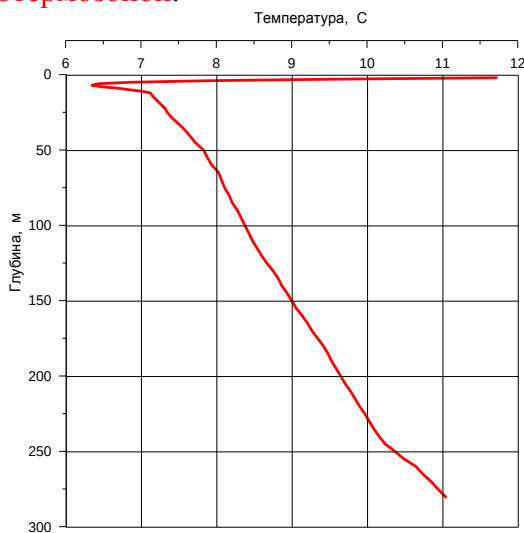


Рисунок 4 – Распространение температурной волны вглубь при наличии в верхней части разреза высокопроницаемых отложений.

Зону, расположенную выше нейтрального слоя называют **гелиотермозоной**, а зону ниже нейтрального слоя – **геотермозоной**.



Термограмма скважины Булавки 41

Геотермические карты и профили являются обобщающим, отчетным и наиболее наглядным материалом, отражающим результаты региональных исследований.

Типы геотермических карт и профилей могут быть весьма разнообразными. Так, можно составить классификацию по картируемому параметру, например – по температуре, по форме отображения, по масштабу и т.д. На рисунке 5 приведена карта распределения температуры на глубине залегания нейтрального слоя.

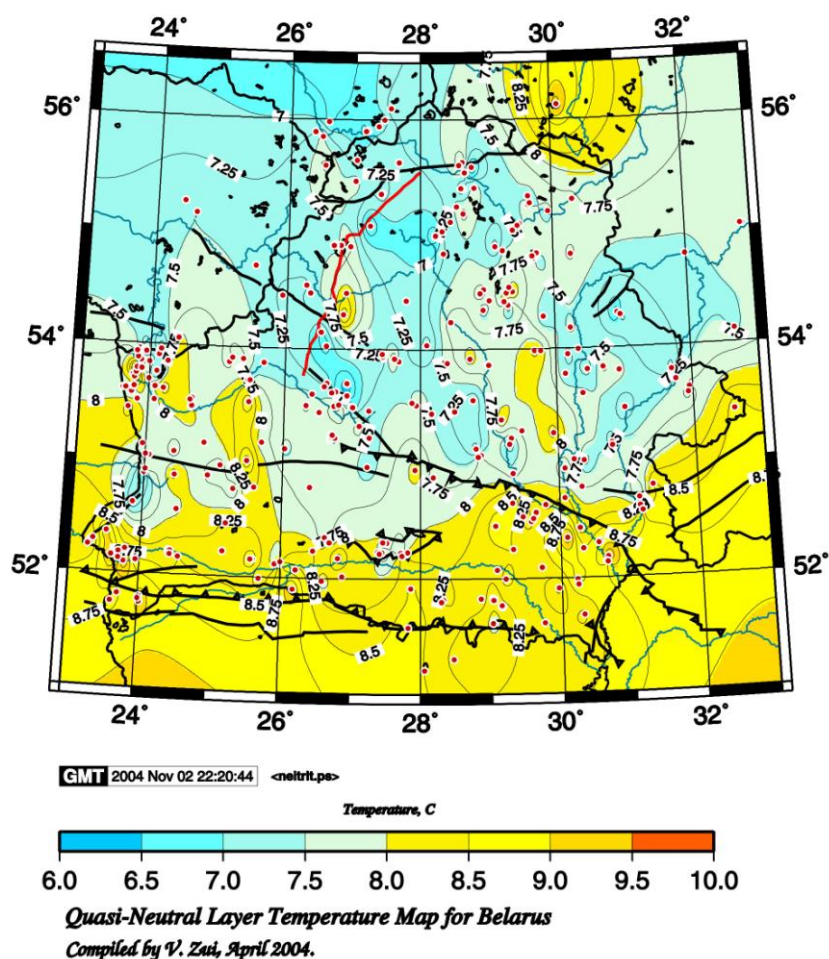


Рисунок 5 – Распределение температуры нейтрального слоя в пределах Беларуси.

Наиболее часто публикуются *температурные разрезы* земной коры, построенные как по фактически измеренным, так и по расчетным данным. Эти разрезы дают информацию о температурах в толще пород без привязки к границам геологических свит, но позволяют судить о реальных температурных условиях, в которых развиваются многообразные физико-химические процессы. Эти материалы служат основой для планирования работ по использованию внутриземного тепла.

Очень распространенным видом геотемпературных карт являются карты изотерм на различных литолого-стратиграфических и уровнях срезах, глубин залегания определенных геотерм (например, изотермы Кюри, изотермы солидуса базальта, мощности гелиотермозоны и др.). Сопоставление таких материалов с данными о геологическом строении, гидрогеологических условиях и параметрах других геофизических полей позволяет установить основные факторы, влияющие на распределение глубинных температур, и оценить их роль в различных случаях.

При публикации расчетных температур весьма важно доказать применимость той или иной геотермической модели и схемы экстраполяции температур. Наиболее корректной является схема, в которой значения тепловых параметров, фонового теплового потока и распределение температуры на подошве "нейтрального слоя" задаются по эмпирическим данным. Поэтому возникают специальные задачи по картированию распределения тепловых параметров (главным образом, теплопроводности) и теплового потока. Представление данных теплопроводности на континентах дается в виде одномерной картины распределения по глубине скважин.

Картирование теплопроводности в изолиниях на континентах не принято, так как скважины, из которых берутся образцы, отстоят друг от друга на значительных

расстояниях, поэтому межскважинная интерполяция может дать искаженные результаты. Представление картины распределения теплопроводности в донных осадках акваторий дается в виде изолиний, что объясняется частым и равномерным расположением станций на измеряемом профиле и относительной однородностью теплопроводности донных илов.

Распределение температуры на глубине 100 м в Беларуси

Наибольшее количество данных по температуре можно получить по наиболее надежным термограммам (около 415) для глубины 100 м, зарегистрированным в скважинах Беларуси, рисунок 6. Для построения карты распределения температуры использованы результаты собственных измерений в скважинах, достигших теплового равновесия после завершения бурения. Только единичные наиболее надежные производственные термограммы для районов, где отсутствуют другие измерения, дополнили использованный массив данных. Это скважины Крапивенская, расположенная в Смоленской области, Россия, Лаздияй, Литва, Дуниловичи, северная часть Белорусской антеклизы. Остальные производственные термограммы по причине малой выстойки скважин до начала термометрических измерений и их невысокого качества не использовались. Они показывают, как правило, перегрев толщи горных пород на глубине 100 м по отношению к стационарной температуре осадочных отложений.

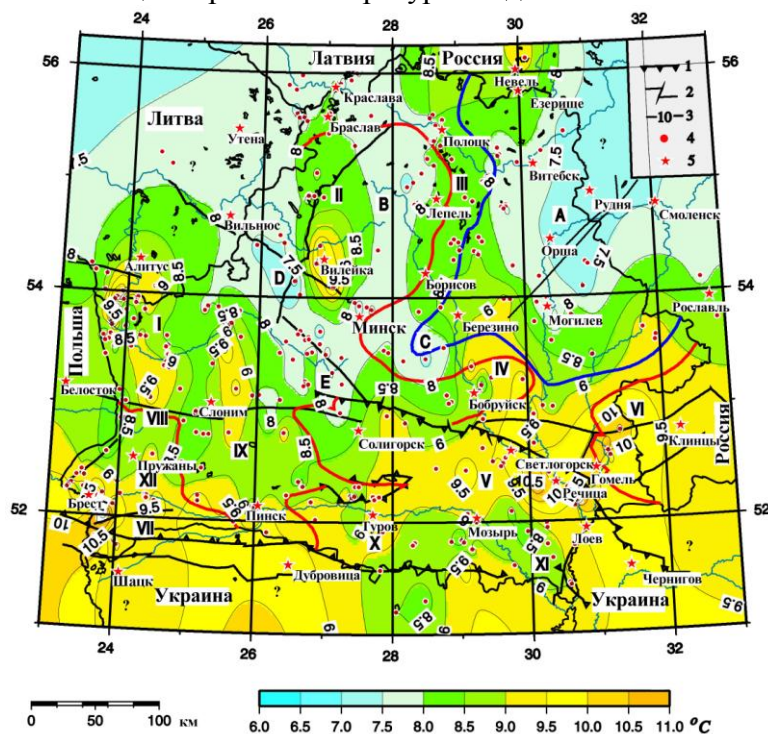


Рисунок 6 – Карта распределения температуры в пределах Беларуси и прилегающих структур на глубине 100 м.

Обозначения: 1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы на поверхности фундамента, 3 – изотермы, °C, 4 – изученные скважины, 5 – населенные пункты. Вопросительным знаком обозначены зарубежные территории, прилегающие к границам Беларуси, где отсутствовали термограммы. Красными линиями изображены границы положительных структур – Белорусской и Воронежской антеклиз по изогипсе –500 м. Синей линией – границы Оршанской впадины по изогипсе –700 м, соответственно.

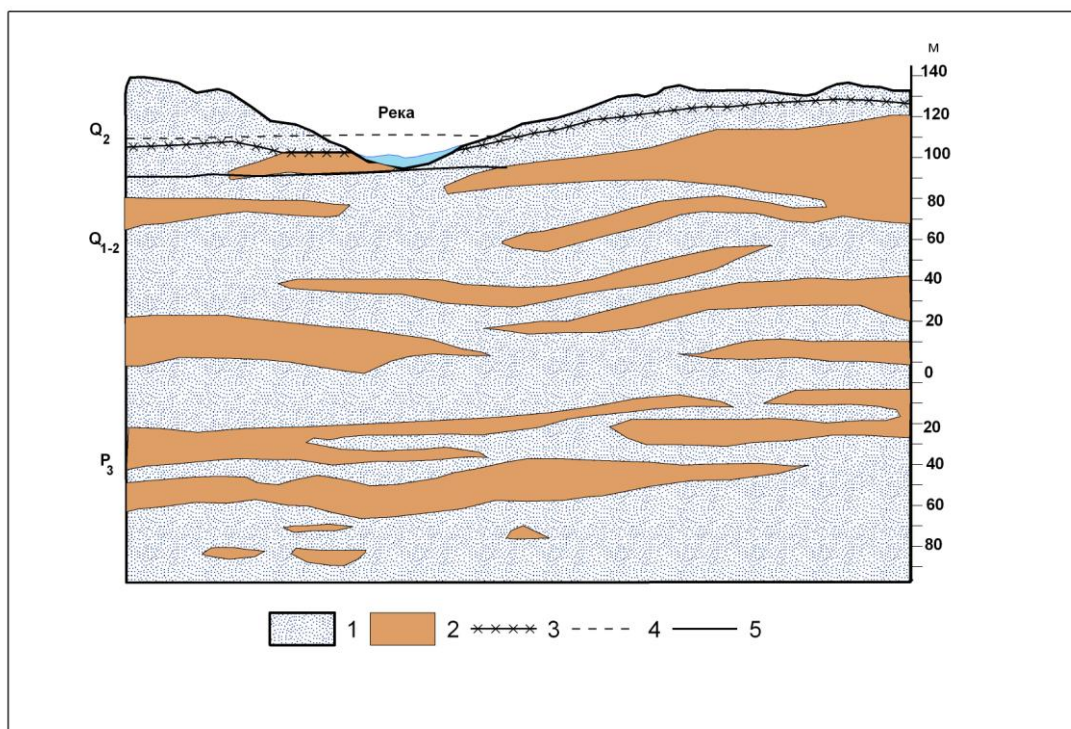


Рисунок – Пример, поясняющий строение верхней части геологического разреза в зоне распространения пресных вод с многочисленными гидрогеологическими окнами, соединяющими водоносные горизонты.

Обозначения: 1 – водоносные отложения, 2 – относительные водоупоры, 3 – положение зеркала грунтовых вод, 4 – положение зеркала грунтовых вод в периоды половодья.

Изотермы на карте в пределах Беларуси проведены путем интерполяции, а за ее границами – путем экстраполяции, где их конфигурация требует уточнения. Температурное поле на глубине 100 м имеет контрастный вид. Здесь отчетливо прослеживаются региональные и локальные аномалии, температура в пределах которых изменяется в диапазоне от 7 до 11.5 °С, разница между крайними значениями достигает 4.5 °С. Значения более 8 °С характерны для северной зоны Припятского прогиба и Подляско-Брестской впадины, где существуют положительные геотермические аномалии, а также – западного склона Воронежской антеклизы в пределах Беларуси. На конфигурацию изотерм, зарегистрированных в северной зоне Припятского прогиба, накладывает отпечаток малое количество надежных термограмм, в верхних частях которых имелись бы достоверные данные по температуре на рассматриваемой глубине. Можно лишь отметить, что главная ось этой аномалии ориентирована параллельно Северо-Припятскому краевому разлому.

В Оршанской впадине выделена Восточно-Оршанская аномалия низких значений температуры 6.5 – 7.5°С в треугольнике между гг. Орша – Смоленск – Чериков. Она включает почти всю Могилевскую мульду, а ее продолжение в России проведено неуверенно из-за нехватки геотермических данных и требует последующего уточнения.

Западно-Оршанская аномалия повышенных значений температуры (от 8 °С в центральной части до 10.0 – 11.5 °С в южной части), ориентированная в меридиональном

направлении, прослеживается от северной зоны Припятского прогиба через западную часть Оршанской впадины и восточный склон Белорусской антеклизы. Она трассируется по линии гг. Речица – Светлогорск – Березино – Борисов – Лепель– Невель. В северной части аномалия разветвляется от г. Езерище через Витебск и достигает широты Орши. Ее северное окончание в районе Езерище и Невеля выделяется неуверенно, поскольку на российской стороне изучена лишь одна скважина санатория «Голубые озера». Аналогичная ситуация имеет место и в приграничной полосе на белорусской стороне.

В южной части этой полосы можно проследить локальную Бельничско-Чечевичско-Речицкую аномалию повышенной температуры более 8.5°C , вытянутую в меридиональном направлении. Она выделяется по 8 скважинам и на севере по изолинии 8°C достигает широты г. Борисова. Эта аномалия отделяет восточный склон Белорусской антеклизы и Червенский структурный залив от основной части Оршанской впадины.

Западная часть Чашникско-Полоцкой аномалии пониженных значений температуры на долготе г. Полоцк соединяется с единой аномалией пониженной температуры восточного склона Белорусской антеклизы и Червенского структурного залива Оршанской впадины. В северном направлении она продолжается в пределы Латвийской седловины.

Изотерма 9.5°C , окаймляющая восточную часть Подляско-Брестской впадины, прослеживается через Полесскую седловину на территории Украины. Брестская аномалия изолинией 9°C соединяется через эту седловину с аномалией повышенной температуры Припятского прогиба, далее – с Бельничско-Речицкой аномалией и охватывает западный склон Воронежской антеклизы. За пределами Беларуси она продолжается в Россию. Еще одна – Гродненская аномалия повышенной температуры более 9°C вытянута в меридиональном направлении и достигает на севере белорусско-литовской границы.

Молодечненско-Нарочанская аномалия температуры более 8°C ориентирована в меридиональном направлении. Она достигает на севере сочленения границ Беларуси, Литвы и Латвии и разделяет аномалию пониженных значений температуры Белорусской антеклизы на две части – аномалию восточного склона антеклизы и аномалию центральной части антеклизы. Наконец, Ляховичско-Ельненская аномалия повышенных значений более 8°C также имеет меридиональное простираие.

Глубина 100 м целиком относится к зоне распространения пресных вод (зоне активного водообмена). В ней влияние инфильтрации подземных вод отражается на форме термограмм. Другими словами, здесь присутствует не только кондуктивный перенос тепла, но и его конвективная компонента.

Распределение температуры на глубине 300 м в Беларуси

Чтобы проследить глубинную либо приповерхностную природу аномалий, необходимо построить карты и схемы распределения температуры на нескольких глубинах. Рассмотрим распределение температуры на глубине 300 м, рисунок 7. Количество надежных термограмм для ее построения составляло только 273 и детальность отображения изотерм на карте снижается в сравнении с картой для глубины 100 м.

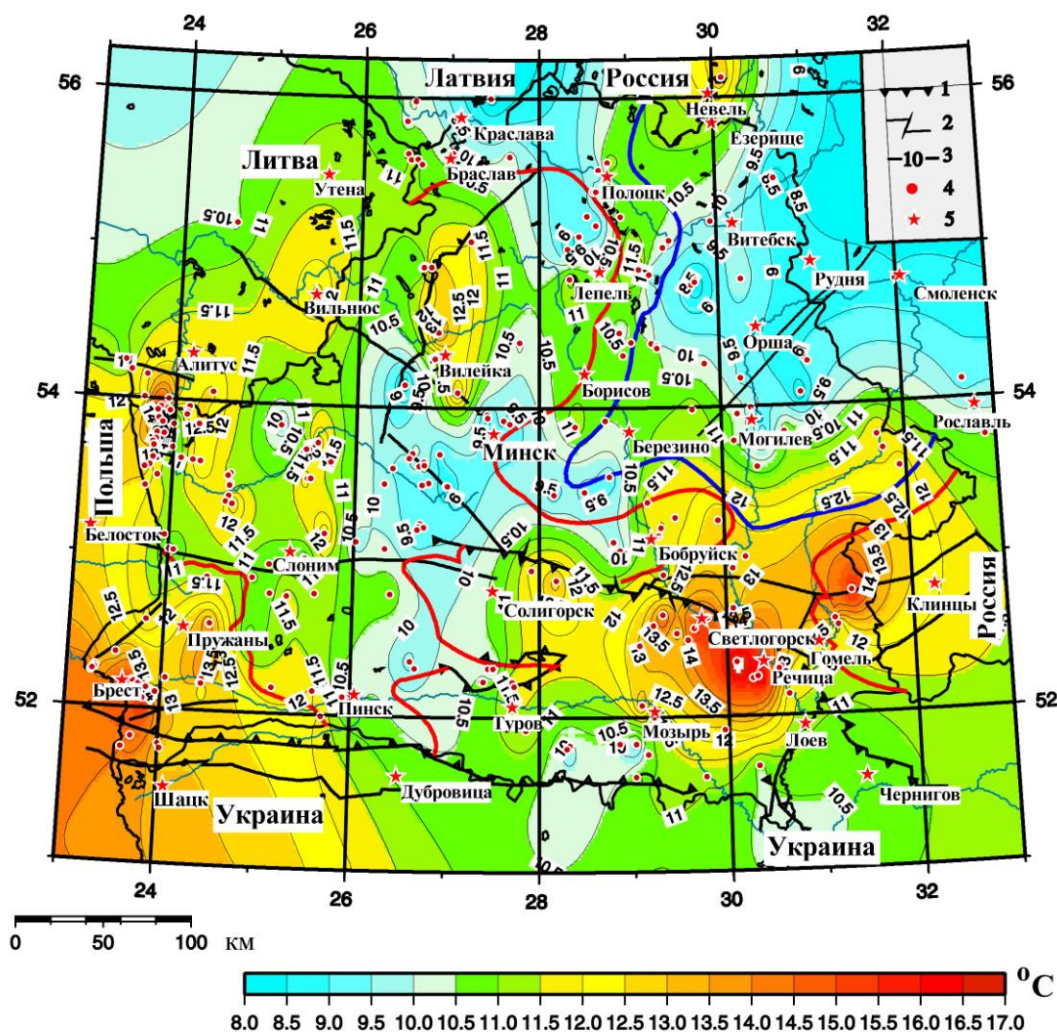


Рисунок 7 – Распределение температуры в пределах Беларуси на глубине 300 м.

Обозначения см. на рисунке 5.

Для составления этой карты использованы, как правило, собственные результаты регистрации термограмм в скважинах, достигших теплового равновесия. Из производственных термограмм задействованы только данные по скважине Крапивенская, Рославль, Смоленская область, одиночным скважинам (Дуниловичи, Вилейка, Казимирово), расположенным в северной Беларуси, и отдельным скважинам, пробуренным в районе озера Дрисвяты на литовской стороне (Шашкай, Новикай, Схедай), учитывалась информация по скважинам Лаздияй, Литва, расположенным севернее стыка белорусско-литовско-польской границы.

С увеличением глубины контраст температурного поля продолжает увеличиваться при сохранении его общих черт, наблюдаемых на карте распределения температуры на глубине 100 м, более отчетливо прослеживаются региональные и локальные аномалии. Температура изменяется от 8 до 18 °C. В южной части региона значения температуры более 12 °C типичны для северной зоны Припятского прогиба, Северо-Припятского плеча, Жлобинской седловины и западного склона Воронежской антеклизы. Здесь скважина Светиловичи-3, находящаяся в пределах Беларуси, является аномальной, в ней температура на глубине 300 м уже приближается к 16 °C. Ее термограмма становится сравнимой с термограммами северной зоны Припятского прогиба, где существует положительная геотермическая аномалия.

Западно-Оршанская аномалия повышенных значений температуры в западной части Оршанской впадины и восточном склоне Белорусской антеклизы сохраняется. Она трассируется, как и ранее, по линии гг. Речица – Светлогорск – Борисов – Невель. Значения температуры в ее пределах изменяются от 10 °С в центральной части до 18 °С в северной зоне Припятского прогиба.

Белыничско–Чечевичско–Речицкая аномалия повышенной температуры, оконтуренная изотермой 11.0 °С, по-прежнему прослеживается в северном направлении до широты г. Борисов, а на юге – уходит в пределы Припятского прогиба. В этой зоне оказывается территория к югу от линии гг. Белыничи – Чериков – Хотимск. Эта изотерма простирается в Жлобинскую седловину и имеет продолжение в западном склоне Воронежской антеклизы. Две аномалии пониженных значений (9.5 – 10.5 °С) на территории Червенского структурного залива Оршанской впадины и аномалия восточной части Белорусской антеклизы, северная часть которой уходит в пределы Латвийской седловины, западнее линии Лепель – Полоцк, выделяются к западу от Западно-Оршанской положительной аномалии. Обе указанные аномалии разделены на участке между гг. Червень – Лепель более теплой полосой с температурой выше 11 °С, однако эта изотерма проведена неуверенно из-за нехватки данных.

В восточной части Оршанской впадины подтверждается Восточно-Оршанская аномалия пониженных значений температуры 8.5 – 10.0 °С, имеющая продолжение в России. Она включает Витебскую и часть Могилевской мульд. Территория, занимаемая аномалией пониженных значений температуры в центральной части Белорусской антеклизы (9 – 10 °С), сужается. Эта аномалия соединяется с аномалией Червенского структурного залива.

Изотерма 11°С, окаймляющая восточную часть Подляско-Брестской впадины Гродненскую и Ляховичско-Ельненскую аномалии, прослеживается от Балтийской синеклизы на территории Литвы до Львовского палеозойского прогиба на территории Украины. По изотерме 12 °С все три аномалии по-прежнему разделены. В центральных частях Гродненской аномалии и аномалии Подляско-Брестской впадины максимальные значения температуры превышают 13 °С. Последняя оказывается обособленной от положительной аномалии Припятского прогиба более холодным языком, направленным от центральной части Белорусской антеклизы через Полесскую седловину в пределы Украинского щита. Аномалия Припятского прогиба выходит за пределы Северо-Припятского разлома, изотерма 11 °С огибает Белыничско-Речицкую аномалию, западный склон Воронежской антеклизы и продолжается в пределы России. Площадь Гродненской аномалии повышенной температуры более 12 °С уменьшается, сохраняя меридиональное направление, а в своей северной части, видимо, заходит в пределы Литвы и соединяется с центральной частью Балтийской синеклизы, где существует обширная положительная аномалия повышенных значений температуры и плотности теплового потока.

Молодечненско-Нарочанская аномалия повышенных значений температуры более 12 °С, сохраняя форму изотерм, изображенных на карте для глубины 100 м, несколько уменьшается по площади. Она достигает района сочленения белорусско-литовско-латвийской границы. Аномалия восточного склона Белорусской антеклизы обособляется и также уменьшается по площади, тогда как аномалия пониженных значений температуры в центральной части Белорусской антеклизы занимает доминирующее положение.

Выделенная автором Ляховичско-Ельненская аномалия повышенных значений температуры более 11,5 °С также сохраняется на глубине 300 м. Изотерма 11 °С объединяет ее с Гродненской аномалией и аномалией Подляско-Брестской впадины.

Кроме рассмотренных карт распределения температуры на выбранных фиксированных глубинах, также существуют карты распределения этого параметра на различных поверхностях, срезах (глубина, отсчитанная ниже уровня моря) и т.д.

Пример распределения температуры по кровле мелового водоносного комплекса восточной Беларуси приведен на рисунке 8.

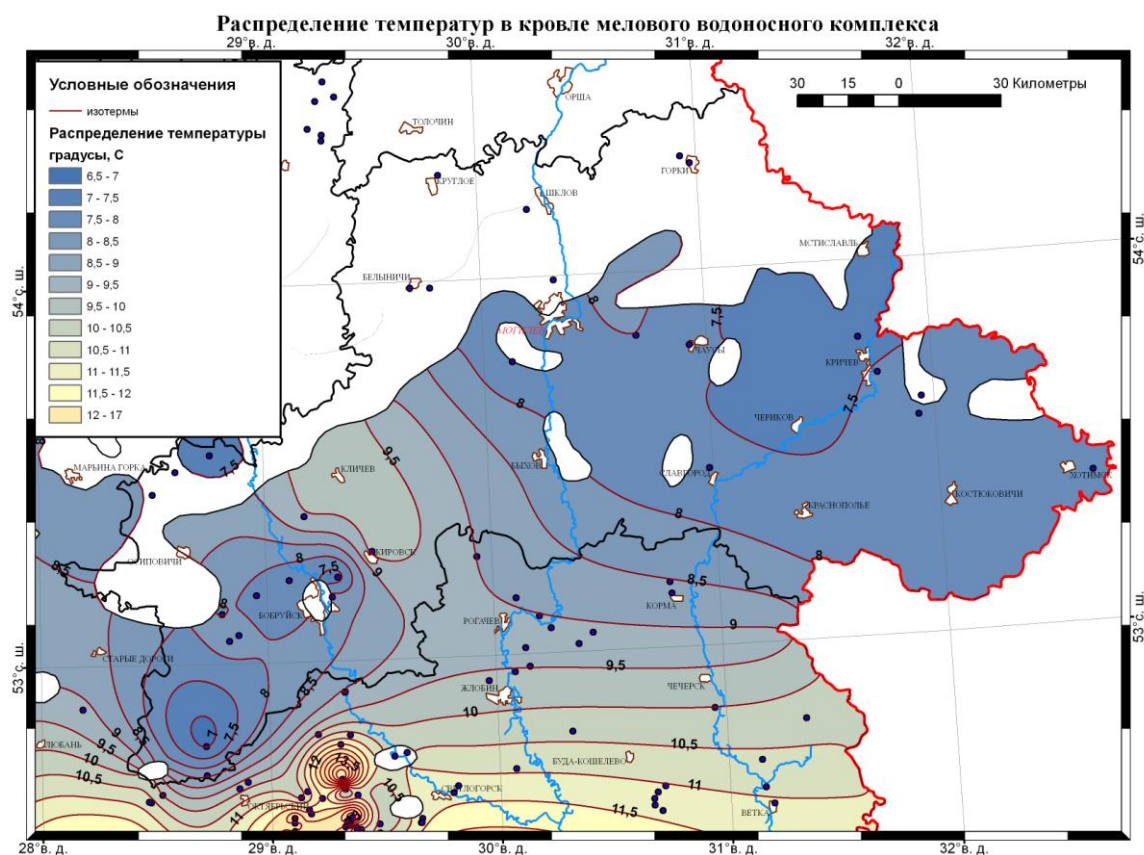
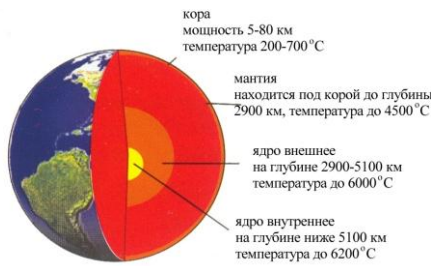


Рисунок 8 – Карта распределения температуры на кровле мелового водоносного комплекса в восточной Беларуси (составила О.А. Павловская). Точки – скважины.

На останавливаясь на детальном описании этой карты, лишь отметим, что в целом температура увеличивается по направлению к Припятского прогибу вследствие как погружения толщи меловых отложений, так и возрастания в целом геотермической активности в этом направлении. Она снижается на западе Могилевской области (Червенский структурный залив, Бобруйский погребенный выступ). На прилегающей территории Витебской и юго-востоке Минской областей меловые отложения отсутствуют и эта часть на карте оставлена незакрашенной.

ЛЕКЦИЯ 6

КОНДУКТИВНЫЙ И КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛОПЕРЕНОС, ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ



В этой лекции даются сведения о видах теплопередачи в Земле и их роли в различных геосферах. Рассматриваются основные геотермические параметры, методы их определения и расчетов. Геотермический градиент. Использование геотермии для расчленения геологических разрезов, распределение температуры в глубоких горизонтах платформенного чехла; геотермического градиента на разных интервалах

глубины; распределение плотности теплового потока; рассматривается влияние структурных и теплофизических неоднородностей на формирование геотермических аномалий, их краткая геолого-тектоническая интерпретация и другие вопросы.

Конвективный теплоперенос

Под *конвекцией* понимают процесс переноса энергии в форме теплоты при перемещении объемов жидкости или газа (текучей среды) в пористых, либо трещиноватых горных породах, а также при вязко-пластичном течении вещества в разогретой мантии из области с одной температурой в область с другой температурой. При этом перенос теплоты неразрывно связан с переносом самой среды. Конвекция возможна только в текучей (фильтрующейся) среде. Конвективный теплообмен применительно к горным породам – это перенос теплоты (точнее, передача энергии в форме теплоты) в неравномерно нагретой жидкой либо, газообразной среде, обусловленный конвективным движением этой среды и ее теплопроводностью, осуществляющийся вследствие движения среды. Он обусловлен совместным действием двух механизмов переноса тепла - собственно конвективного переноса и теплопроводности.

Таким образом, в случае конвективного теплопереноса распространение тепла в пространстве осуществляется за счет переноса тепла при перемещении текучей среды (фильтрации подземных вод, рассолов, нефти, газа в пористой, либо трещиноватой горной породе) из области с более высокой температурой в область с меньшей температурой, а также - за счёт теплового движения микрочастиц и обмена кинетической энергией между ними.

Распределение температуры в глубоких скважинах

Наиболее глубоким осадочным бассейном в Беларуси является Припятский прогиб. За его пределами глубина немногим более 1 км достигнута бурением в Оршанской и Подляско-Брестской впадинах. В Оршанской впадине термограммы из них зарегистрированы в скважинах Суражская 1S2, Богушевская 1, Оршанской 1оп, а за границей республики – также в скважинах Смоленск 1, Рудня, Рытое, Крапивенская, Селигер, рис. 1, 2.

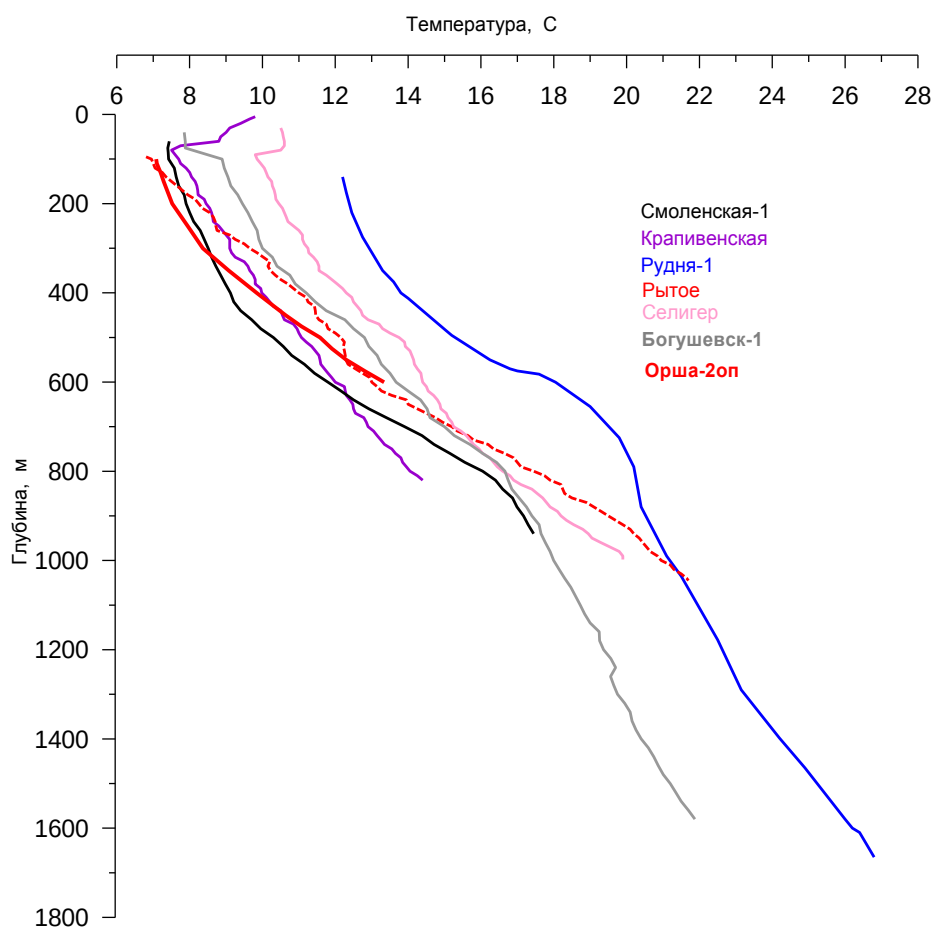


Рисунок 1 – Термограммы ряда скважин Оршанской впадины и ее обрамления.

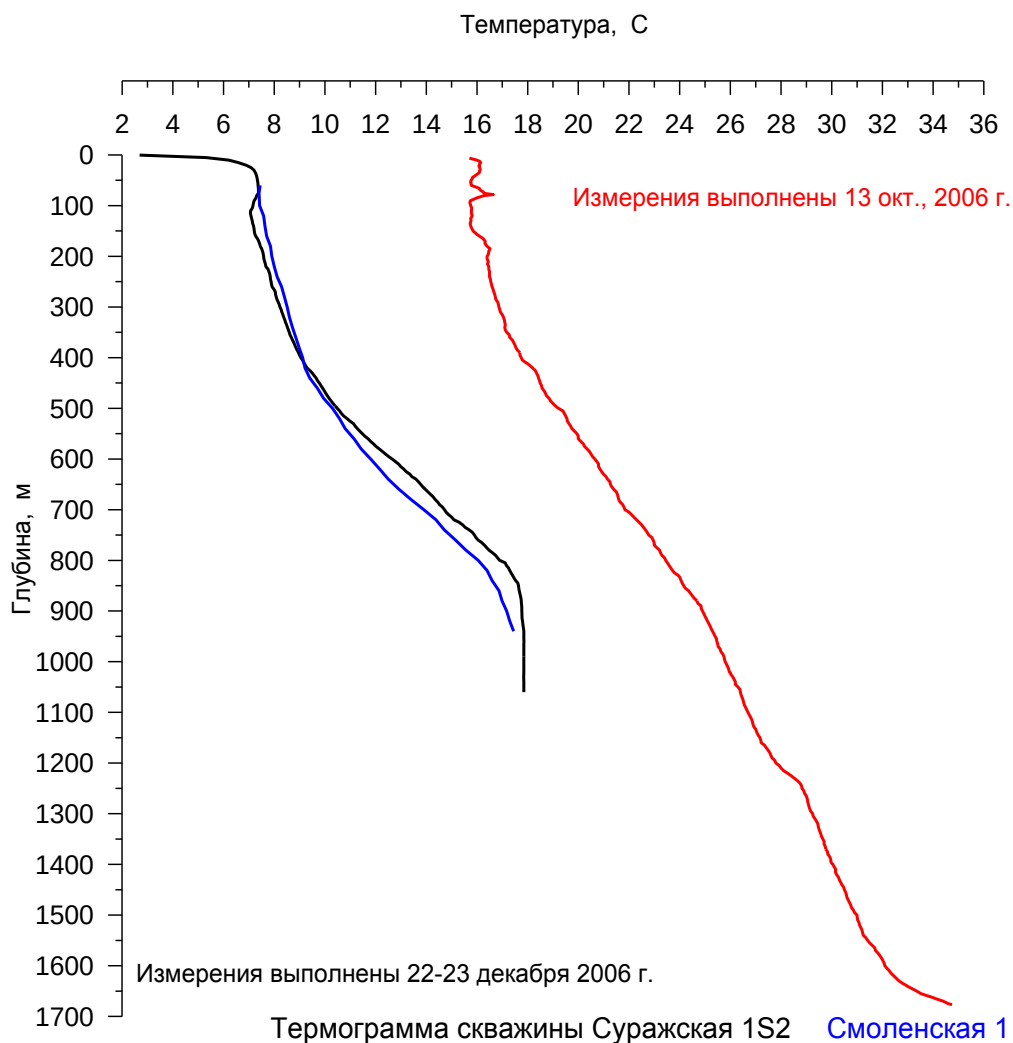


Рисунок 2 – Сравнение термограмм скважин Смоленск 1 (красная линия – производственная термограмма; голубая линия – собственные измерения) и Суражская 1S2 (черная линия).

На белорусской стороне Оршанской впадины из рассмотренных термограмм имеются только три. По ним нельзя построить карту распределения температуры на глубине 1000 м. Глубина 2000 м здесь не достигнута бурением.

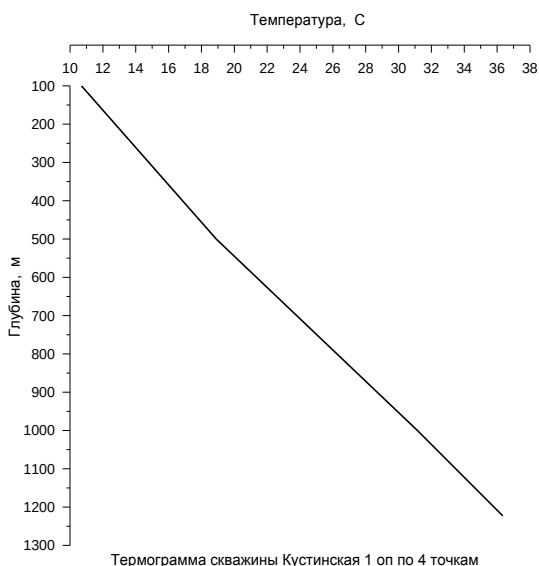


Рисунок 3 – Термограмма скважины Кустинская 1 (опорная) Подляско-Брестской впадины, построенная по 4 точкам измерения.

В Подляско-Брестской впадине имеется ряд термограмм сосредоточенных на небольшой площади Прибугского газового хранилища и практически их нет до глубины 1000 м за ее пределами. Мы также не можем построить здесь карты распределения температуры начиная с глубины 1000 м. Термограммы скважин Кустинская 1 оп и Вычулковская 201 приведены на рисунках 3 и 4, соответственно.

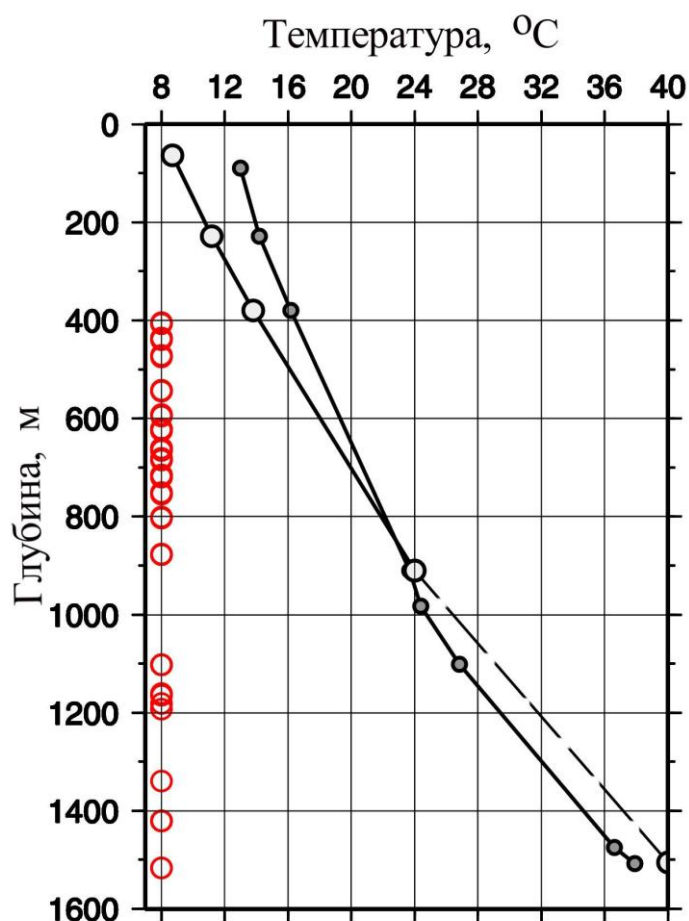


Рисунок 4 – Термограммы скважины Вычулковская 201 ПБВ. Красные кружки показывают интервалы отбора керна на тепловые свойства.

Геотермические исследования в скважинах Прикаспийской впадины начали проводиться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938 – 1940 гг. были получены оценки температуры на глубинах до 2 км. Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклинальным структурам. Несколько позже С.С. Ковнер, на примере Южно-Эмбинских структур дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребенных куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины, В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины, А.В. Дружинина – по западной части

Непосредственными измерениями температуры в глубоких буровых скважинах установлено, что изотермы на боковых границах соляных куполов имеют наибольшее искривление, а если к этому добавить и контрастную границу сред с различной теплопроводностью, то получится максимальное искажение теплового потока именно в боковых частях куполов. Для определения величины искажений глубинного теплового потока были рассчитаны номограммы (Хуторской, 1982). Аргументом в выполненных расчетах являлся угол наклона борта купола, который варьировал от 45° до 135°, т.е. охватывал формы практически всех известных соляных структур. Вертикальная мощность

купола принята одинаковой, а контраст теплопроводности $m = 3:1$ и $m = 2:1$. Из анализа номограмм видно, что:

- а) искажения возникают как в температурном поле, так и в поле теплового потока;
- б) максимальные искажения, как уже отмечалось, возникают на краях купола;
- в) максимальная амплитуда "краевого эффекта" между минимумом в межкупольной зоне и максимумом в бортовой зоне купола наблюдается для угла наклона борта $\alpha=90^\circ$.

План графиков изменения теплового потока в разрезе соляных куполов для разных глубин хорошо маркирует границу между куполом и межкупольной средой, поэтому тепловой поток является важным поисковым признаком для поисков "слепых" соляных куполов. В то же время следует иметь в виду, что для расчета глубинного теплового потока в условиях соляной тектоники необходимо иметь данные и по купольным, и по межкупольным зонам, что позволит рассчитать его как осредненное значение для всего профиля.

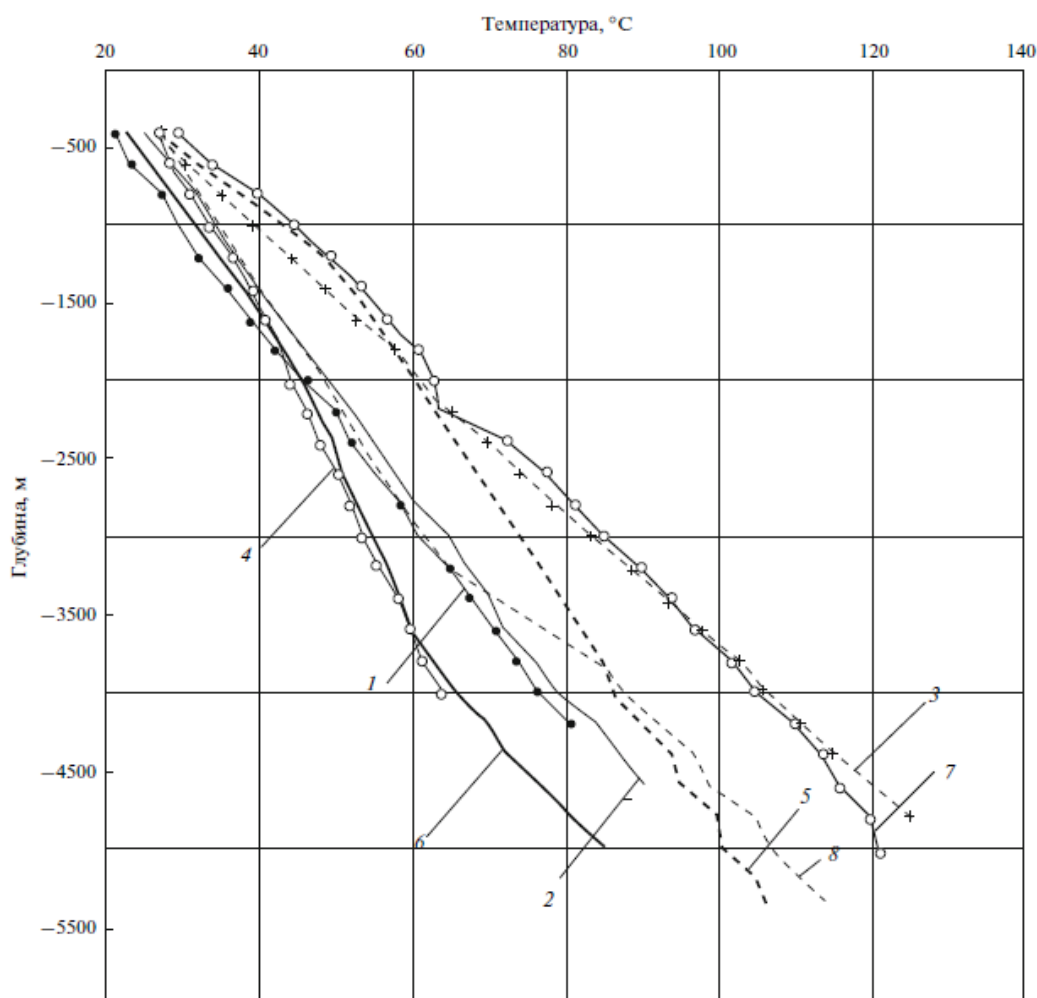


Рисунок – Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийском бассейне
Скважины: 1 – Блаксай_89п; 2 – Каратюбе-34; 3 – Каратюбе-35; 4 – Кумсай-2; 5 – Биикжал-СГ2; 6 – Курсай-4; 7 – Аралсорская-СГ1; 8 – Ташлинская-25п

Анализируя эмпирические данные, а также вид и форму термограмм, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются, в основном, за счет структурно-геологических неоднородностей и присутствия "тепловодов" - толщ каменной соли. Следует, однако, оценить и другие возможные причины появления аномалий: генерацию тепла за счет радиоактивного распада и

экзотермических реакций, выделение тепла при трении и за счет тепломассопереноса при галокинезе.

На большинстве рассмотренных термограмм отчетливо просматриваются участки с вогнутой формой кривых. Как рассматривалось выше, это может быть вызвано как влиянием нисходящей фильтрации подземных вод, так и отражать палеоклиматические изменения, произошедшие на земной поверхности. При этом геотермический градиент монотонно изменяется с глубиной. Проверка с привлечением статистических критериев показывает, что эта корреляция значима.

В Земле существует несколько видов теплопередачи, так как ее оболочки имеют различную температуру, фазовое состояние и химический состав.

В ядре, состоящем из окислов железа, может существовать металлическая проводимость, для которой выполняется закон Видемана-Франса о прямой пропорциональности между теплопроводностью (k) и электропроводностью (σ):

$$k = V(b/e)^2 \cdot T \cdot \sigma,$$

где b – постоянная Больцмана; e – заряд электрона; T – температура; V – постоянная, равная 2,5 для полупроводников и 3 – для металлов. Таким образом, теплопроводность ядра может быть вычислена на основании данных об его электропроводности. Сложнее обстоит дело с вычислением теплопроводности силикатной оболочки Земли. Здесь уже не применим закон Видемана-Франса, а теплопроводность сложным образом зависит от температуры, давления и химического состава. Для литосферы основную роль играет решеточная часть теплопроводности.

Теория решеточной (фононной) теплопроводности кристаллических диэлектриков развита в трудах Дебая (1914), Пайерлса (1956), Лейбфрида (1954), Померанчука (1944). Согласно этой теории теплопроводность обратно пропорциональна температуре. Теплопроводность рассматривается как распространение энергии за счет колебаний атомов в кристаллических решетках. Так, по Дебаю, в кристаллах с конечными размерами существует конечное число нормальных колебаний. Энергия каждого нормального колебания не может быть произвольной, она должна определяться целым числом квантов, или фононов. При этом процесс теплопередачи можно рассматривать как обмен энергиями в "фононном газе". Теплопроводность тогда пропорциональна длине свободного пробега фононов и их скорости. В реальных кристаллах фононы рассеиваются посредством различных механизмов. В частности, при высоких температурах рассеивание происходит преимущественно на другом фононе.

Наиболее существенны процессы обмена энергией между тремя фононами: один фонон аннигилирует и рождаются два других, либо два фонона исчезают и рождается третий. Есть два типа трехфононных процессов: нормальные (N-процессы), в которых импульс сохраняется, и процессы переброса (U-процессы), в которых импульс не сохраняется. Первые не дают непосредственного вклада в теплосоппротивление, но меняют распределение фононов, тогда как вторые действительно ограничивают и определяют теплопроводность в идеальном неметаллическом кристалле.

В теории введено **понятие дебаевской температуры (T_D)**, которая разделяет интервалы высокотемпературного поведения параметров от низкотемпературного. Для горных пород T_D составляет 900 – 600°С. Температура порядка 600°С достигается в Земле на глубинах 30 – 50 км. Следовательно, изменение поведения фононной теплопроводности в зависимости от температуры приурочено к самому верхнему слою литосферы. При высоких температурах ($T \gg T_D$) теплопроводность пропорциональна ($1/T$). С понижением температуры ($T < T_D$) она возрастает, достигая максимума, после чего падает в соответствии с законом (T^3) в области очень низких температур, которые не характерны для Земли. Что касается влияния давления на фононную теплопроводность, то в верхних слоях, где доминирует действие температуры, решеточная теплопроводность должна падать с глубиной. В более глубоких слоях, где превалирует эффект давления,

теплопроводность должна возрастать. Эти разные тенденции обуславливают появление минимума на кривой зависимости теплопроводности от глубины, приуроченного к верхним слоям верхней мантии.

По экспериментальным данным, полученным для интервала температур от 20° до 700°С (Ф.Берч, К.Кавада), можно отметить, что **для большинства пород теплопроводность убывает с температурой почти как $1/T$** ; при эксперименте породы были приведены к уровню нулевой пористости, так как пористость и влагонасыщенность очень влияют на теплопроводность.

Причина уменьшения фононной теплопроводности с ростом температуры при $T > T_D$ заключается в том, что решеточное рассеивание фононов тем больше, чем больше максимальные смещения атомов от их средних положений в кристаллической решетке. Это объясняет, в частности, тот факт, что **теплопроводность тел, состоящих из относительно легких атомов, больше теплопроводности тел с тяжелыми атомами**, слабо между собой связанными.

Все приведенные рассуждения сделаны для бездефектных кристаллов. Различные дефекты (точечные, примесные, изотопические), а также границы в поликристаллических телах могут служить дополнительными источниками рассеивания фононов, т.е. уменьшением теплопроводности. При высоких температурах дефектами можно пренебречь, так как определяющим является рассеивание фононов процессами переброса. Но при уменьшении температур, когда влияние процессов переброса быстро падает, заметно сказываются дефекты.

В заключение рассуждений о решеточной теплопроводности приведем эмпирически полученные соотношения для базальтов, связывающие теплопроводность и температуру:

$$k \approx 3,1/T \text{ при } T > 573 \text{ К и}$$

$$k \approx 1,15/T \text{ при } T < 573 \text{ К.}$$

При высоких температурах в недрах Земли ($>1200^\circ\text{C}$) становятся существенными два других механизма теплопередачи: **радиационный и экситонный**. **Радиационный теплоперенос связан с лучистым теплообменом**, т.е. с передачей энергии электромагнитными колебаниями. Радиационная теплопроводность ничтожно мала на глубинах до 100 – 200 км и становится сравнимой с фононной теплопроводностью на больших глубинах, превосходя даже ее в верхней мантии, но убывая в нижней мантии из-за роста коэффициента поглощения излучения веществом.

Экситонная теплопроводность (по термину "экситон", т.е. квант возбуждения) связана с возбуждением электрона и "дырки" при поглощении кванта энергии, который превышает энергию связи. Экситонная теплопроводность, так же как и радиационная, пренебрежимо мала при относительно невысоких температурах, т.е. в литосфере. Но на глубинах более 500 км экситонная составляющая даже превышает радиационную и быстрее растет с глубиной.

Еще раз отметим, что в **практических геологических задачах нам важно знать фононную теплопроводность пород**. Два же других вида теплопроводности нельзя игнорировать при исследовании теплового состояния и термической истории Земли как планеты.

Говоря о механизмах теплопередачи, необходимо изучить такой важный для Земли процесс, как **конвекция, т.е. перенос тепла самим теплоносителем**. Применительно к Земле теплоносителями являются вода, пар, магма и магматические растворы. Эти теплоносители, обладая большой теплоемкостью, при своем движении перераспределяют глубинный тепловой поток, создавая положительные и отрицательные аномалии температуры и теплового потока. **Если теплоперенос теплопроводностью происходит повсеместно, где существует температурный градиент, то перенос конвекцией осуществляется только там, где имеются условия для движения теплоносителей**. Очевидно, что наиболее интенсивно конвекция происходит в активно развивающихся геологических структурах, где проявляются разломная тектоника, вулканизм и

гидротермальная деятельность. Но даже в стабильных тектонических блоках необходимо учитывать конвективный теплоперенос в верхней активной гидродинамической зоне.

Влияние глубинной конвекции на эволюцию тектоносферы мы будем обсуждать позже, а сейчас рассмотрим влияние движения подземных вод на распределение и перераспределение температур и кондуктивного теплового потока. Для этого рассмотрим типы движения подземных вод.

Геологическое строение недр, распределение горных пород различной проницаемости и тектонических нарушений, связь проницаемых пластов с поверхностными водоемами, влияние осадков и рельефа поверхности определяют сложную конфигурацию движения подземных вод.

Схематизируя природные условия, принимаем, что сложные гидрогеологические процессы можно представить в виде **упрощенных схем: движение флюидов по водоносным пластам горизонтальное или наклонное, а по слабопроницаемым пластам, разделяющим водоносные горизонты – вертикальное**. Если подземные воды по проницаемой зоне перетекают из одного водоносного горизонта в другой, то в нем формируется положительная или отрицательная температурная и тепловая аномалии, в зависимости от направления перетекания флюида. После проявления в соседнем пласте перегретая или охлажденная вода по мере движения по пласту будет охлаждаться или нагреваться до неискаженной температуры пласта. Сложное температурное поле формируется при движении воды по пласту, имеющему антиклинальную форму. Такая картина возможна в районах брахиантиклинальных структур. Тогда над крылом структуры с восходящим движением возникает положительная аномалия, а над крылом с нисходящим движением - отрицательная аномалия температуры и теплового потока.

Для количественного изучения перераспределения теплового потока и температур подземными водами рассмотрим расчетную схему для слабопроницаемого пласта. Протекающие процессы теплопереноса считаем стационарными.

В соответствии с гипотезой Мятлева-Гиринского для слабопроницаемого однородного пласта принимаем, что в относительных водоупорах, разделяющих водоносные пласты, вода движется, в основном, в вертикальном направлении.

При условии, что температура воды и породы отражают теплоперенос вдоль вертикальной оси, процесс может быть описан с помощью уравнения:

$$d^2T/dz^2 - c\rho v/k(dT/dz) = 0 \quad (1)$$

где T – температура, ось z – направлена вниз, c, ρ – теплоемкость и плотность воды, k – коэффициент теплопроводности породы пласта, v – скорость фильтрации по вертикали. Обозначим: $c\rho v/k = p$.

Для решения этого уравнения необходимо учесть граничные условия, которые отражают особенности температурного поля на границе рассматриваемого интервала глубин. Допустим, что на обеих границах известны значения температур (границы 1-го рода): $T(z_1) = T_1$ и $T(z_2) = T_2$. Тогда решение уравнения (1) может быть получено в виде (Огильви, 1959):

$$T = T_1 + (T_2 - T_1)[e^{p(z - z_1)} - 1]/[e^{p(z_2 - z_1)} - 1] \quad (2)$$

Если на одной из границ известен кондуктивный тепловой поток (граница 2-го рода), направленный вверх, то граничные условия принимают вид:

$$T(z_1) = T_1, \quad q_1 = k \left. dT/dz \right|_{z=z_2} \quad (3)$$

В этом случае решение можно записать в виде:

$$T = T_1 + (q/pk)e^{p(z_1 - z_2)}[e^{p(z - z_1)} - 1] \quad (4)$$

Если относительный водоупор залегает в непосредственной близости к поверхности, температура на верхней границе будет определяться теплообменом с атмосферой. В этом случае используется граничное условие 3-го рода: $c\rho vT - k dT/dz = k(T_b - T)$.

Если на нижней границе используем граничное условие первого рода: $T(z_1) = T_1$, то решение можно записать в виде:

$$T = \frac{T_1 \left[\frac{pk}{a+1} \right] T_b \exp(pz) + T_b \exp(pz_1) - T_1}{\left[\frac{pk}{a+1} \right] \exp(pz_1) - 1} \quad (5)$$

где T_b – температура воздуха, $a = (1/\alpha + m/k_1)^{-1}$ – коэффициент теплопередачи перекрывающих пластов (над верхней границей), α – коэффициент теплоотдачи от поверхности к атмосфере, m , k_1 – мощность и теплопроводность перекрывающего слоя.

Выражение (5) справедливо для восходящей фильтрации. При нисходящей – необходимо учесть, что на верхнюю границу приходит вода с температурой T_b и верхнее граничное условие необходимо записать в другом виде:

$$c\rho vT - k dT/dz = (T_b - T) + c\rho v T_b \quad (6)$$

Тогда решение примет вид:

$$T = \frac{T_1 - T_b \left[\frac{pk}{a} + 1 \right] \exp(pz) + T_b \left[\frac{pk}{a} + 1 \right] \exp(pz_1) - T_1}{\left[\frac{pk}{a} + 1 \right] \exp(pz_1) - 1} \quad (7)$$

Полученные решения позволяют определить значение кондуктивного теплового потока с помощью выражения:

$$q_T = -k dT/dz \quad (8)$$

Из (2) для границ 1-го рода:

$$q_T = c\rho v(T_2 - T_1)[e^{p(z - z_1)} / (e^{p(z_1 - z_2)} - 1)] \quad (9)$$

Из выражения (4), т.е. для одной границы 1-го рода, а другой – 2-го рода имеем:

$$q_T = -q_1 e^{p(z - z_2)} \quad (10)$$

В случае верхней границы 3-го рода (в приповерхностных пластах) при восходящей фильтрации из (5) получаем:

$$q_T = c\rho v \frac{T_1 \left[\frac{pk}{a} + 1 \right] T_b \exp(pz)}{\left[\frac{pk}{a} + 1 \right] \exp(pz_1) - 1} \quad (11)$$

при нисходящей фильтрации:

$$q_T = c\rho v \frac{T_1 - T_b \left[\frac{pk}{a} + 1 \right] \exp(pz)}{\left[\frac{pk}{a} + 1 \right] \exp(pz_1) - 1} \quad (12)$$

Выражения (9 – 12) позволяют оценить изменение кондуктивную составляющую теплового потока.

Иногда приходится определять значение теплового потока, искаженного вертикальной фильтрацией вне интервала между граничными условиями. Это надо делать очень осторожно, контролируя полученные значения физическим правдоподобием.

Проведенные расчеты показали, что **кондуктивный тепловой поток увеличивается в направлении фильтрации**. Однако нельзя на основании этого утверждать, что в районах со стабильной нисходящей фильтрацией в исследованном интервале глубин с увеличением глубины соответственно увеличивается кондуктивный тепловой поток, во много раз превышая разумные значения. Это говорит о том, что принятая схема не соответствует реальным природным условиям, и, видимо, кроме нисходящего движения в разрезе глубже имеются зоны восходящего движения. **Необходимо учесть, что встречное вертикальное движение на различных участках разреза частично компенсирует друг друга.**

Следовательно, нельзя безоговорочно распространять гидродинамические условия изученного интервала глубин на неизученные интервалы, а использовать полученные зависимости (9 – 12) можно только для участков, непосредственно прилегающих к ним.

Суммарный тепловой поток при действии кондукции и конвекции описывается выражением (Огильви, 1959):

$$q_{\Sigma} = c\rho vT - k \, dT/dz \quad (13)$$

Используя выражения (2) и (4), получим

$$q_{\Sigma} = c\rho vT_1 - c\rho v(T_2 - T_1)/(e^{p(z_2 - z_1)} - 1) \quad (14)$$

$$q_{\Sigma} = c\rho vT_1 - q_1 e^{p(z_1 - z_2)} \quad (15)$$

соответственно. Как видно, в эти выражения z не входит, т.е. суммарный тепловой поток не зависит от глубины измерения, что объясняется законом сохранения энергии.

Мы много раз уже употребляли термины: **геотермический градиент, коэффициенты теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости, плотность теплового потока, величина теплогенерации**. Все эти понятия можно объединить в одно – это **геотермические параметры**.

К сожалению, геотермическое поле невозможно охарактеризовать только лишь температурой недр из-за того, что температура зависит от глубины измерений, а также часто и от широты местности. Для того, чтобы нормировать температуру по глубине, введено понятие геотермического градиента (**grad T**). Геотермический градиент является векторной величиной и определяется из выражения:

$$\mathbf{grad} \, T = \mathbf{i} \, dT/dx + \mathbf{j} \, dT/dy + \mathbf{k} \, dT/dz.$$

Исследование вертикальных изменений градиента дает важную информацию, позволяющую расчленить геологический разрез, так как слои обладают разной теплопроводностью, что в условиях постоянного теплового потока обеспечивает изменчивость градиента. Постоянный тепловой поток наблюдается только при плоско-параллельном разрезе (в горизонтально-слоистой среде) при отсутствии внутренних источников тепла. В этом случае справедливо равенство: $q_{n-1} = q_n = q_{n+1} = \dots$ или

$$k_{n-1} \mathbf{grad} T_{n-1} = k_n \mathbf{grad} T_n = k_{n+1} \mathbf{grad} T_{n+1} = \dots,$$

где n – номер слоя. Последнее выражение является основанием для корреляции геологических разрезов по геотермическим данным, так как изменение теплопроводности

слоев приводит к обратно пропорциональному изменению геотермического градиента, что и регистрируется при термокаротаже.

Связь геотермического градиента с минералогическим составом и литологией пород отмечалась многими исследователями. Еще в 1935 году С.А.Красковский связывал низкий градиент (8,9 мК/м) в докембрийских кристаллических породах Кривого Рога с высокой теплопроводностью кристаллических сланцев, роговиков, джеспилитов и других пород, слагающих исследованный интервал разреза. В 1952-1953 г.г. Л.Л.Суслова указывала на разный градиент в карбонатных (15,6 – 16,9 мК/м) и в терригенных породах девона (21,3 – 24,4 мК/м) Саратовского Поволжья.

Д.И.Дьяконов собрал большой материал по измерениям температуры в скважинах нефтеносных районов и на основании этих данных составил таблицы усредненных геотермических характеристик литологически однородных интервалов. Отмечалось уменьшение геотермического градиента от 26 – 60 мК/м в глинистых отложениях до 2,5 – 10 мК/м в карбонатных породах и эвапоритах. В 60-х годах появились обобщения по геотермическим градиентам различных литологических комплексов в Самарском Поволжье (А.В.Дружинин), в Иркутском амфитеатре (С.В.Лысак), в Припятской впадине (Г.В.Богомоллов и др.), в Печоро-Тиманской провинции (Я.Б.Смирнов и С.И.Сергиенко), в Западной Сибири (А.Р.Курчиков и др.).

Среди зарубежных работ 30-х-40-х годов отметим исследования А.Бенфилда, Э.Булларда, К.Ван-Орстранда и Г.Гюйо. А.Бенфилд, определяя тепловой поток в Великобритании, отмечал изменение теплопроводности в разрезе и учитывал это для определения температур горизонтально лежащих пластов, используя формулу:

$$T = T_o + q_i \sum_i (d_i / k_i)$$

где q – тепловой поток, d_i , k_i – мощность и теплопроводность i -го слоя, T_o – температура в начальной точке.

Э.Буллард пользовался этой же формулой, вычисляя температуры в скважинах Южной Африки, но тепловой поток определял не для всей скважины, как А.Бенфилд, а для отдельных свит-пачек горизонтальных слоев; при этом для каждой пачки он получал разное значение потока, что объяснил с помощью электромоделирования влиянием контрастной теплопроводности.

К.Ван-Орстранд, изучая геотермическую специфику различных районов США, установил, что для осадочных и магматических пород существует, по крайней мере, два типа нормальных геотермических градиентов, обусловленных различной теплопроводностью пород. Надо заметить, что в реальной геологической обстановке редко удастся найти среду, где бы выполнялось условие обратной пропорциональности геотермического градиента и температуры. В большинстве геологических разрезов встречаются структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные сосуществованием сложных структурных форм и контраста теплофизических свойств. В таких средах искажается тепловой поток за счет его перераспределения (рефракции). Кроме этого фактора, другие факторы также могут быть ответственны за появление геотермических аномалий, например, перераспределение тепла подземными водами, эндо- и экзотермические реакции, эффекты осадконакопления и эрозии, образование шарьяжей, остаточное тепло магматических очагов и др.

При рассмотрении изменчивости геотермического градиента мы все время сталкивались с необходимостью привлечения информации о теплофизических свойствах горных пород. Среди вышеперечисленных теплофизических свойств нам для дальнейшего рассмотрения необходим будет такой параметр, как теплопроводность. Физический смысл коэффициента теплопроводности (k) – это количество тепла, переносимого через единицу поверхности за единицу времени при градиенте температуры, равном единице. Отсюда

ясен смысл главного закона теплопереноса - закона Фурье. Количество теплоты dQ , переносимое за единицу времени dt через единицу площади dS в направлении нормали "z" к этой площади, пропорционально градиенту температуры dT/dz , или

$$dQ = -(dT/dz) dS dt.$$

В этой формуле минус показывает, что тепло переносится в направлении убывания температуры.

Выше мы рассматривали виды теплопередачи и сделали вывод, что в горных породах основной вид теплопередачи - это кондуктивная фононная теплопроводность. Однако, в формуле Фурье k может обозначать эффективную теплопроводность, т.е. сумму кондуктивной, конвективной и лучистой теплопроводностей. Вклад различных составляющих в эффективную теплопроводность зависит от термодинамических условий, в которых находится порода, ее пористости, проницаемости, структуры порового пространства и других физических характеристик.

Тепловые свойства горных пород определяются факторами внутреннего строения:

- свойствами и соотношением слагающих их минералов,
- степенью кристаллизации структуры, размерами образующих породу зерен,
- соотношением различных фаз, входящих в породу (твердой, жидкой и газообразной), и их свойствами,
- текстурой породы, ее слоистостью,
- характером упаковки и связи зерен скелета, свойствами цементного материала,
- структурой порового пространства, формой и размерами пор и др.

Кроме того, на тепловые параметры пород влияют термобарические условия пласта, фильтрация флюидов и т.д. У минералов тепловые свойства зависят от химического состава кристаллов, кристаллографических направлений. Так, у кристалла кварца значения главных осевых теплопроводностей монокристалла составляют: $k_c = 10,8$ Вт/м·К; $k_a, k_b = 6,1$ Вт/м·К.

Теплопроводность минералов уменьшается с увеличением межатомных расстояний, с уменьшением плотности атомов и плотности самих минералов. Снижению теплопроводности способствуют также дефекты кристаллической структуры, на которых рассеиваются фононы.

Горные породы имеют различную степень кристаллизации, связанную с их возрастом, скоростью охлаждения в процессе образования. Они занимают положение от поликристаллических до аморфных структур, в зависимости от размеров зерен породообразующих минералов. С уменьшением величины зерна сокращается длина свободного пробега фононов, что приводит к снижению тепло- и температуропроводности. Таким образом, максимальные значения этих коэффициентов имеют породы кристаллической структуры, минимальные - аморфной. Так, в отличие от кристаллического, у плавленного (аморфного) кварца k составляет всего 1,34 Вт/м·К. Тепло- и температуропроводность горных пород меняются при изменении направления теплового потока. Вдоль слоистости k и α выше, чем перпендикулярно им. Коэффициент анизотропии слоистых пород варьирует в пределах 1,01 – 2,0. Исключение составляют слюды, у которых этот коэффициент достигает 6,0.

На тепловые свойства пород значительное влияние оказывают тип насыщающего флюида и соотношение различных фаз, зависящее от величины пористости. С ее увеличением k горных пород уменьшается, так как возрастает доля участия в теплопередаче низкотеплопроводной поровой среды (жидкостей или газов). Теплопроводность воды в 4 раза выше, чем нефти, и в 14 – 25 раз превышает теплопроводность природных газов и воздуха, поэтому k водонасыщенных пород больше, чем у нефтенасыщенных, у которых, в свою очередь, k намного больше, чем у газонасыщенных. Сравнение теплопроводности в воздушно и водонасыщенном состоянии

показывает, что приращение значений k зависит от пористости горных пород. Так, если пористость пород порядка 5% и ниже, то поправка в значения k за счет влажности не превышает единиц процентов; с ростом пористости влияние влажности на теплопроводность становится более существенным, достигая иногда 90%. Для большинства осадочных пород-коллекторов за счет полной насыщенности водой величина k увеличивается на 30%. Изучение зависимости тепловых свойств горных пород от их состава, внутреннего строения, а также других петрофизических характеристик в большинстве своем является корреляционным, что обусловлено невозможностью учета всех факторов, влияющих на исследуемые величины. В этой связи имеющиеся модельные представления о реальных горных породах могут быть использованы только для оценочных расчетов тепловых свойств. Для получения более достоверных данных требуются экспериментальные исследования.

Тепловые свойства горных пород можно определять различными методами: экспериментально в лаборатории или *in situ*, оценивать по корреляционным зависимостям между разными физическими свойствами пород, рассчитывать аналитически на моделях и т.д.

Экспериментальный подход к определению тепловых свойств горных пород более трудоемок, чем аналитический, но позволяет получать эффективные значения тепловых параметров пород с достаточно высокой точностью. Кроме того, экспериментальные данные являются критерием истины для теоретических моделей.

Методы измерений *in situ* не получили достаточно широкого распространения в силу очень больших методических трудностей. Однако, в последние годы они очень широко применяются в морской геотермии для определения теплопроводности донных илов, где показали высокую достоверность и точность результатов.

Для определения теплопроводности и других теплофизических свойств твердых горных пород применяют лабораторный эксперимент. Экспериментальные методы делятся на две основные группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий: стационарные методы и нестационарные методы.

В основе стационарных методов лежит использование системы "нагреватель-образец-холодильник". Измерения проводятся при установившемся (стационарном) тепловом режиме, когда количество тепла, сообщаемое образцу нагревателем, точно соответствует количеству тепла, отводимому из образца в холодильник. Зная это количество Q , размеры образца и температуры T_2 и T_1 на поверхностях, прилегающих соответственно к нагревателю и холодильнику, после наступления стационарного режима можно определить значение k плоского образца из соотношения:

$$k = \frac{Qx}{S(T_2 - T_1)}$$

где S – площадь пластины, x – расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями. Точность определения теплопроводности зависит от идеальности контакта между образцом и нагревателем или холодильником. Одним из наиболее популярных стационарных методов является "метод разделенного стержня" (*divided bar method*), разработанный А.Бенфилдом. К недостаткам стационарных методов следует отнести длительность установления стационарного состояния и возможность определить только коэффициент теплопроводности.

Нестационарные методы основаны на анализе процессов охлаждения или нагревания. Они имеют очень много разновидностей, наиболее распространенные из них – это методы регулярного режима, основанные на изучении нагревания или охлаждения образца в среде постоянной температуры на временном интервале, исключающем начальную (резкую) стадию изменения температуры. Кроме того, распространены методы, основанные на измерении резких скачков температуры на начальном временном

интервале после включения (выключения) нагревателя. Это так называемые импульсные, или зондовые методы.

Промышленность до недавнего времени выпускала серийные установки для измерения теплопроводности стационарными (например, установка "Лямбда"), и нестационарными методами (установка ИТ-λ-400). Они позволяют проводить измерения с погрешностью 5-10%.

В середине 80-х годов появился сравнительно новый подход к измерениям теплофизических параметров. Исследователи, наряду с контактными, стали применять бесконтактные методы измерений, т.е. такие, при которых нагреватель и регистратор не контактируют непосредственно с образцом. Наиболее распространен и обоснован "метод сканирования", разработанный Ю.А.Поповым в Московском геолого-разведочном институте. Этот метод основан на регистрации температурного поля нагреваемой поверхности образца в квазистационарном режиме. При этом датчик температуры перемещается вслед за подвижным сосредоточенным источником и регистрирует температуру поверхности образца на линии нагрева при внешней температуре окружающей среды. Мы рассматривали этот метод выше, но здесь имеет смысл его кратко повторить.

Серия образцов керна и эталон теплопроводности на подвижной платформе перемещается с постоянной скоростью v перед источником тепловой энергии, создающим на поверхности образцов пятно малых размеров, и бесконтактным регистратором температуры. В лабораторной установке в качестве подвижного источника применяется лазер, а в "полевой" установке лазер заменен малогабаритной электролампой со встроенным отражателем для фокусировки излучения. В процессе измерений фиксируется установившаяся температура образцов на линии нагрева, и профиль каждого измерения регистрируется на самописце в аналоговом виде или в цифровом виде с помощью компьютерной обработки. Теплопроводность образцов (k) определяется из простого соотношения:

$$k = k_{\text{эт.}}(\theta_{\text{эт.}}/\theta)$$

где θ и $\theta_{\text{эт.}}$ - предельные температуры образца и эталона, $k_{\text{эт.}}$ - известная теплопроводность эталона. Распределение теплопроводности фиксируется вдоль всего образца. Измерения этим методом проводятся на керновом материале без какой-либо механической обработки исследуемых образцов. Это ценное преимущество метода, так как при работе на других установках много времени уходит на распиловку и шлифовку проб, а при этом многие образцы разрушаются (например, угли, соли, сланцы). Производительность метода - 350-400 образцов в день, что в 50 – 100 раз превышает производительность "контактных" методов.

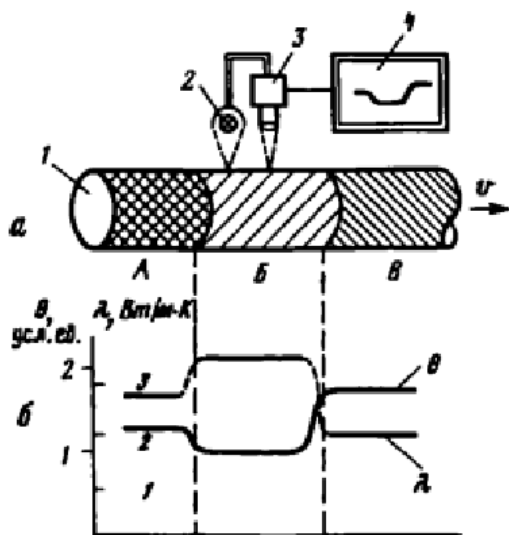


Рисунок - Принцип определения теплопроводности образцов пород методом подвижного источника:
 а - схема измерений; б - регистрируемый профиль избыточной температуры нагрева θ и распределение теплопроводности λ по длине образцов. 1 - исследуемые образцы: А,Б,В - участки пород с различной теплопроводностью; 2 - источник тепловой энергии; 3 - бесконтактный регистратор температуры образца; 4 - самописец

Относительная погрешность измерений не превышает 5%. Теплопроводность горных пород изменяется в очень широких пределах от 0,2 до 20 Вт/м·К. Наименьшей теплопроводностью обладают угли, пески, а наибольшей соли, кварциты, а также некоторые руды. В средней, у большинства типов пород теплопроводность лежит в пределах 2,0-3,5 Вт/м·К.

При обработке больших выборок различающихся по петрографическому составу пород часто встает вопрос об их теплофизическом различии. Достоверность различий средних в выборках необходимо проверять с помощью статистических критериев. Часто применяемый в геофизике критерий Стьюдента для двух и для нескольких совокупностей доказывает различие средних значений в выборках при данной дисперсии.

Иногда такая строгая статистическая проверка приносит неожиданные результаты. Например, в ряде регионов оказалось, что в группах кислых и средних пород их интрузивные и эффузивные разности не различимы по теплофизическим характеристикам, и их разделение диктуется только различием структур и текстур. То же можно сказать и о различных метаморфитах. Несмотря на разную степень структурно-вещественной переработки, породы могут быть статистически не различимы по теплопроводности. В геотермической практике иногда применяются средние, "табличные" значения теплопроводности для тех или иных групп пород. Однако корректными считаются измерения в тех пунктах, где теплофизический разрез изучен непосредственно по представительной коллекции образцов. В этом случае повышается точность определения плотности теплового потока.

Плотность теплового потока (или, как часто называют, "тепловой поток") - это самая информативная геотермическая характеристика, так как он характеризует мощность теплового источника и величину теплопотерь с поверхности Земли. Как уже отмечалось выше тепловой поток коррелирует с параметрами других геофизических полей, которые также характеризуют источник соответствующих полей, например, с величинами гравитационных (Δg) и магнитных (ΔT) аномалий, что объясняется сходными генетическими факторами, формирующими эти аномалии. Для определения теплового потока традиционно используется метод раздельного измерения геотермического градиента и теплопроводности. Тепловой поток определяется как произведение этих величин:

$$q = -k (i dT/dx + j dT/dy + k dT/dz).$$

В практике геотермических исследований редко удастся непосредственно измерить горизонтальные составляющие теплового потока, так как работы проводятся в основном в вертикальных скважинах, а горизонтальные скважины в подземных выработках, как правило, непригодны по техническому состоянию для измерений. Поэтому в условиях структурно-геологических неоднородностей, когда горизонтальные составляющие теплового потока не равны нулю, глубинный тепловой поток будет несколько отличаться от измеренного в скважинах. Специальные расчеты позволяют учесть этот фактор, если известна конфигурация слоев и значения их теплопроводностей. Следовательно, детальное изучение теплофизических свойств пород, слагающих разрез, а также использование структурных карт для построения расчетных моделей – необходимые условия правильной интерпретации геотермических данных.

При стационарном геотермическом режиме и отсутствии искажений за счет рельефа и/или структурно-геологических неоднородностей тепловой поток не зависит от глубины измерений и, таким образом, является функцией географических координат. Но из-за раздельного измерения геотермического градиента и теплопроводности при расчете теплового потока возможно несколько вариантов тренда геотермического градиента и теплопроводности по глубине:

1. Геотермический градиент постоянен по глубине (в пределах погрешности), геологический разрез состоит из однородной толщи пород, для которой коэффициент теплопроводности может быть рассчитан как среднее арифметическое из всех измерений по образцам. Тогда тепловой поток q равен произведению градиента G на среднюю теплопроводность k : $q = k \cdot G$.

2. Геотермический градиент меняется по глубине, но без значимого тренда (естественно, предполагается сохранение знака градиента). Изменчива также и теплопроводность, но без видимой закономерности. В этом случае тепловой поток следует вычислять как произведение средневзвешенного градиента на средневзвешенную теплопроводность:

$$q = (\sum G_i z_i \cdot \sum k_i z_i) / \sum z_i^2,$$

где i - номер слоя, в котором измерен геотермический градиент и средняя теплопроводность.

3. Существует корреляция между значениями геотермического градиента и глубиной, а также между теплопроводностью и глубиной. При этом коэффициенты в уравнениях регрессии взаимно обратны. Тогда тепловой поток будет оставаться в статистическом смысле постоянным по глубине, так как увеличение (уменьшение) геотермического градиента компенсируется обратно пропорциональным уменьшением (увеличением) теплопроводности:

$$G_i = G_0 \cdot (h_i/H); k_i = k_0 \cdot (h_i/H)^{-1}; q = k_0 \cdot G_0.$$

5. Геотермический градиент монотонно изменяется с глубиной. Проверка с помощью статистических критериев показывает, что эта корреляция значима. Теплопроводность остается постоянной для всего исследуемого разреза. В этом случае рассчитанный поинтервальный тепловой поток изменяется с глубиной. На первый взгляд кажется, что такое значение следует отбраковать, так как оно не может быть использовано как региональная характеристика теплового потока. Однако прежде всего необходимо оценить влияние факторов, искажающих глубинный тепловой поток. Во многих случаях применение аппарата численного или аналогового расчета позволяет оценить глубинную составляющую теплового потока. Естественно, эти расчеты вносят дополнительную погрешность, но все же позволяют рассчитать тепловой поток в малоизученных районах.

При изменении геотермического градиента с глубиной, при прочих равных условиях (например – теплопроводность остается неизменной с глубиной) рассчитанные интервальные значения теплового потока также будут изменяться с глубиной. На первый взгляд кажется, что такие значения потока следует отбраковать, поскольку он не может использоваться для региональной характеристики потока. Однако прежде всего следует оценить влияние факторов, искажающих глубинный тепловой поток.

Во многих случаях применение аппарата численного или аналогового моделирования позволяет оценить глубинную составляющую теплового потока. Естественно, эти расчеты могут внести дополнительную погрешность, но тем не менее позволяют рассчитать тепловой поток в мало изученных районах.

Для иллюстрации этого рассмотрим детальнее термограмму скважины Смоленск 1 Оршанской впадины, Россия, которая упоминалась выше. Она зарегистрирована терморезисторным электротермометром после длительного (около 14 лет) нахождения скважины в покое. Тепловые свойства образцов керна были изучены нами в лаборатории геотермии Института геохимии и геофизики НАН Беларуси.

На следующем рисунке представлена как стационарная термограмма скважины, так и результаты вычисления значений плотности теплового потока (мВт/м^2) для восьми

интервалов глубины (от 100 до 900 м), где были отобраны образцы керна и выполнены измерения коэффициента теплопроводности горных пород. Вертикальная изменчивость интервальных значений плотности теплового потока здесь прослеживается вплоть до глубины порядка 800 м. Вертикальными линиями на диаграмме обозначены изученные интервалы глубины, цифры возле них обозначают интервальные значения плотности теплового потока, мВт/м² для каждого из изученных интервалов (определения автора).

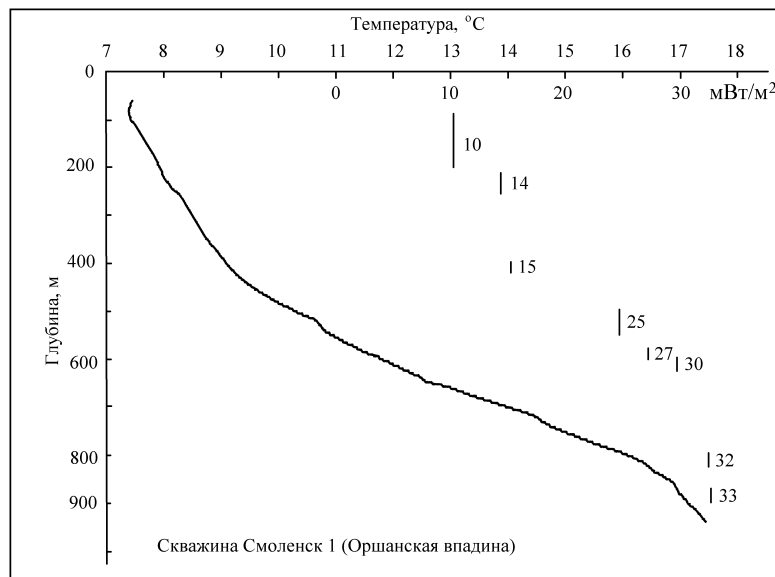


Рисунок – Термограмма и интервальные значения плотности теплового потока по скважине Смоленск 1 Российской Федерации [Зуй, Лукашев, 2008; Зуй, 2009а] (файл Smolensk1HFD.tif).

В верхней части разреза до глубины порядка 400 м наблюдается низкий тепловой поток 10 – 14 – 15 мВт/м², что практически соответствует его наблюдаемым значениям в мелких скважинах белорусской части Оршанской впадины, рассмотренных выше (см. таблицу 5.1). Вертикальная же изменчивость интервальных значений потока в целом наблюдается вплоть до глубины порядка 800 м. Лишь начиная с глубины более 600 м получены интервальные значения стабилизируются (30, 32 и 33 мВт/м²). Последнее из них включено в каталоги теплового потока как ненарушенное приповерхностными факторами значение потока для скважины Смоленск 1. Аналогичная ситуация была выявлена ранее и в отдельных скважинах Балтийской синеклизы [Зуй и др., 1985; Zui, Urban, 1986].

В качестве другого примера рассмотрим данные по изменению температуры с глубиной и теплопроводности горных пород по скважине № 4 на участке Их-Шанхай, Монголия. Скважиной вскрыта толща андезитов, гранодиоритов, диорит-порфиритов, разбитых многочисленными трещинами, заполненными кварцем и кальцитом.

Трещины имеют хаотичное расположение, но на гистограмме частоты их встречаемости выделяются два максимума направления простираний – 20 и 80° оси керна. Такая мощная трещиноватость определяет нисходящую фильтрацию подземных вод, что фиксируется на термограмме, обращенной выпуклостью к оси глубин. Для каждого интервала определения градиента рассчитывалось среднее значение коэффициента теплопроводности и вычисляли плотность теплового потока. Он возрастает от 16 (на интервале глубины 30 – 80 м) до 35 мВт/м² на интервале глубины 80 – 100 м, как показано на рисунке.

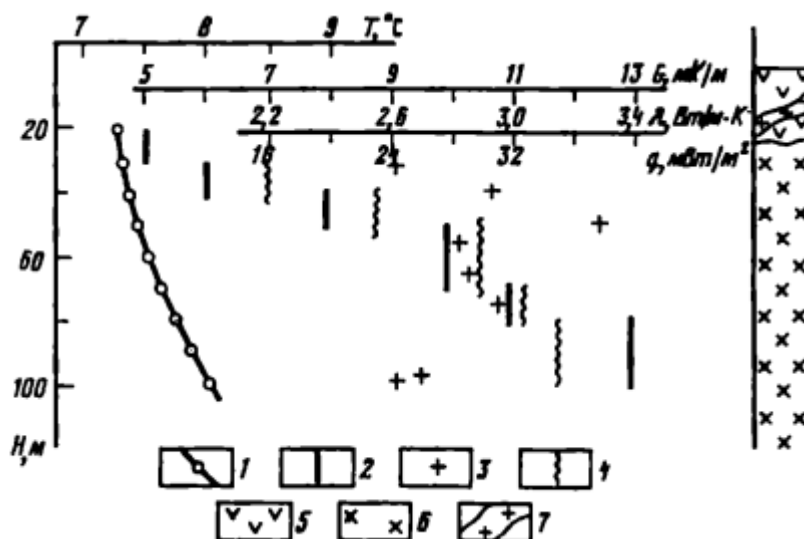


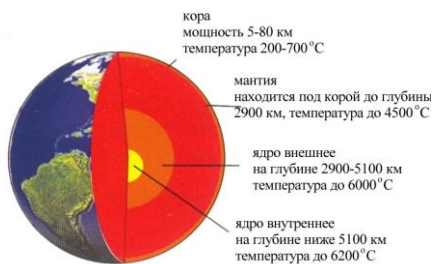
Рисунок – Результаты геотермических изиерений в скважине 4 участка Их-Шпнхай
 Обозначения: 1 – 4 значения по глубине: температуры (1), геотермического градиента (2), теплопроводности (3) и теплового потока (4); 5 – андезиты, 6 – гранодиориты, 7 – жила кварца.

Скорость нисходящей фильтрации (ее направление обеспечивает наблюдаемый вид термограммы), определенная по геотермическим данным, составляет $1,25 \pm 0,23 \cdot 10^{-6}$ см/с. Зная скорость фильтрации, вычисляется неискаженный геотермический градиент в нижней части скважины. В нашем случае он равен 12,4 мК/м. умножая на среднее значение крэффициента теплопроводности, получаем значение теплового потока по СКВ. 4 равной 34 мВт/м².

Заметим, что такое же значение плотности теплового потока измерено в скв. 2 на этом же участке, где не проявляется действие фильтрации на тепловое поле и геотермический градиент постоянен на этой глубине. Относительная погрешность определения теплового потока в рассмотренном случае составляет 20%. Таким образом, показана принципиальная возможность расчета теплового потока при его изменении по глубине, если известна причина, вызвавшая такое явление.

На континентах геотермические исследования, в том числе – регистрация термограмм и определение плотности теплового потока, проваодятся для буровых скважин, которые, во-первых, пригодны для измерений по своему техническому состоянию, а во-вторых, находились в состоянии покоя после окончания бурения по крайней мере 30 – 50 дней. За это время тепловые возмущения, вызванные процессами бурения и промывки, в значительной степени рассеиваются, и температура ствола скважины становится близкой к температуре окружающих пород.

На практике приходится регистрировать термограммы в скважинах с выстойкой менее месяца, иногда – менее двух недель. Это связано с тем, что многие месторождения приурочены к трещиноватым зонам, где скважину часто не обсаживают, либо иным причинам, и вскоре после окончания бурения ствол скважины становится непригодным по техническому состоянию для проведения термокаротажа. При этом необходимо введение поправок на влияние бурения, что само по себе не является тривиальной задачей.



В этой лекции рассматриваются: *Региональная геотермия континентов. Особенности теплового поля древних платформ. Радиогенная теплогенерация в земной коре. Тепловое поле молодых платформ. Особенности теплового поля фанерозойских складчатых поясов и континентальных рифтов. Тепловой поток в альпийских геосинклиналях, в зонах*

тектонно-магматической активизации.

Геологи могут наиболее достоверно судить о строении Земли лишь там, где пробурены многочисленные скважины. Поэтому они стремятся проникнуть как можно дальше вглубь Земли с помощью бурения. В последние годы данные глубокого бурения все шире используется для решения фундаментальных научных проблем геологии как на суше, так и в акваториях морей и океанов.

Измерения распределения температуры в буровых скважинах на континентах ведутся уже около века, но расчеты плотности теплового потока, как произведения геотермического градиента (G) на коэффициент теплопроводности (k): $q = k \cdot G$, стали выполняться только 50 лет тому назад, что было связано с несовершенством методов измерения температуры и теплопроводности. Однако за последние 20 – 25 лет количество измерений теплового потока на континентах росло ежегодно в арифметической прогрессии, и сейчас измерениями охвачены практически все типы тектонических структур, хотя и не все географические регионы. Наибольший объем измерений проведен в осадочных бассейнах, где в связи с нефтегазоразведкой имелось много глубоких буровых скважин, причем термометрия в них выполнялась в комплексе производственного каротажа.

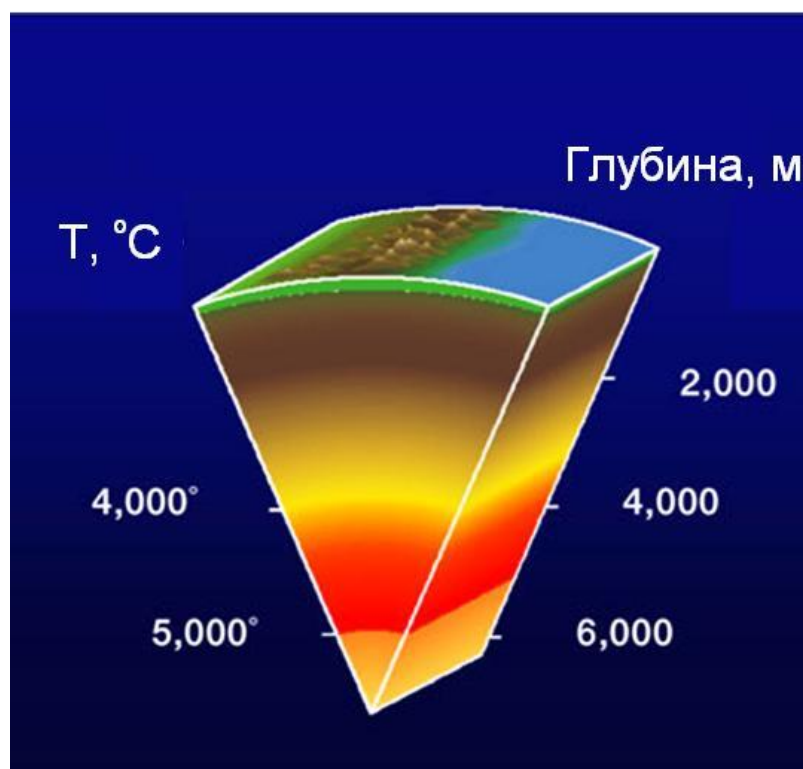
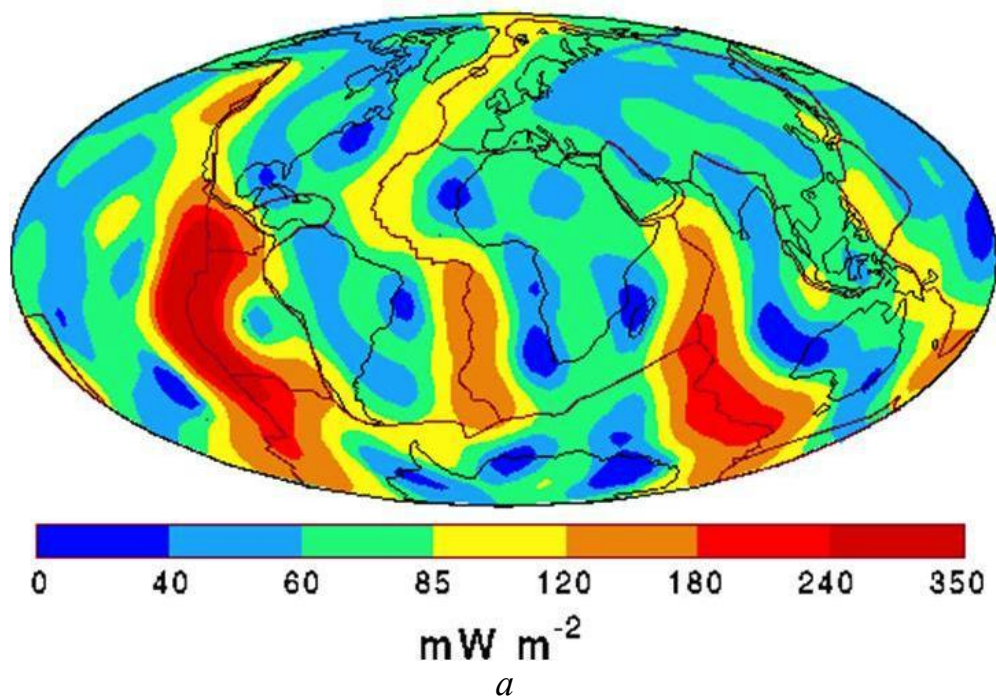


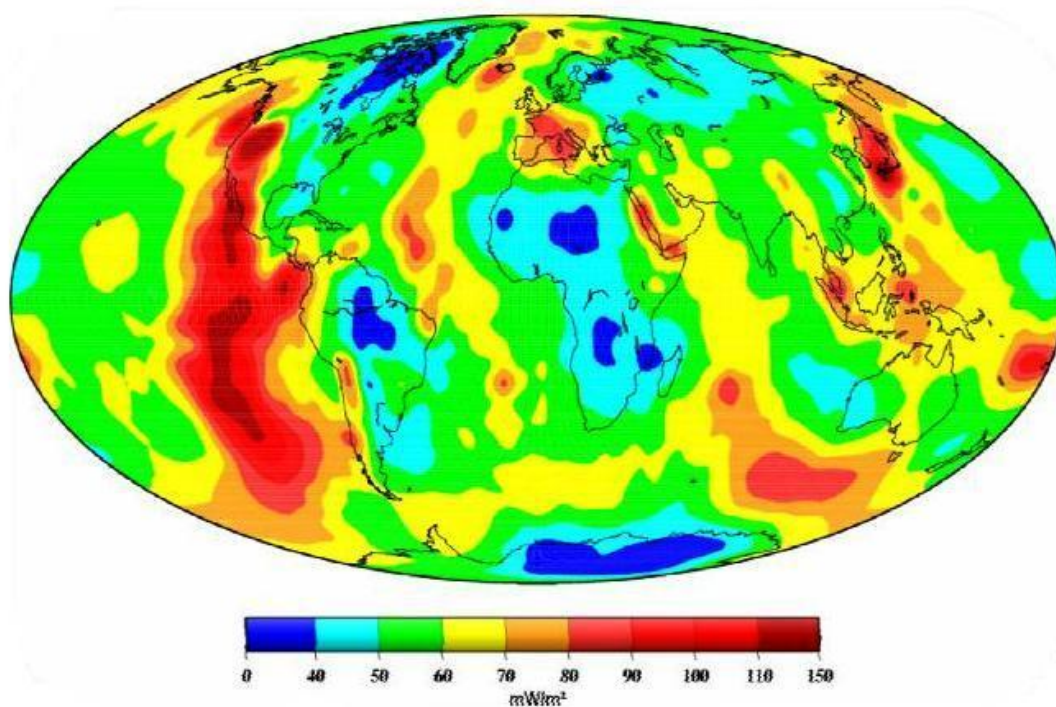
Рисунок – Распределение температуры в Земле.

Глобальные аномалии теплового поля Земли. Глобальное распределение параметров теплового поля Земли (главным образом

температуры и плотности теплового потока) рассматривалась различными исследователями (Charman & Pollack, 1975; Суетнова, 1979; Суетнова и Любимова, 1981; Pollack et al., 1993; Hamza et al., 2006). Построены карты где отражены глобальные аномалии теплового потока. В табл 3.1 приведены некоторые параметры глобального распределения теплового потока а на рис. 3.15 представлены карты распределения глобального ТП построенные по результатам сферического гармонического анализа различными авторами (Pollack et al., 1993; Hamza et al., 2006).

На первой карте (рис. 3.15а) отражены границы глобальных тектонических плит.





б

Рис. 3.15. Результаты сферического гармонического анализа распределения глобального теплового потока

А - по (Поллак и др., 1993); б – по (Хамза и др., 2006)

В последнее время в связи с задачами геотермического картирования, теоретическими проблемами тектонофизики и потребностями геологической практики все большее внимание уделяется изучению теплового потока в складчатых зонах, к которым приурочено большинство рудных месторождений. Скважины в них стали объектами интенсивных геотермических исследований во многих странах. Как правило, на рудных месторождениях бурятся необсаженные скважины. Кроме того, в силу производственной необходимости, сохраняется керн, что дает возможность довольно детально измерять теплопроводность и определять тепловой поток. Однако на рудных месторождениях перед исследователями встают проблемы, которых не было в осадочных бассейнах. Они связаны с тем, что скважины, как правило, относительно мелкие, поэтому естественные температуры в них подвержены влиянию поверхностных искажающих факторов (рельефа, движения подземных вод, климатических колебаний, структурно-геологических неоднородностей, характерных для складчатых зон). Все это обусловило необходимость развития аппаратурно-методических приемов работы в складчатых областях, а также специального математического обеспечения для введения поправок в измеряемые геотермические параметры.

Полученные к настоящему времени тысячи измерений теплового потока позволяют охарактеризовать геотермический режим практически любых структурно-формационных и возрастных зон земной коры. При анализе поля необходимо, как это не раз отмечалось, пользоваться вероятностно-статистическими методами, так как каждое измерение - это случайная величина.

Области докембрийской складчатости довольно хорошо изучены в геотермическом отношении, однако весьма неравномерно. Много измерений в глубоких скважинах имеется на Канадском щите, на Восточно-Европейской, Индийской и Австралийской платформах. Недостаточно полно, хотя с нарастающей интенсивностью

изучения, охарактеризован тепловой поток Бразильского щита, Африканской и Сибирской платформ. К областям докембрийской складчатости следует отнести также выступы архейских и протерозойских пород среди более молодых образований, на которых также имеются геотермические измерения.

В среднем тепловой поток древних платформ довольно однороден. Его значения изменяются от 35 до 55 мВт/м². Наибольшие вариации потока приурочены к зонам дислокаций фундамента, а также к экзогенальным впадинам платформ с широким развитием солянокупольной тектоники. Но в ряде случаев наблюдаются и заметные колебания площадного распределения теплового потока. Примером может служить карта распределения плотности теплового потока в западной части Восточно-европейской платформы.

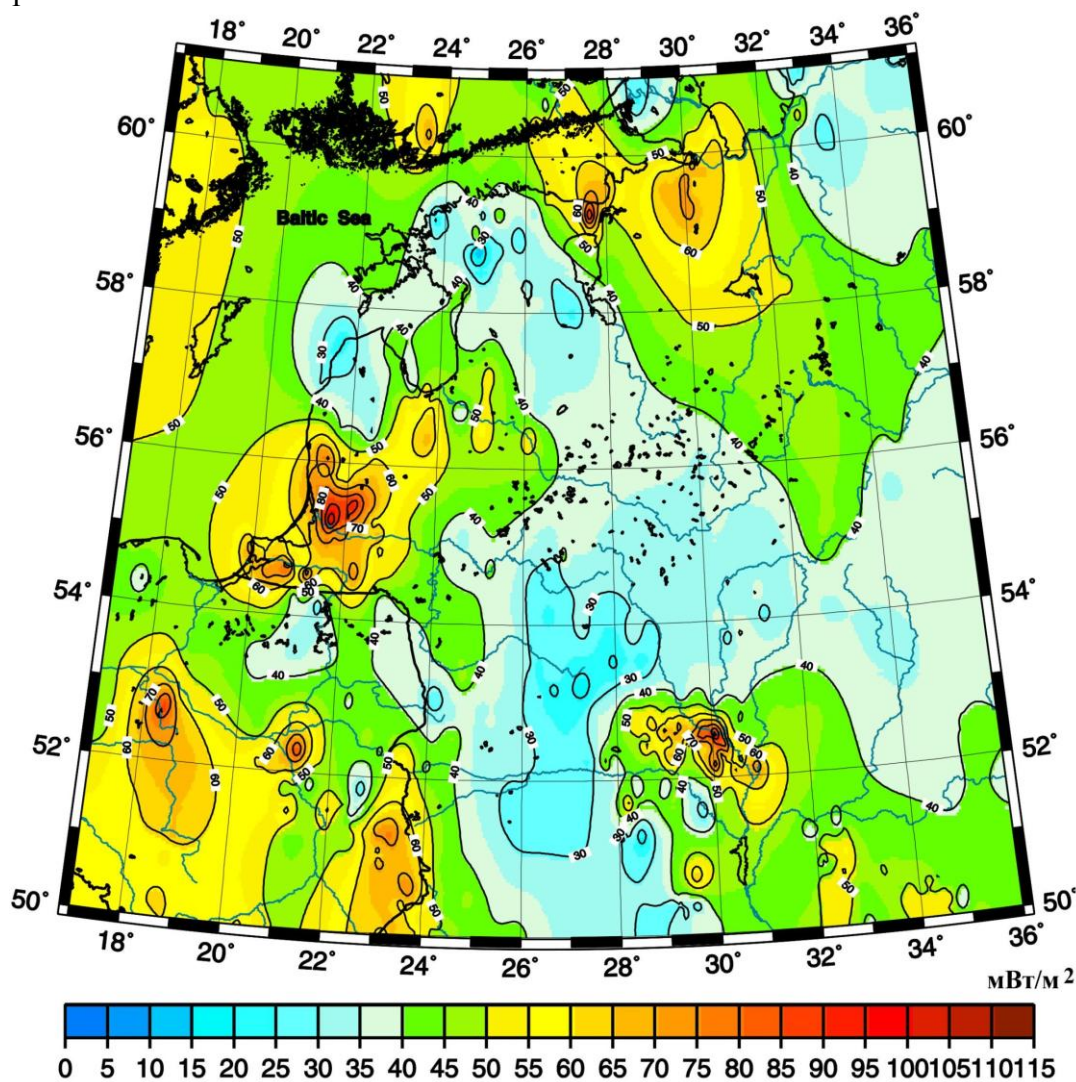


Рисунок – Карта распределения плотности теплового потока в западной части Восточно-европейской платформы.

Фундаменты древних платформ сложены архейскими и протерозойскими породами с возрастом 1,5 – 3,5 млрд лет, поэтому в отсутствии процессов тектонической активизации их тепловой поток формируется только за счет радиогенного тепла.

Мы подробнее рассмотрим тепловой поток платформ, расположенных на территории бывшего СССР, хотя другие перечисленные платформы характеризуются такими же особенностями геотермического режима, как на Восточно-Европейской или Сибирской платформах.

На Восточно-Европейской платформе измерения сконцентрированы на Балтийском, Украинском щитах, в Московской синеклизе, на Воронежском выступе, в Предуральском

прогибе, в выступах фундамента среди палеозойских складчатых пород Урала (Тараташский массив), в экзогенальных впадинах (Причерноморская, Придобруджинская, Прикаспийская, Северо-Германская, Тимано-Печорская). Большинство геотермических измерений выполнено в процессе производственного каротажа, т.е. в невыстоявшихся скважинах. Редкие измерения сделаны после прекращения бурения в условиях равновесных температур.

Измерения на Балтийском щите приурочены к Кольскому полуострову (Печенгская мульда и Ловозерский массив) и к южной части российской и финской Карелии. Среднее измеренное значение для Печенгской мульды составляет 34 мВт/м^2 , а с учетом поправки на оледенение – 38 мВт/м^2 . В районе бурения Кольской сверхглубокой скважины по десяти скважинам получен тепловой поток 36 мВт/м^2 , а в самой скважине отмечается увеличение теплового потока с глубиной от $36 - 40 \text{ мВт/м}^2$ в интервале $0 - 7 \text{ км}$ до $48 - 52 \text{ мВт/м}^2$ в интервале $7 - 12 \text{ км}$.

Причины такого поведения теплового потока однозначно не установлены, хотя можно говорить о влиянии нисходящего потока подземных вод в верхней части разреза, который снижает геотермический градиент. В районе Мончегорского плутона, представляющего собой внедрение ультраосновных пород в гнейсы кольской серии, тепловой поток с учетом палеоклиматической поправки составил $40 \pm 3 \text{ мВт/м}^2$. В Риколатвинском районе он равен $31 \pm 3 \text{ мВт/м}^2$ также с учетом поправки на оледенение. Ловозерский и Хибинский щелочные массивы имеют палеозойский возраст последнего тектоно-магматического цикла, что отразилось в измеренных значениях теплового потока – $52 - 54 \text{ мВт/м}^2$.

В Московской синеклизе большинство измерений приурочено к Средне-Русскому авлакогену, представляющему собой узкий грабенообразный прогиб, заполненный терригенными породами рифея и нижнего венда. Значения теплового потока колеблются от 42 до 59 мВт/м^2 (среднее – 49 мВт/м^2). Сопоставление теплового потока со структурой фундамента и осадочной толщи Московской синеклизы свидетельствует о том, что они практически не связаны между собой. Средне-Русский авлакоген не выражен в тепловом поле, то же можно сказать и о немногочисленных разломных зонах в фундаменте.

На Воронежском выступе тепловой поток имеет определенные особенности. Так, в северной и центральной частях он изменяется от 33 до 47 мВт/м^2 , но на Яковлевском месторождении получены значения $56 - 59 \text{ мВт/м}^2$. Авторы этих данных предполагают, что вариации связаны со структурным фактором, однако количественных оценок не приводят. Среднее значение теплового потока составляет $44 \pm 4 \text{ мВт/м}^2$. На южном склоне выступа, в сторону Днепровско-Донецкой впадины, тепловой поток повышается до $46 - 62 \text{ мВт/м}^2$. Повышение теплового потока здесь связывается с наличием разломов в фундаменте и контактом с палеозойской структурой Большого Донбасса. В самой Днепровско-Донецкой впадине и в Донбассе зафиксированы умеренные значения тепловых потоков – $40 - 50 \text{ мВт/м}^2$. Строение фундамента и осадочной толщи мало влияет на распределение тепловых потоков. Не проявляется в тепловом поле погружение фундамента в юго-восточном направлении и перемещения отдельных блоков по разломам. На отдельных локальных структурах, приуроченных к соляным куполам или нефтегазоносным структурам, наблюдается повышение теплового потока до $55 - 65 \text{ мВт/м}^2$. Особенно заметное повышение потока отмечается в зонах пересечения глубинных разломов.

Тепловые потоки на Украинском щите изменяются от 22 до 56 мВт/м^2 при среднем – $36 \pm 9 \text{ мВт/м}^2$. Наблюдаемые вариации тепловых потоков носят не случайный характер, а подчинены определенным закономерностям. В одних тектонических зонах преобладают низкие потоки, не превышающие 35 мВт/м^2 , в других – повышенные, составляющие $38 - 45 \text{ мВт/м}^2$. Распределение тепловых потоков зависит от истории развития отдельных блоков, в частности, от степени метаморфической переработки и состава слагающих эти блоки пород. Низкие тепловые потоки соответствуют в основном блокам, сложенным

наиболее древними и высокометаморфизованными образованиями, повышенные – зонам гранитизации.

В краевых (или экзогональных) прогибах Русской платформы тепловой поток изменяется от 40 до 60 мВт/м². Более высокие значения приурочены к тем районам и впадинам, которые подвергались тектонической активизации (например, Львовская, Придобруджинская), локальные аномалии объясняются или гидрогеологическим влиянием, или перераспределением тепла в высокотеплопроводных соляных куполах.

Рассмотрим влияние солянокупольной тектоники на тепловой поток на примере восточной части Прикаспийской впадины.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в разрезе мощных толщ эвапоритов кунгурского яруса перми, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Толща сложена в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями разной мощности сульфатно-терригенных пород, представленных аргиллитами, песчаниками и ангидритами. Углы падения терригенно-сульфатных пород изменяются в широких пределах - от нескольких градусов до 75°, что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов. Купола прорывают или часть верхнепермских отложений, или все полностью. В одних случаях из-за прекращения роста куполов вышележащие мезозойские породы остаются в горизонтальном залегании, в других - рост продолжается и образуется наклон надсолевых слоев, зависящий от времени и скорости подъема соли. В плане купола имеют округлую, эллиптическую, удлиненную или звездообразную форму. Округлая форма характерна для центральной части впадины, а удлиненная – для ее бортовых зон.

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она составляет 5,5-6,5 Вт/м·К, что в 4-5 раз превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая составляет 1,6-2 Вт/м·К. Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред обуславливают перераспределение глубинного теплового потока. Он так же, как и другие силовые поля, распространяется по пути наименьшего сопротивления, т.е. концентрируется в теле соляных куполов и разрезается в межкупольных зонах.

Геотермические исследования в скважинах Прикаспийской впадины начали проводиться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938 – 1940 гг. были получены оценки температуры на глубинах до 2 км. Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклиналим структурам. Несколько позже С.С. Ковнер, на примере Южно-Эмбинских структур дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погретенных куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины, В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины, А.В. Дружинина – по западной части. Непосредственными измерениями температуры в глубоких буровых скважинах установлено, что изотермы на боковых границах соляных куполов имеют наибольшее искривление, а если к этому добавить и контрастную границу сред с различной теплопроводностью, то получится максимальное искажение теплового потока именно в боковых частях куполов. Для определения величины искажений глубинного теплового потока были рассчитаны номограммы (Хуторской, 1982). Следует иметь в виду, что для расчета глубинного теплового потока в условиях соляной тектоники необходимо иметь данные и по купольным, и по межкупольным зонам, что позволит рассчитать его как осредненное значение для всего

профиля. Вид термограмм Прикаспийской впадины показан на рассматривавшемся ранее рисунке.

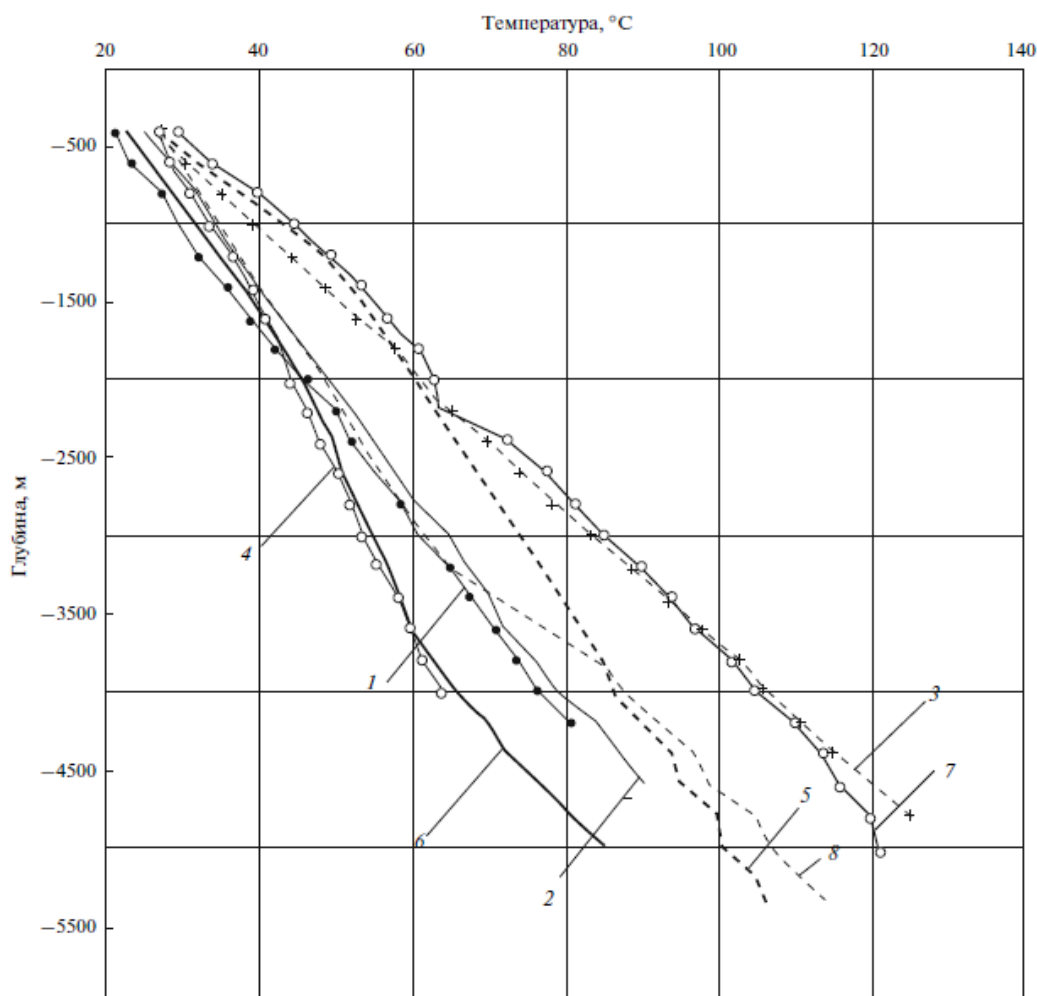


Рисунок - Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийском бассейне
Скважины: 1 – Блаксай_89п; 2 – Каратюбе-34; 3 – Каратюбе-35; 4 – Кумсай-2; 5 – Биикжал-СГ2; 6 – Курсай-4; 7 – Аралсорская-СГ1; 8 – Ташлинская-25п

Анализируя эмпирические данные, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются, в основном, за счет структурно-геологических неоднородностей и присутствия "теплопроводов" - толщ каменной соли. Следует, однако, оценить и другие возможные причины появления аномалий: генерацию тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении и за счет тепломассопереноса при галокинезе.

Против первого механизма говорит тот факт, что расчетное количество тепла ($Q=q \cdot S$), выделяющееся на разных глубинах, на всем протяжении профиля практически одинаково. Кроме того, если бы генерация радиогенного тепла была господствующим фактором, то в межкупольных зонах, где в терригенных породах выше содержание долгоживущих изотопов по сравнению с каменной солью, был бы выше тепловой поток, что не подтверждается фактическими данными. Трудно представить и экзотермические реакции в данном разрезе, скорее наоборот, превалировать должны процессы с поглощением энергии, в частности, растворение.

Вторую возможную причину (фрикционное тепло и тепломассоперенос) можно оценить на основании решения задачи об остывании горизонтального кругового цилиндра, имеющего размер поперечного сечения и теплофизические свойства такие же, как у соляного купола. Даже если допустить, что соль в процессе интенсивного подъема

разогрелась от трения до температуры плавления (800°C), то через 1 млн лет весь избыточный тепловой поток выделится и соль будет иметь сегодняшнюю температуру. Как известно, процесс наиболее интенсивного роста соляных куполов в Прикаспийской впадине закончился еще в триасе. При другой постановке задачи можно установить, что стационарное распределение температур после тепломассопереноса солью, поднявшейся на 3 км, установится через 3 млн лет, или в абсолютном выражении величина дополнительного теплопотока составит $0,04 \text{ мВт/м}^2$, т.е. на три порядка ниже фоновой величины.

Таким образом, в областях солянокупольной тектоники экзогенальных впадин платформ фоновый тепловой поток не отличается от теплового потока самих платформ, а вариации наблюдаемых значений связаны со структурно-теплофизическими неоднородностями.

Тепловой режим Сибирской платформы определяется существованием слоя многолетнемерзлых пород, т.е. горных пород с отрицательными температурами, имеющими в качестве минеральных включений лед. Чаще всего слой мерзлых пород залегает прямо с поверхности, но иногда бывает отделен от нее протаявшими породами.

Длительное (примерно 500 тыс. лет) существование мерзлых пород привело к охлаждению горных пород на глубину 1 – 2 км. Температура поверхностного слоя в области мерзлых пород достигает 0°C на юге платформы и -15°C – на побережье Северного Ледовитого океана, подчиняясь закону широтной зональности. Мощность зоны отрицательных температур определяется не только температурой поверхностного слоя, но и тепловым состоянием глубинных слоев Земли. Максимум такой зоны (1,0 – 1,5 км) наблюдается в Западной Якутии и коррелирует с областью очень низких тепловых потоков (менее 21 мВт/м^2).

Обширный регион Сибирской платформы изучен в геотермическом отношении слабо, главным образом по периферии. Центральная часть – Тунгусская синеклиза – представляет собой белое геотермическое пятно. Имеющиеся немногочисленные данные показывают, что здесь наиболее охлажденные горные породы и низкие тепловые потоки, а также наиболее мощная мерзлая толща.

Западная и восточная окраины платформы имеют резко выраженные геотермические границы. Стык Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы характеризуется почти скачкообразным изменением всех геотермических параметров. В скважинах на левом берегу Енисея температура на глубине 3 км на $30 - 40^{\circ}\text{C}$ выше, чем на той же глубине на правом берегу. Тепловой поток на востоке почти в два раза ниже, чем на западе.

Восточный стык платформы с мезозойской Верхоянской орогенной зоной менее контрастен из-за существования Приверхоянского прогиба, но достаточно четко выделяется как по температурам, так и по тепловому потоку, которые значительно выше восточнее прогиба.

Характерная особенность древней и наиболее приподнятой части Сибирской платформы – низкая температура ее недр и аномально низкий тепловой поток, не превышающий 21 мВт/м^2 . В депрессионных частях платформы и температура, и тепловой поток повышаются в зависимости от возраста и длительности развития депрессий. В пределах Енисейско-Хатангского, Приверхоянского прогибов и Вилуйской синеклизы температуры на глубине 3 км достигают $60 - 75^{\circ}\text{C}$, а тепловой поток повышается до 42 мВт/м^2 .

Южная оконечность Алданского щита подверглась в мезозойско-кайнозойское время активизации и орогенезу, в результате чего образовался Становой хребет. В пределах хребта тепловой поток составляет 59 мВт/м^2 .

Фоновый тепловой поток в южной части Сибирской платформы лежит в пределах $30-40 \text{ мВт/м}^2$, что полностью обеспечивается радиогенным теплом. Величины аномалий

не превышают 30 – 50% от величины фона и обусловлены структурно-геологическими особенностями осадочного чехла и динамикой подземных вод.

Ярчайшей геотермической аномалией в пределах Сибирской платформы является аномалия Байкальского рифта, но его по целому ряду геолого-геофизических признаков следует выделить в особую зону континентального рифтогенеза со специфическим тепловым режимом.

Таким образом, мы видим, что области докембрийской складчатости в целом характеризуются низким тепловым потоком ($30 - 50 \text{ мВт/м}^2$), который обеспечивается радиоактивным распадом долгоживущих изотопов в земной коре. В связи с этим здесь уместно рассмотреть природу радиогенного тепла и методику его расчета.

Термический режим литосферы континентов и океанов контролируется балансом между подачей тепла к ее основанию, теплогенерацией и/или поглощением тепла внутри нее и потерями энергии через ее верхнюю поверхность.

Основными теплогенерирующими процессами внутри литосферы являются радиоактивный распад, экзотермические химические реакции, фазовые переходы (плавление и кристаллизация) и фрикционное тепло. Эти факторы перечислены в порядке убывания их количественного вклада в тепловой баланс.

В термических моделях принято разделять литосферу на три субгоризонтальных слоя, или зоны, которые могут частично совпадать или перекрываться во времени и пространстве. В верхней, близповерхностной зоне, порядка первых километров мощностью, температура и тепловой поток могут быть сильно искажены близповерхностными процессами, которые необходимо учитывать при измерениях геотермических параметров в скважинах. Термическая структура в средней внутренней зоне контролируется тепловыми свойствами литосферы, которые формируют ее квазистационарное поле. Нарушения квазистационарности могут наблюдаться при внутренних деформациях в структуре литосферы и при внедрении магматических расплавов. Нижняя зона - это пограничный слой между литосферой и астеносферой. Латеральные и вертикальные неоднородности этого слоя обуславливают крупномасштабные термические неоднородности всей литосферы. Кроме того, неоднородности геотермического поля связаны с неравномерной теплогенерацией.

В современном тепловом режиме литосферы определяющим является тепло распада долгоживущих изотопов урана, тория и калия: ^{238}U , ^{235}U , ^{242}Th и ^{40}K . Несмотря на их низкие кларковые содержания в земной коре, они дают основной энергетический вклад в радиотеплогенерацию, так как их энергия спонтанного распада на три-четыре порядка превышает энергию распада других долгоживущих изотопов, например, ^{87}Rb , ^{115}In или ^{148}Sm . Радиогенная теплогенерация в общем выше в породах гранитного состава, чем в более мафических разностях. По мере увеличения основности разреза теплогенерация уменьшается. В толеитовых базальтах и ультрабазитах величина удельной теплогенерации в 12 – 15 раз ниже, чем в гранитоидах, отобранных с поверхности. Если принять среднюю поверхностную теплогенерацию как 2 мкВт/м^3 и равномерно ее распределить на 30-40 км мощности земной коры, то получим, что тепловой поток $60 - 80 \text{ мВт/м}^2$, т.е. примерно средний континентальный тепловой поток, формируется только за счет радиотеплогенерации. Маловероятно, однако, вытекающее отсюда следствие, что континентальный мантийный тепловой поток близок к нулю или даже имеет отрицательные значения. На это указывает также отсутствие "единой" корреляции для всех типов структур между тепловым потоком и мощностью коры. Это побудило разработать термические модели литосферы, в которых теплогенерация уменьшается с глубиной (Blackwell, 1971; Birch et al., 1968; Roy et al., 1968).

Основными компонентами измеренного теплового потока в стабильных континентальных областях являются радиотеплогенерация в коре и теплопоток, поступающий из мантии. Разделение этих компонентов можно сделать на основании

открытой Ф.Берчем и его соавторами (Birch et al.,1968) линейной связи между тепловым потоком и поверхностной теплогенерацией:

$$q_{\text{пов}} = q_{\text{ред}} + D \cdot A_{\text{пов}},$$

где $q_{\text{пов}}$ и $q_{\text{ред}}$, соответственно измеренный и редуцированный тепловые потоки. Под редуцированным тепловым потоком понимают тот поток, который поступает к подошве слоя активной теплогенерации. В первом приближении он может быть приравнен к "мантийному" тепловому потоку. $A_{\text{пов}}$ – поверхностная теплогенерация, D – коэффициент линейной регрессии, численно равный глубине слоя активной теплогенерации.

Вскоре после установления этой зависимости были описаны провинции теплового потока, в которых это соотношение выполнялось (Roy et al.,1968). Это такие провинции, как Канадский щит, Австралийская и Китайская платформы, палеозойды восточной части США и др. В эту категорию после обобщения фактического материала вошли также Бразильский щит, Украинский щит, палеозойский складчатый пояс Монголии, каледониды Норвегии и др.

Позднее Р.Рой (Roy et al.,1972) предложил классифицировать провинции по величине $q_{\text{ред}}$, как геофизически обоснованного параметра. Однако существует другой вариант классификации – по величине D (Jaupart et al.,1981). Мы не будем анализировать преимущества и недостатки той или иной классификации, так как все они являются обоснованными и помогают понять природу теплового потока.

Моделям уменьшающейся с глубиной теплогенерации могут соответствовать, как минимум, три закона распределения радиогенных элементов.

В *ступенчатой модели* от поверхности до глубины D теплогенерация остается постоянной, а ниже уменьшается скачками, достигая величин, адекватных геохимическим и геофизическим свойствам нижележащих слоев.

В *линейной модели* теплогенерация уменьшается с глубиной по закону (Lachenbruch, 1970):

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot [1 - (z/2D)]; \quad 0 < z < 2D.$$

В *экспоненциальной модели* уменьшение теплогенерации описывается зависимостью:

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot \exp(-z/D),$$

где z - глубина (Roy et al.,1968).

Это соотношение в общем виде сохраняется в условиях дифференцированной эрозии, т.е. при удалении из разреза части или всего активного теплогенерирующего слоя (Lachenbruch,1970). Линейная регрессия: тепловой поток-теплогенерация также удовлетворяется для экспоненциальной модели в случае эрозии, что было показано на примере батолита Айдахо (Swanberg,1972). Однако аналогичный результат получен и для ступенчатой модели теплогенерации на примере Южных Аппалач (Costain,Glover,1979).

При анализе распределения теплогенерирующих элементов с глубиной в последние годы обращается внимание на особенности переноса U , Th и K в коре. Фракционирование этих элементов контролируется разноглубинными процессами, что подтверждается различием параметра глубины D для этих трех элементов (Jaupart et al.,1981). Эти процессы включают первичную дифференциацию коры, глубинную циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм, и циркуляцию метеорных вод. Если учесть различие глубинных параметров для каждого элемента, то формула линейной регрессии примет следующий вид:

$$q_{\text{пов}} = q_{\text{ред}} + D_U A_{\text{пов}U} + D_{Th} A_{\text{пов}Th} + D_K A_{\text{пов}K}.$$

Соответствующее значение глубинного параметра определяется из значений концентрации элементов:

$$D_i = \int_0 C_i(z) / C_i(0) dz,$$

где $C_i(z)$ и $C_i(0)$, соответственно, концентрации элемента i на глубине z и на поверхности. Однако эмпирические данные, полученные для структуры Бреденфорт в Южной Африке, показывают, что распределение теплогенерации с глубиной сложнее (Hart et al., 1981). В интервале глубин (до 14 км) распределение теплогенерирующей роли U и Th может быть аппроксимировано экспоненциальной зависимостью, что и сделано авторами статьи. Такое исследование дает возможность уверенно установить величины D_U и D_{Th} . Из экспоненциальной зависимости:

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot \exp(-z/D)$$

следует, что глубина z численно равна D при уменьшении поверхностной теплогенерации в "е" раз. Проведя тривиальные построения, определяем значения $D_U = 6$ км и $D_{Th} = 12$ км для структуры Бреденфорт. Теплогенерация за счет радиоактивного распада калия практически не изменяется в пределах исследованного интервала до глубины 14 км.

Для понимания структуры теплового потока и природы отмеченных закономерностей и аномалий необходимо выяснить вклад коровой и мантийной его составляющих. Выше мы обсуждали вероятные источники "коровой" и "мантийной" компонент теплового потока и методику оценки "коровой" компоненты на основании анализа содержания в породах долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия.

Радиогенная составляющая $A_{\text{пов}}$ для Центрально-Азиатского пояса вычислялась по формуле (Birch et al., 1968):

$$A_{\text{пов}} (\text{мкВт/м}^3) = 0,132 \rho (0,718 U + 0,193 Th + 0,262 K),$$

где U , Th – концентрации урана и тория, г/т, K – вес.%; ρ – плотность, г/см³.

Содержания радиогенных элементов для различных структурно-формационных зон Южного Урала и Центрального Казахстана были взяты из опубликованных работ. Применительно к глубинному строению Южного Урала и Центрального Казахстана, где осадочный слой в основном редуцирован, приняты следующие величины A , мкВт/м³.

Гранитно-метаморфический слой -	1,55
верхняя часть -	2,31
нижняя часть -	1,26
Базальтовый слой -	0,46
верхняя часть -	0,67
нижняя часть -	0,25
Верхняя мантия -	0,008

Коровый радиогенный тепловой поток $q_{\text{кор}}$ определяется интегралом:

$$\int_0^H A_{\text{пов}} \exp(-z/D) dz = q_{\text{кор}},$$

где H – мощность земной коры; ось z направлена вниз. Интеграл легко берется, в результате чего получается формула:

$$q_{\text{кор}} = D \cdot A_{\text{пов}} \cdot [1 - \exp(-H/D)].$$

Вычисленный по этой формуле коровый тепловой поток для мощности коры 40 км в среднем для всей Монголии составляет 24 мВт/м², а для Южно-Монгольского пояса – 14 мВт/м².

Таким образом, по расчетам, около 40-45% глубинного теплового потока связано с радиотеплогенерацией в земной коре. Остальная часть теплопотока поступает из мантии. Источниками мантийного теплового потока является гравитационная дифференциация в неоднородной по плотности мантии. По современным представлениям, энергия, выделяющаяся в единицу времени в результате плотностной дифференциации, на два порядка превышает другие виды энерговывделяющих или трансформирующих процессов, например, геохимические и тектонические преобразования (Поляк и др., 1972; Артюшков, 1979). Для построения термических моделей важно то, что в мантии существует астеносферный слой, появление которого обусловлено выделением тепловой энергии, доставляемой к подошве астеносферы как кондуктивным, так и конвективным путем, а отводимой с поверхности астеносферы, в основном, кондукцией.

Процесс кондуктивной теплопроводности весьма инерционен, поэтому энергия, подводимая к подошве астеносферы конвективным путем, лишь частично удаляется в литосферу, а частично поддерживает астеносферное вещество в менее вязком или даже во фракционно расплавленном состоянии. В периоды термической активизации доля расплавленного вещества может увеличиваться. В связи с этим можно формально рассматривать поверхность астеносферы как источник тепловой энергии литосферы. Глубина этого источника является квазистационарной характеристикой. Изменение мощности литосферы происходит очень медленно и соизмеримо с продолжительностью тектонических циклов. Однако характер изменения глубины кровли астеносферного слоя зависит от тектонической истории региона и может заметно отличаться даже в разновозрастных тектонических провинциях, как будет показано для разновозрастных складчатых поясов различного типа.

Эпипалеозойские платформы широко распространены на всех континентах и занимают большие площади. Только в пределах бывшего СССР они представлены Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плитами. Кроме того, можно вспомнить Центрально-Французский массив, Иберийскую Месету и др.

Тепловой режим каждой из названных плит имеет свои особенности, но в целом тепловой поток в них характерен для позднепалеозойских тектонических областей.

Рассмотрим тепловой режим "молодых платформ" на примере Западно-Сибирской плиты - наибольшей по размеру и по практической значимости. Тепловой поток плиты и по средней величине и по амплитуде аномалий заметно отличается от теплового потока соседней докембрийской Сибирской платформы. Его средняя величина составляет 54 мВт/м², а температура на глубине 3 км – 80 – 120°C. Однако в распределении теплового потока отмечаются некоторые особенности. В северной части плиты (севернее 56° с.ш.) зафиксирован высокий тепловой поток, который повышается с востока на запад, достигая в районе Березовских дислокаций, в Шаимском антиклинории и в Шеркалинском синклинории (нижнее течение Оби) 70 – 80 мВт/м². Высокий тепловой поток определен в западной части п-ова Ямал и вдоль Колтогоро-Уренгойской системы грабен-рифтов (более 60 мВт/м²). Небольшой по площади район относительно высокого теплового потока намечается на юго-восточной оконечности плиты, примыкающей к Алтае-Саянской складчатой области: аномалии до 80 – 90 мВт/м² выделяются в Павлодарском Прииртышье и в Бийско-Барнаульской впадине.

Низкий тепловой поток (30-40 мВт/м²) выявлен на юге Западно-Сибирской плиты. Аномалия ориентирована в широтном направлении, т.е. вкрест простирания основных тектонических структур фундамента плиты. Ширина аномальной полосы составляет на востоке 300-400 км; здесь она смыкается с аномалией низкого теплового потока Салаира и

Горловского прогиба. К западу эта полоса расширяется, захватывая весь юго-запад плиты, сопредельные с ней районы Северного Казахстана и Южный Урал.

Причины подобного распределения теплового потока трактуются исследователями по-разному. Их связывают или с выносом тепла по разломам, ограничивающим мезозойские грабен-рифты (В.С.Сурков), или с приповерхностным разогревом ("парниковый эффект") вследствие низкой теплопроводности осадочных пород чехла (А.А.Смыслов и У.И.Моисеенко), или с влиянием вариаций климата в эпохи оледенений в Сибири (А.Р.Курчиков и Б.П.Ставицкий), или с изменением генерации радиогенного тепла (А.Д.Дучков, Л.С.Соколова, С.Г.Краснов, М.Д.Хуторской), или с формированием и деструкцией залежей углеводородов (С.И.Сергиенко, А.Д.Дучков).

Анализируя геотермические данные, можно видеть, что тепловой поток коррелируется с возрастом складчатого фундамента. Герцинские складчатые блоки в фундаменте характеризуются в целом более высоким тепловым потоком по сравнению с более древними складчатыми системами: каледонидами, салаиридами и байкалидами.

Не останавливаясь подробно на геотермической структуре в других эпипалеозойских плитах Евразии, отметим лишь, что тепловой поток в них также коррелируется с возрастом фундамента и с проявлениями более поздней тектоно-магматической активизации.

Геотермические исследования в сверхглубоких скважинах

На континентах скважины глубиной 7 км и более относят к категории сверхглубоких. На сегодня самой глубокой скважиной в мире является Кольская сверхглубокая. Ее глубина 12262 м. В 1977 г. было начато бурение Саатлинской сверхглубокой скважины в Куринской впадине, Азербайджан. Она остановлена на глубине 8324 м.

В последующие годы в Советском Союзе было пробурено 10 сверхглубоких скважин: Аралсорская сверхглубокая (СГ-1) расположена в [Прикаспийской низменности](#). Годы бурения 1962-1971. Глубина 6800 м., [Биикжальская сверхглубокая скважина](#) (СГ-2) также расположена в Прикаспийской низменности. Годы бурения 1962-1971. Глубина 6700 м. [Кольская сверхглубокая скважина](#) (СГ-3) - самая глубокая в мире буровая скважина, расположена на Кольском полуострове в [Мурманской области](#) России, в 10 км к западу от города Заполярный. Находится в пределах [Балтийского щита](#). Годы бурения 1970-1990. Глубина 12262 м. [Уральская сверхглубокая скважина](#) (СГ-4) расположена в 5 км западнее города [Верхняя Тура](#) в Свердловской области. Годы бурения 1985-2005. Глубина 6100 м. [Тимано-Печорская сверхглубокая скважина](#) (СГ-5) расположена на северо-востоке Европейской части России, в [Вуктыльском районе Республики Коми](#). Годы бурения 1984-1993. Глубина 6904 м. [Тюменская сверхглубокая скважина](#) (СГ-6) расположена в Западной Сибири, в районе поселка [Коротчаево](#) (ныне микрорайон города [Новый Уренгой](#)). Годы бурения 1987-1996. Глубина 7502 м. [Ен-Яхинская сверхглубокая скважина](#) (СГ-7) расположена в Западной Сибири - в 70 км восточнее города [Новый Уренгой](#), между Песцовым и Ен-Яхинским газоконденсатными месторождениями. Годы бурения 2000-2006. Глубина 8250 м. Она была последней в России действующей сверхглубокой скважиной. [Криворожская сверхглубокая скважина](#) (СГ-8) расположена на Украине, в районе г. [Кривой Рог](#). Находится

в пределах Украинского щита. Годы бурения 1984-1993. Глубина 5382 м. Днепровско-Донецкая сверхглубокая скважина (СГ-9) расположена на Украине. Годы бурения 1983 -нет данных. Глубина 5691 м. Мурунтауская сверхглубокая скважина (СГ-10) расположена в Узбекистане, в районе посёлка Мурунтау. Годы бурения 1984 - нет данных. Глубина 3000 м. Шевченковская-1 расположена в Карпатском регионе (Западная Украина). Пробурена в 1982 году для добычи нефти и газа. Глубина 7520 м, табл. 7.4.

Таблица 7.4 - Характеристика некоторых глубоких и сверхглубоких скважин (по состоянию на 1999 г) [Попов, Кременецкий, 1999]

Скважина	Регион	Преобладающие породы	Годы бурения	Глубина, м		Температура на забое, °С
				проект	реальная	
Берта Роджерс	Оклахома, США	Осадочные	1973-1974		9 583	260
Кольская	Кольский полуостров, Россия	Магматические и метаморфические	1970-1991	15000	12261	212
Саатлинская	Куринская впадина, Азербайджан	Осадочные и вулканические	1977-1990	11000	8324	148
Криворожская	Кривой Рог, Украина	Метаморфические	1984-1993	12000	5 382	85
Воротиловская	Поволжье, Россия	Породы ударного метаморфизма	1989-1992	6000	5 374	96
Тырныаузская	Северный Кавказ, Россия	Граниты	1987-1990	4000	4001	223
Уральская	Средний Урал, Россия	Осадочные и вулканические	1985*	15000	5 355	81
Тимано-Печорская	Северо-восток европейской части	Осадочные	1984-1993	7 000	6 904	129
Тюменская	Западная Сибирь, Россия	Осадочные и вулканические	1987-1996	8000	7502	230
КТБ-Оберпфальц	Бавария, Германия	Осадочные и метаморфические	1990-1994	10000	9901	300

* По состоянию на 1996 г. бурение продолжилось.

Научный интерес представляют собой результаты геотермических исследований, выполненные в сверхглубоких скважинах. Как следует из табл. 7.4, зарегистрированная температура во всех сверхглубоких скважинах превышает 100 °С, а в ряде случаев – 200 °С. Высокие температуры на забое значительно осложняют процесс бурения. В Беларуси самая глубокая наклонная скважина нефтепоисковая – Предречицкая-1. Завершена бурением в 2015 г. Глубина по стволу – около 6700 м, вертикальная глубина – около 6400 м, где зарегистрирована температура около 140 °С.

На рис. 7.28 приведены термограмма, кривая геотермического градиента, данные по теплопроводности горных пород и концентрации гелия по Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 [Демежко, 2001]. Регистрация термограммы выполнена в июле 1996 г. К этому моменту скважина имела глубину 5355 м. В ее разрезе выделены 4 толщи: эффузивная до глубины 430

м; вулканокластическая в интервале 430–2640 м; переходная в интервале 2640–3487 м и флишеидная ниже 4387 м. Среднее значение открытой пористости до глубины 4000 м составляет 0,63%, а для пород флишеидной толщи – 0,52%. Для выявления зон с повышенной циркуляцией подземных вод выполнен гелиевый каротаж [Демежко, 2001]. Выявлено, что до глубины 3000 м гидрогеологическая активность проявляется слабо. Несколько повышенные концентрации гелия показывают, что в интервалах и 2930-3080 м, 3450–3771 м, 4100–4500 м несколько увеличивается движение подземных вод.

Температура T монотонно возрастает достигая 81 °С на глубине 5355 м. Градиент G легко определяется из термограммы скважины или непосредственно регистрируется на градиентограммах при термокаротаже. Определения коэффициента теплопроводности выполнено тремя независимыми группами исследователей [Шамрай, Игнашева, 1992 – кривая 3 на рис. 7.28; Попов, Березин, 1993 – кривая 4; Щапов и др, 1997 – кривая 5]. Сделано заключение, что до глубины 3000 м разрез теплофизически однороден. Ниже 3000 м увеличиваются теплопроводность и геотермический градиент, что приводит к увеличению плотности с глубиной теплового потока, рис. 7.28.

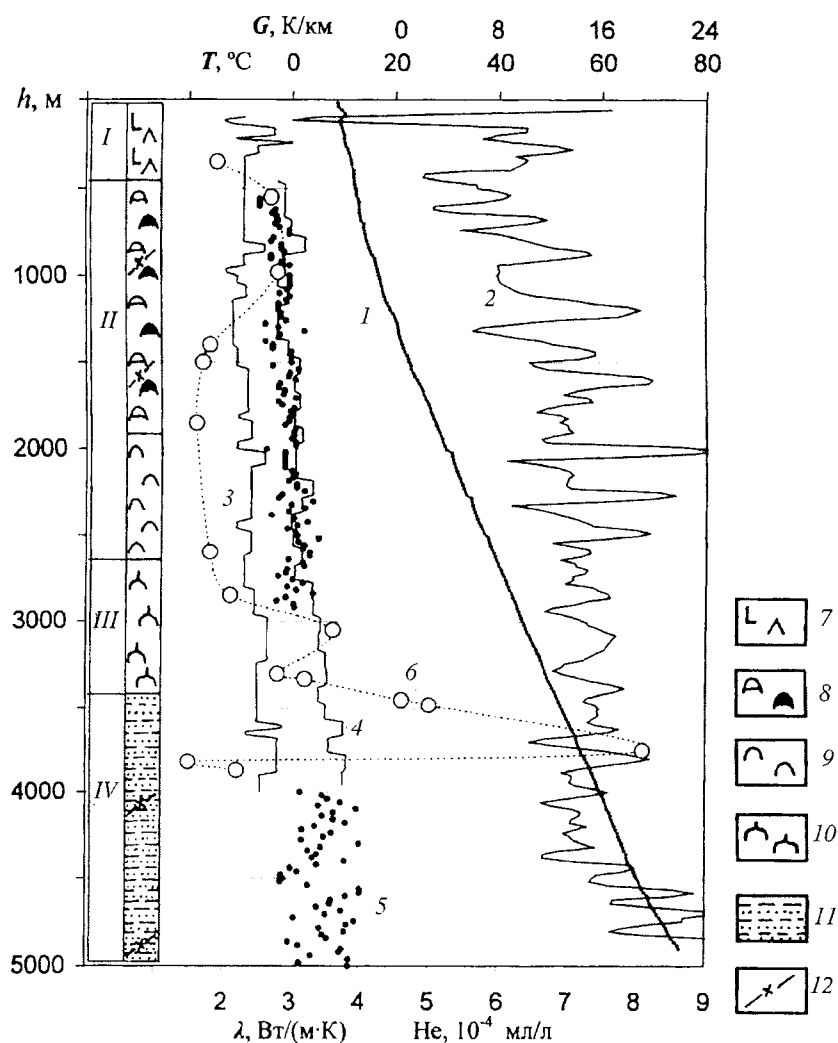


Рис. 7.28 – Распределение температуры (1), геотермического градиента (2), теплопроводности (3-5) и концентрации гелия (6) [Демежко, 2001].

Геологическая колонка: *I* – эффузивная толща (7 – базальты, андезитобазальты), *II* – вулканокластическая толща (8 – агломератовые туфы базальтов, 9 – псефитовые туфы, туффиты, андезитобазальтов), *III* – переходная толща (10 – туффиты, туфы андезитобазальтов, кремнистые, углисто-кремнистые алевролиты), *IV* – флишеидная толща (11 – туфопесчаники, туфогравипесчаники, кремнистые алевролиты и алевропилиты), 12 – дайки основного состава

Бурение Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины на Ен-Яхинском поднятии Центрально-Уренгойского вала предприятием ФГУП НППЦ «Недра» началось в декабре 2000 года. На глубине 3930 метров забойная температура достигла +125 °С, вместо проектных +105 °С, рис. 7.29.

Палеотермператры, приведенные на этом рисунке, определены по отражательной способности витринита. Максимальная современная температура, замеренная на забое, оказалась равной 210 °С (глубина 7502 м). Прогнозировались высокие температуры в связи с развитием триасового рифтогенеза: на глубине 5 км - до 170 °С, в действительности же на глубине 4800 м температура составила 136,75 °С, на 5250 м - 146,2 °С, на 5600 м (Т и J) -151,5 °С. Установлено, что происходит общее повышение теплопроводности с глубиной.

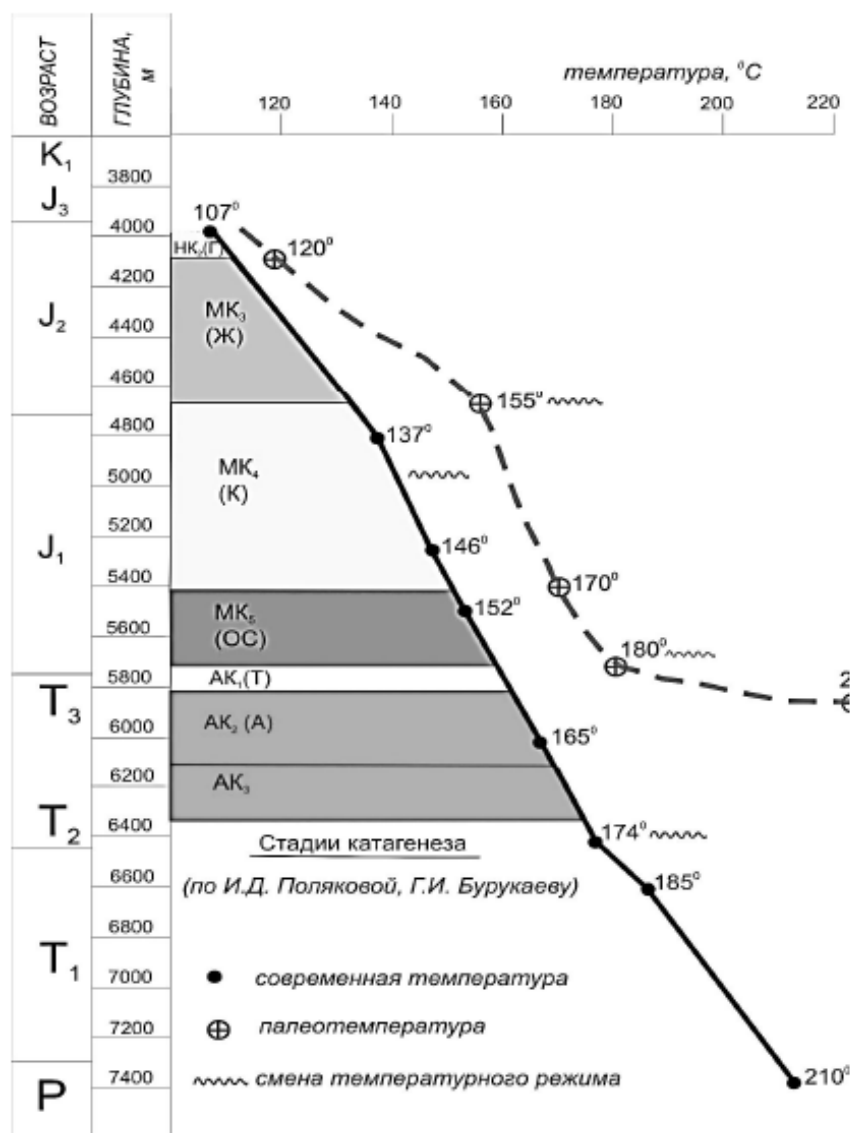


Рис. 7.29 – Распределение современных и палеотемператур, стадий катагенеза по скважине Тюменская сверхглубокая СГ-6 [Мясникова, Оксенойд, 2012]

Двенадцать термограмм сверхглубокой скважины КТВ, Германия были зарегистрированы в процессе бурения при отсутствии теплового равновесия скважины с окружающим массивом горных пород, рис. 7.30. Температура быстро увеличивается с глубиной до 260-270 °C на достигнутой бурением глубине 9101 м. Рассчитанная на достижение стационарного режима термограмма показана желтой линией, при этом средний геотермический градиент в скважине составил 27,6 мК/м.

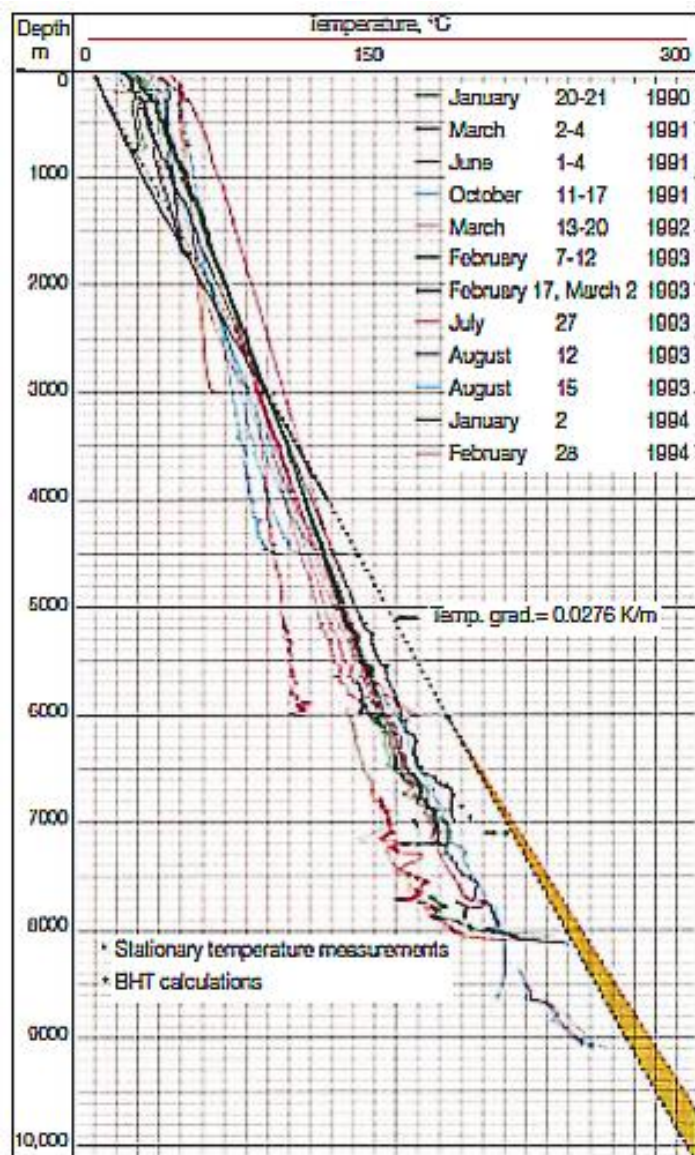


Рис. 7.30 – Термограммы, зарегистрированные в процессе бурения сверхглубокой скважины КТВ-НВ, Г/ермания [Bram et al., 2016]

В связи с высокой предполагавшейся при бурении температурой, элементная база электроники скважинного зонда была рассчитана для работы до 170 °С. С тем, чтобы обеспечить регистрацию более высоких температур в скважине использовали термостатирование блоков с электроникой, помещая их в теплоизолированный термостат (специальный сосуд Дьюара), его общий вид показан на рис. 7.31. Многочисленные аварии и высокая температура в забое –270 °С вынудили буровиков прекратить работы по ее углублению.

Аномально высокая температура существует и в Тырнаузской скважине, пробуренной на Северном Кавказе. На глубине 4 км она достигает 223 °С. По расчетам температура в районе этой скважины на глубине 30 км должна быть равной 460 °С, согласно проекту, разработанному в ГНПП “Недра”, Тырнаузская скважина должна была служить главным элементом опытной геотермальной станции, использующей тепло сухих нагретых гранитов. Для этого предполагалось

закачивать в эту скважину холодную воду, а через пробуренную рядом вторую скважину извлекать горячую воду на поверхность.

Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 была пробурена исключительно с научно-исследовательскими целями в том месте, где [граница Мохоровичича](#) подходит сравнительно близко к поверхности Земли, рис. 7.32. Ее диаметр в верхней части – 92 см, диаметр в нижней части - 21,5 см. Одним из наиболее важных открытий явилось то, что не был выявлен переход от гранитов к базальтам на глубине около 7 км, оцененной по росту скоростей сейсмических волн. Вместо этого изменение скоростей сейсмических волн оказалось обусловленным метаморфическими изменениями в гранитных породах. Другим важным открытием явилось большое количество водорода в буровом растворе на выходе из скважины, который "вскипал" от выделявшегося водорода [Kola..., 2016].

Глубина скважины 12262 м с зарегистрированной температурой в районе 220 °С. Высокая температура земных недр является основной причиной, ограничивающей глубину бурения скважины. Проектная глубина 15000 м не была достигнута, где по расчетам температура должна возрасти до 300 °С, при которой буровые долота уже не могут нормально работать [Kola..., 2016].



Рис. 7.32 – Кольская сверхглубокая скважина в период ее бурения с лабораторным корпусом.

Геотермические исследования в глубоких и сверхглубоких скважинах позволили существенно уточнить распределение температуры по глубине и определить величину глубинного теплового потока. Оказалось, что температуры и плотность теплового потока во многих случаях заметно превышают те оценки, которые получены экстраполяцией данных по приповерхностной зоне. Результаты комплексных исследований в СГ-3 приведены на рис. 7.33.

В процессе бурения оказалось, что реальная температура нарастает с глубиной быстрее, чем планировалось. Так, в Кольской скважине СГ-3 на глубине 12 км температура оказалась равной 212 °С вместо предполагавшихся расчетных значений перед началом ее бурения 120 °С. Современные технические

средства не позволяют бурить при таких значениях температуры в течение длительного времени, поскольку термостойкость имеющегося бурового оборудования не превышает 200–300 °С. Большие проблемы возникают и с измерительной аппаратурой скважинных зондов. Ее электронные устройства способны работать лишь до температуры 150–170 °С. При температуре выше 220 – 250 °С водные буровые растворы становятся непригодными для бурения и их необходимо заменять растворами на нефтяной основе.

С увеличением глубины трудно удерживать вертикальным ствол скважины и возникает его самопроизвольное отклонение от вертикали. Так, например, забой Кольской скважины СГ-3 на глубине около 12 км отклонился от вертикали на 840 м, а скважина КТБ-Оберпфальц, Германия начиная с глубины 7500 м до забоя (9101 м) отклонилась на 300 м [Попов, Кременецкий, 1999], рис. 7.33.

Быстрый рост температуры с глубиной, скорее всего, связан с тем, что нижняя часть разреза скважины СГ-3 сложена гранитными породами, которые содержат значительно больше теплотворных радиоактивных элементов (U, Th, K), чем породы базальтового слоя в проектом разрезе. Естественная радиоактивность горных пород в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 не убывает с глубиной, как ожидалось. Наоборот, она несколько увеличивается. Как отмечалось, согласно расчетам на глубине 30 км температура должна возрасти до 460 °С, а на подошве земной коры на глубине 42 км – до 580 °С.

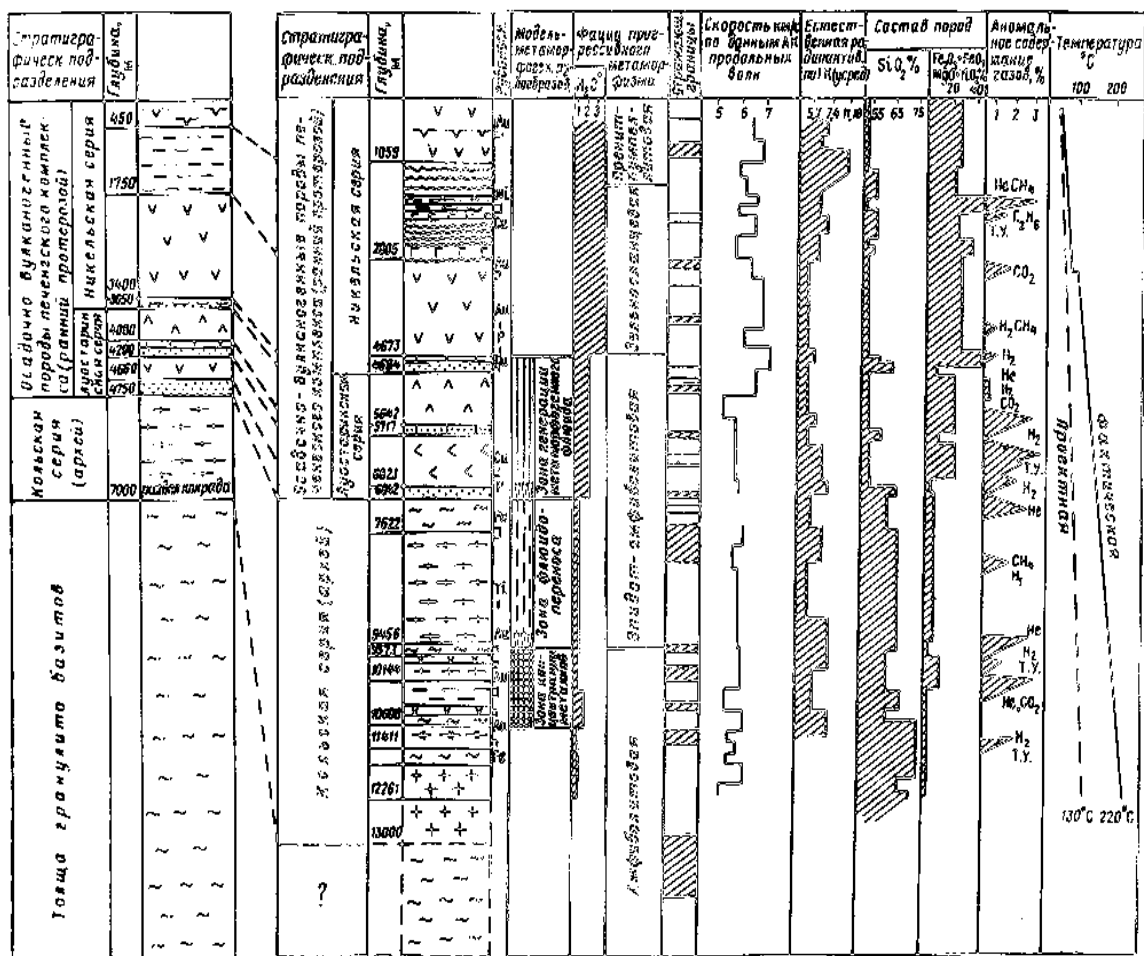


Рис. 7.33 – Результаты комплексного исследования Кольской сверхглубокой скважины [Сверхглубокие..., 2016]

По геофизическим данным на глубине 7 км выделяли границу Конрада – смену гранитов базальтами. Ожидалось, что при бурении будет обнаружена эта ярко выраженная граница между гранитами и базальтами, а в керне по всей глубине обнаруживались только граниты. Однако за счёт высокого давления спрессованные граниты сильно меняли физические и акустические свойства, что и воспринималось по двухслойной модели строения земной коры до бурения как граница между гранитами и базальтами.

Как правило, поднятый кern рассыпался в шлам от активного газовыделения, так как не выдерживал резкой смены давлений. Вынуть прочный кусок керна удавалось только при очень медленном подъеме бурового снаряда, когда «излишний» газ, находясь ещё в сжатом до большого давления состоянии, успевал выходить из породы.

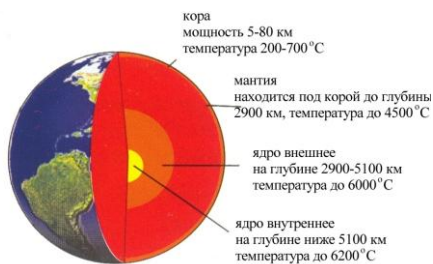
Значения плотности теплового потока по СГ-3 определяли путем поинтервального усреднения данных о градиенте $G_{\text{ср}}$ и теплопроводности $\lambda_{\text{ср}}$. До глубины 1000 м среднее значение потока $q_{\text{ср}}$ равно 26 ± 2 мВт/м², в интервале 1000-2800 м - 36 ± 4 мВт/м². При переходе от ждановской свиты к заполярнинской скачку градиента соответствует скачок в значениях теплового потока (до глубины 4300 м). Поскольку породы в интервале глубин 2800-4300 м достаточно массивны и однородны по составу, полученные значения G и λ можно считать наиболее надежными, а $q = 49 \pm 1$ мВт/м² можно рассматривать в качестве репера [Аршавская и др., 1984].

В интервале глубины 4300-4900 м выделяется зона аномального возрастания теплового потока до 65 ± 7 мВт/м². На глубине 5000 м среднее значение q резко снижается и находится в пределах 48-56 мВт/м². Следует отметить, что уменьшение q происходит лишь с глубины 6800 м. Очень низкие значения потока в верхней части разреза (до глубины приблизительно 1 км) можно объяснить влиянием ряда факторов: фильтрации, недавнего оледенения и денудации [Аршавская и др., 1984].

Причины такого изменения теплового потока по разрезу горных пород требуют осмысления, однозначного объяснения в данный момент не имеется. Увеличение интервальных значений теплового потока были отмечены и в некоторых других сверхглубоких скважинах [Попов и др, 2008]. Одним из возможных объяснений является выявленная трещиноватость пород на глубинах до 10 км. Это позволяет допустить гидравлическую связь поверхностных и глубинных вод и их циркуляцию до значительных глубин.

ЛЕКЦИЯ 8

Региональная геотермия континентов (продолжение)



В этой лекции мы рассматриваем вопросы, связанные с региональной геотермией континентов, в частности: *Особенности теплового поля фанерозойских складчатых поясов и континентальных рифтов. Тепловой поток в альпийских геосинклиналях, в зонах тектоно-магматической активизации.*

Особенности теплового поля **фанерозойских складчатых поясов** рассмотрим на примере тектонотипа палеозойских поясов - Центрально-Азиатского складчатого пояса, который протягивается более, чем на 6 тыс. км от Пай-Хоя – на севере до Тянь-Шаня – на юге, от Мугоджар – на западе до Хингана – на востоке.

Главной особенностью строения Центрально-Азиатского пояса является наличие складчатых зон "линейного и мозаичного типов". Впервые указав на эту особенность, авторы (Пейве и др., 1972) отмечали не только геометрическое различие этих двух типов зон, но и целый ряд характерных геолого-геофизических признаков, например, различные типы складчатости, особенности метаморфизма: высокобарические низкотемпературные фации в первых зонах и высокотемпературные - во вторых, разную металлогеническую специфику: преобладание халько- и сидерофильных элементов в линейных, а лито- и халькофильных - в мозаичных зонах, различие формы гравитационных аномалий, соответствующих геометрии складчатых зон.

Главное же отличие зон авторы видели в существовании разных геодинамических механизмов преобразования океанической коры в континентальную в процессе тектонической эволюции складчатых зон. В первой из них преобладает аллохтонный механизм трансформации коры, который обусловлен мощными структурно-вещественными перестройками с образованием субдукционных и коллизионных зон – аналогов современных островодужных систем. Во второй - преобладает автохтонный механизм трансформации коры, при котором также образуются шарьяжно-надвиговые структуры, но они обладают меньшей мощностью, не выдержаны по простиранию и, как правило, разновозрастны в отличие от линейных зон, где такого рода шарьяжи прослеживаются на большие расстояния и являются одновозрастными (Романов, 1985). Автохтонный механизм трансформации обусловлен, в первую очередь, вещественной перестройкой коры за счет дифференциации мантийного материала при вертикальном теплопереносе.

В этом сосуществовании двух различных механизмов преобразования коры заключается компромисс мобилистской и фиксистской концепций. Любые противопоставления этих моделей можно исключить, представив тектоническую историю развития региона как сочетание процессов аллохтонного (мобилистского) и автохтонного (фиксистского) путей развития тектоносферы на разных этапах ее геологической истории.

Основной региональной особенностью геотермического поля Центрально-Азиатского пояса является принципиальное различие распределения теплового потока в линейных и мозаичных зонах пояса. В первых - были обнаружены аномально низкие тепловые потоки (20-35 мВт/м²), которые существенно меньше среднепланетарных значений для структур с тем же тектоническим возрастом (например, для позднепалеозойских структур - 48-55 мВт/м²). Во вторых - отмечалось закономерное увеличение теплового потока по мере омоложения возраста структур.

В Центрально-Азиатском поясе расположены тектонотипы линейных и мозаичных зон. Это, соответственно, Уральский складчатый пояс (включая Мугоджары) и Центрально-Казахстанская складчатая область. Для демонстрации различий их тектонической истории проведем сравнительный анализ этих поясов.

Уральский линейный складчатый пояс в раннем палеозое представлял собой структуру коры океанического типа. Образование гранитно-метаморфического слоя - индикатора становления континентальной коры - произошло здесь одновременно во всех зонах. Так, в Магнитогорской зоне переход к континентальной стадии развития произошел в эйфельский век среднего девона, а в среднем карбоне в основном уже сформировался гранитно-метаморфический слой (Перфильев, 1979). Уральский складчатый пояс превратился в длительно существовавшее сводовое поднятие. В его внутренних частях (в Магнитогорском и Кустанайском синклинариях) стали формироваться наложенные впадины. Быстрый и почти одновременный процесс формирования гранитно-метаморфического слоя объясняется одновременным тектоническим скучиванием масс горных пород, интенсивными горизонтальными перемещениями, вызванными устойчивыми тангенциальными напряжениями в земной коре (Пейве и др., 1972; Тектоническая расслоенность..., 1986).

В геосинклинальных поясах мозаичного типа процесс преобразования океанической коры в континентальную растягивается на длительное время и характеризуется постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру пояса (Моссаковский, 1975). Так, Кокчетавский антиклинорий уже к вендскому времени представлял собой микроконтинент – сиалический блок земной коры (Антонюк и др., 1977). Древнее раннедокембрийское (дорифейское) ядро, занимающее центральную часть Кокчетавского массива, сложено глубокометаморфизованными породами зерендинской серии. Здесь широко проявлена калиевая гранитизация, образовавшая к началу рифея (1,6 млрд лет назад) поля гранито-гнейсовых куполов. В раннем и среднем рифее западнее и восточнее древнего ядра накапливалась вулканическая толща с преобладанием основных разностей (Розен, 1971).

Конец раннего рифея можно считать границей между океанической и переходной стадиями развития коры для всего Кокчетавского массива, а начало кембрия, когда полностью сформировался гранитно-метаморфический слой, – началом континентального этапа. В Селетинском синклинории рубежи преобразования океанической коры в континентальную были смещены: время между океанической и переходной стадиями развития приходится на середину кембрия, между переходной и континентальной - на конец ордовика.

Более поздняя стадия тектоно-магматической активизации проявляется в геотермическом режиме – значение глубинного теплового потока в Селетинском синклинории составляет 39 мВт/м² по сравнению с 35 мВт/м² в Кокчетавском антиклинории. Далее к центру пояса, в Тектурмасском антиклинории, эти рубежи "омолаживаются" и отвечают кембро-ордовику и ордовику-силуру. В Жаман-Сарысуйском антиклинории и Успенской тектонической зоне показателем становления гранитно-метаморфического слоя служит накопление комплекса франских вулканитов. На востоке Успенской зоны, вблизи сочленения с каледонидами Чингизского антиклинория, глубинный тепловой поток составляет 40 мВт/м², а на западе, на границе Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины – 67 мВт/м².

При удалении от Токрауской впадины на запад, в сторону Западно-Балхашского синклинория и Джезказганской впадины на каледонском основании, тепловой поток несколько уменьшается (до 55 мВт/м²). И наконец, в осевой части Казахстанской складчатой области, в Северном Прибалхашье, на становление гранитно-метаморфического слоя указывают отложения нижней молассы визейско-башкирского возраста с вулканитами каркаралинской и калмакэмэльской свит и гранитоидами балхашского и топарского комплексов.

Развитие в поздней перми-триасе ультракислых гранитов акчатауского комплекса, как считается (Антонюк и др., 1977), свидетельствует о продолжавшемся процессе "дозревания" континентальной коры палеозойд. Более позднее время становления гранитно-метаморфического слоя в Северном Прибалхашье коррелирует с относительно

высокими значениями глубинного теплового потока. Например, в центральной части Токрауской впадины, где развиты граниты верхней перми-триаса, он составляет 70 мВт/м^2 , а в южной части, в зоне развития раннекаменноугольных гранитоидов, снижается до $48\text{--}50 \text{ мВт/м}^2$.

Постепенное и длительное формирование гранитно-метаморфического слоя в Центральном Казахстане, продолжавшееся с позднего рифея до конца палеозоя, коррелируется с постепенным увеличением глубинного теплового потока от периферии мозаичного пояса к его центру. В линейном Уральском складчатом поясе тепловой поток аномально низкий и не коррелируется с временем становления континентальной коры.

Природу понижения теплового потока в линейных складчатых зонах и его закономерное изменение в мозаичных мы видим в различии геодинамических механизмов эволюции этих поясов. Нами уже рассматривались количественные модели для объяснения эволюции теплового поля в аллохтонных зонах ("модели надвигов") и в автохтонных зонах ("модели внедрения"). Эти расчеты подтвердили выявленную эмпирическим путем закономерность распределения теплового потока.

Таким образом, на величину теплового потока в складчатых поясах влияет очень много факторов. Это искажающие факторы: эрозия, структурно-теплофизические неоднородности, палеоклиматические вариации, динамика подземных вод, а также "определяющие факторы": радиотеплогенерация в коре, ее возраст, наличие циклов позднейшей активизации и механизм преобразования океанической коры в континентальную.

К складчатым поясам могут быть отнесены **зоны современных континентальных рифтов**, характеризующихся большими градиентами вертикальных и горизонтальных движений и проницаемыми разломами, ограничивающими рифтовые зоны.



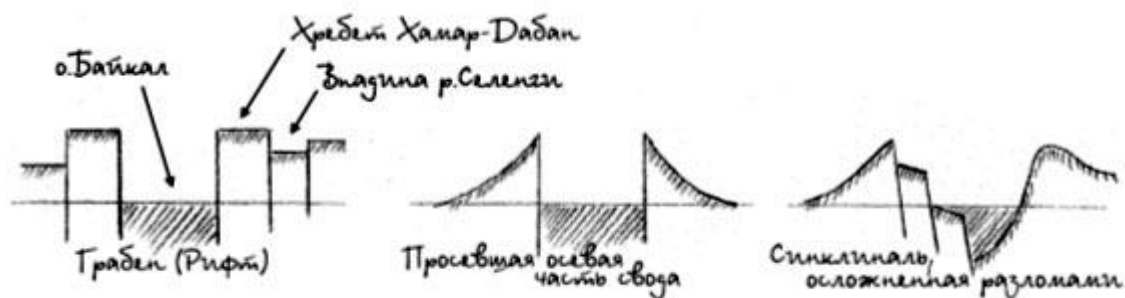
Рифт Красного моря

В геотермическом отношении наиболее хорошо изучены Байкальская рифтовая зона, рифт Шаньси в Китае, Рейнский грабен Германии, грабен Викинг в Северном море (он может быть отнесен континентальным, так как является продолжением Рейнского грабена), рифт Кентукки на востоке США, рифт Грегори в Восточной Африке.

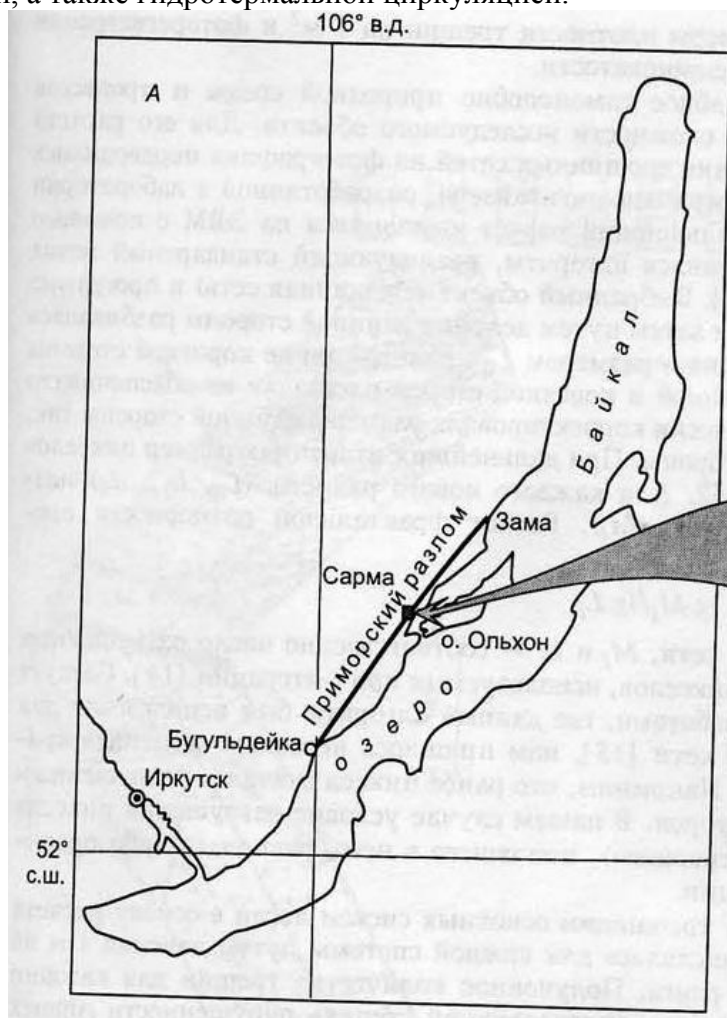
Рифтовые зоны представляют большой интерес для геологов. Они позволяют ретроспективно представить себе начальные фазы формирования современных океанов, осадочных бассейнов, трансформных разломов и других крупных структур литосферы. Не менее интересны они и для геофизиков, потому что характеризуются контрастными и аномальными полями. В качестве примера рассмотрим закономерности теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, к которой относятся крупнейшие впадины зоны — Байкальская, Хубсугульская, Тункинская, Верхнеангарская, Чарская и Муйская, а также целый ряд более мелких впадин.

Байкальская рифтовая зона является наиболее хорошо геотермически изученной областью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако, в наземной ее части имеется лишь около 70 определений теплового потока. Они выполнены в глубоких скважинах (до 2000 м), пробуренных в Баргузинской, Усть-Селенгинской, Тункинской впадинах, а также в относительно мелких (~400 м) скважинах в Хубсугульской впадине и на отдельных хребтах. Основная информация о тепловом потоке зоны получена на оз.Байкал (более 350

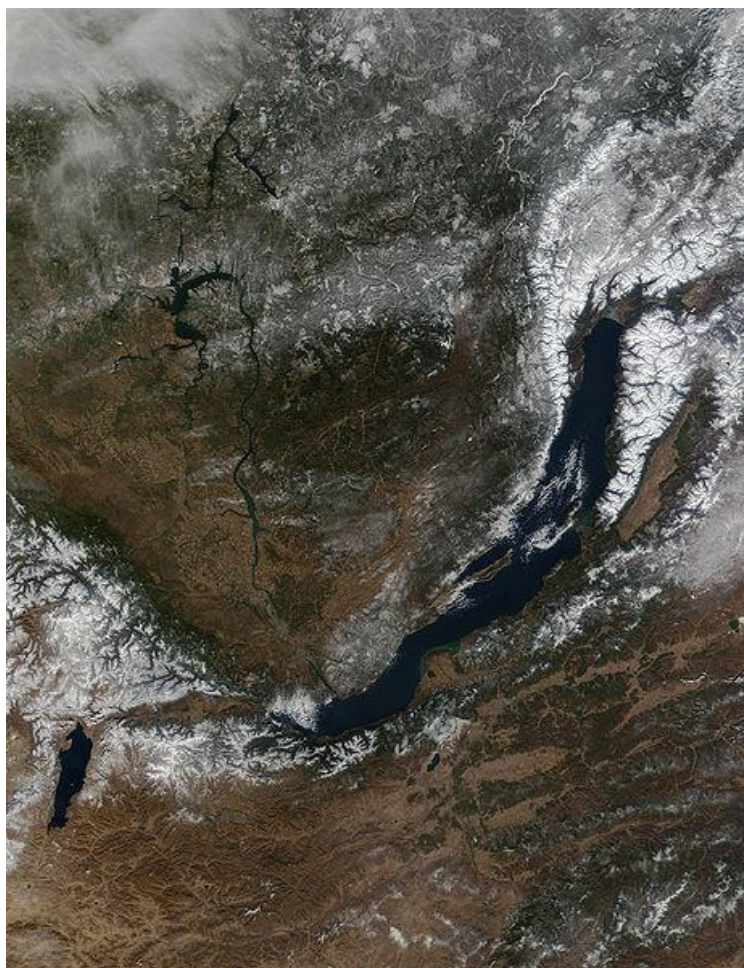
измерений) и оз.Хубсугул (около 20 измерений). В.А.Голубевым дана наиболее полная геотермическая характеристика этих озер (Голубев,1982; Голубев, Хуторской,1986).



В Южной и Средней впадинах Байкала наблюдается закономерное изменение теплового потока вкост озеро: в полосе, примыкающей к западному берегу, тепловой поток не превышает 60 мВт/м^2 . Такие же значения потока зафиксированы и по скважинам, примыкающим к западному берегу. Ширина полосы пониженного теплового потока в южной части озера составляет 5 – 7 км, в средней – она расширяется до 15 – 20 км. К юго-восточному берегу тепловые потоки возрастают до 80 – 100 мВт/м^2 . В этом же направлении возрастают и амплитуды аномалий. Так, наряду с высокими значениями тепловых потоков у восточного берега встречаются и аномально низкие (15 мВт/м^2). Это можно объяснить экранированием глубинного теплового потока оползневыми массами, турбидными потоками, а также гидротермальной циркуляцией.



Озеро Байкал



Космический снимок Байкальской рифтовой зоны (NASA)

Рифтовые зоны представляют интерес для геологов по ряду причин. Они позволяют ретроспективно представить себе начальные фазы формирования современных океанов, осадочных бассейнов, трансформных разломов и других крупных структур литосферы.

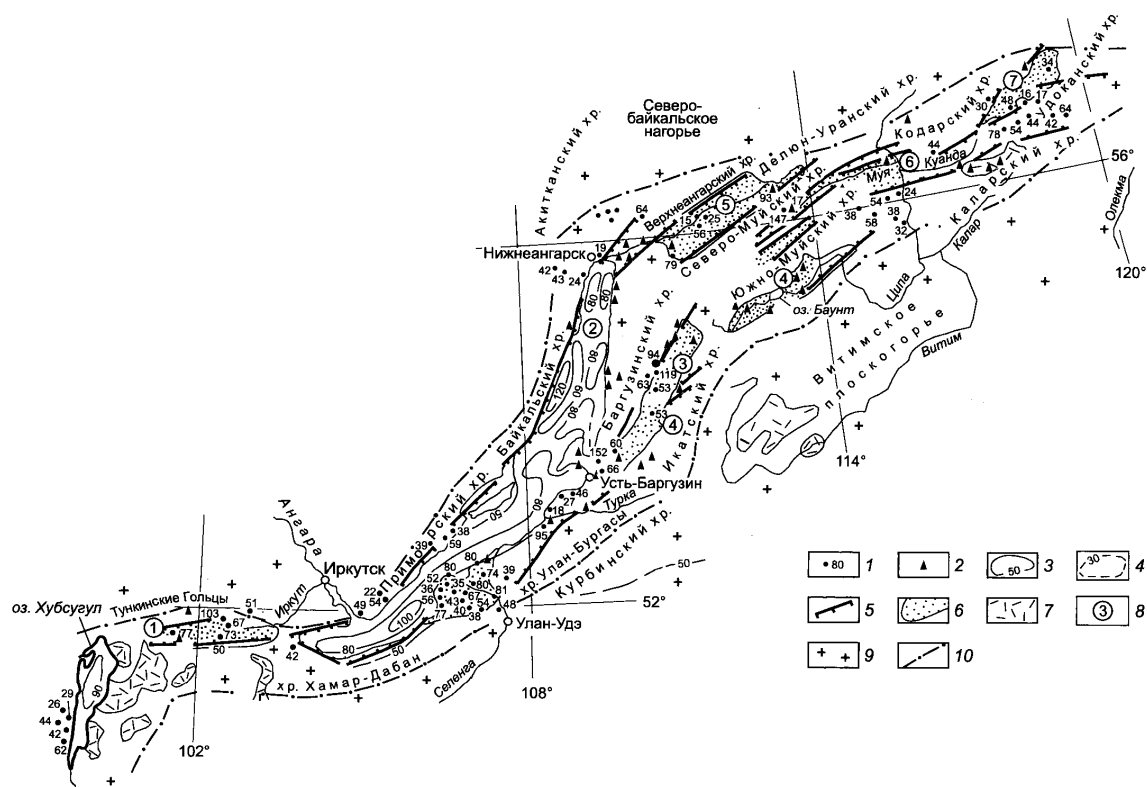


Рисунок 7.17 - Кондуктивный тепловой поток в пределах Байкальской рифтовой зоны [Голубев, 2007]:

1 - пункты измерений и значения теплового потока, мВт/м²; 2 - термальные источники; 3,4 - изолинии измеренного (3) или предполагаемого по геолого-геофизическим данным (4) теплового потока, мВт/м²; 5 - активные (“рифтогенные”) разломы; 6 - осадочный чехол сухопутных рифтовых впадин; 7 - поля кайнозойских базальтов; 8 - рифтовые впадины (цифры в кружках): 1 - Тункинская, 2 - Байкальская, 3 - Баргузинская, 4 - Ципа-Баунтовская, 5 - Верхнеангарская, 6 - Муйско-Куандинская, 7 - Чарская; 8 – номера зон; 9 - выходы кристаллического фундамента; 10- граница рифтовой зоны.

С рифтами связан ряд месторождений полезных ископаемых (месторождения углеводородов, значительные ресурсы геотермальной энергии и др.). Они характеризуются контрастными и аномальными полями. В качестве примера рассмотрим закономерности хорошо изученного теплового потока в Байкальской рифтовой зоне (рис.7.18) [Голубев, 1982; 2007; Лысак, 1988 и др.] к которой относятся крупнейшие впадины зоны – Байкальская, Хубсугульская, Тункинская, Верхнеангарская, Чарская и Муйская, а также целый ряд более мелких впадин (рис 7.17). Байкал имеет: длина – 636 км, ширина – 79,5 км, площадь – 31722 км², максимальная глубина - 1642 м, средняя глубина - 744,4 м, высота над уровнем моря - 455,5 м, длина береговой линии – 2000 км. В акватории Байкала выполнены сотни определений теплового потока.

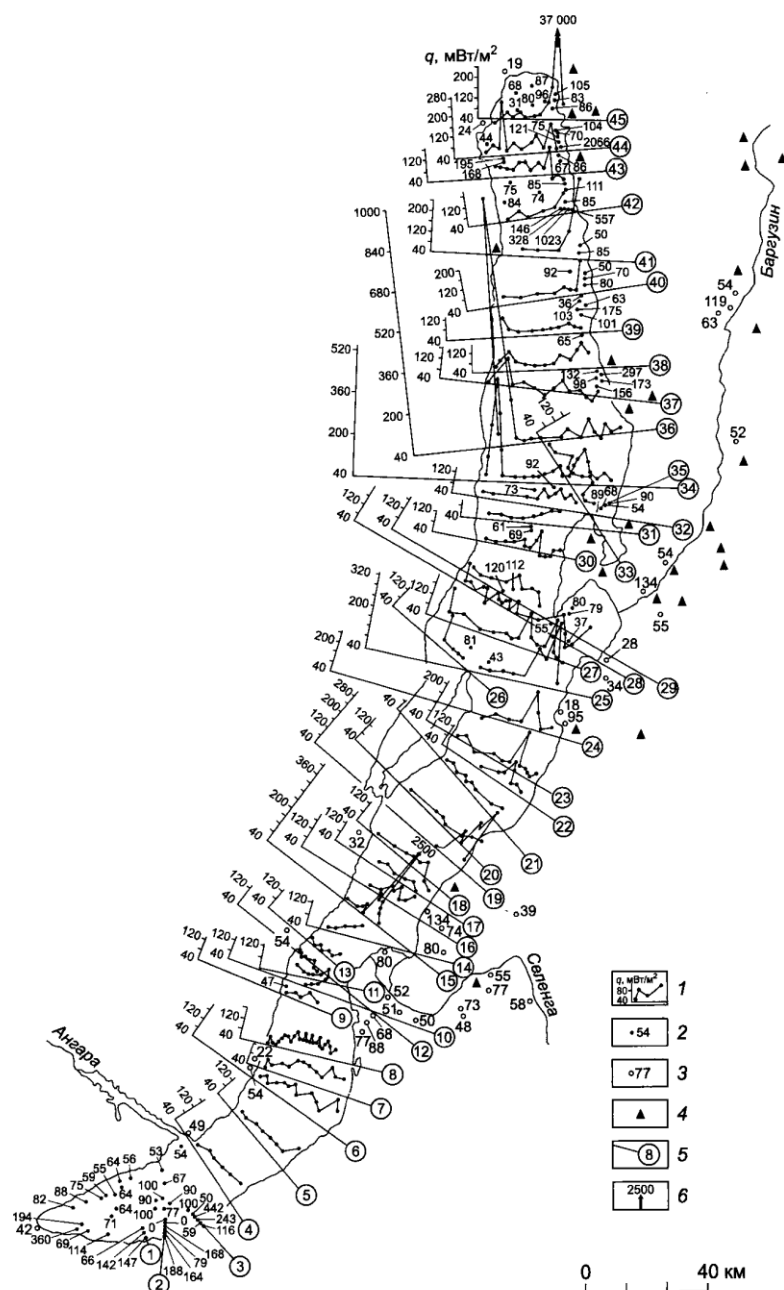


Рис. 7.18 - Распределение измеренных значений теплового потока в районе оз. Байкал:
 1 - графики изменения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) вдоль профилей; 2 - значения теплового потока в пунктах вне профилей; 3 - величины теплового потока по скважинам на берегах озера (по данным: С.В. Лысак [1968], С.В. Лысак и Ю.А. Зорина [1976], А.Д. Дучкова, Л.С. Соколовой [1974], а также других исследователей); 4 - гидротермальные источники на берегах и в окрестностях Байкала; 5 - номера профилей; 6 - максимумы теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в Кукуйском каньоне (пр. 15) и губе Фролиха (пр. 45).

В Южной и Средней впадинах озера наблюдается закономерное изменение теплового потока вкост озера: в полосе, примыкающей к западному берегу, тепловой поток не

превышает $60 \text{ мВт}/\text{м}^2$ [Голубев, 2007]. Такие же его значения зарегистрированы и по скважинам, примыкающим к западному берегу. В южной части акватории ширина полосы пониженного теплового потока составляет 5–7 км, а в средней она расширяется до 15–20 км. К юго-восточному берегу тепловой поток возрастает до $80\text{--}100 \text{ мВт}/\text{м}^2$. В этом же направлении возрастают и амплитуды аномалий.

На фоне высоких значений потока у восточного берега встречаются и аномально низкие ($15 \text{ мВт}/\text{м}^2$). Это можно объяснить экранированием глубинного теплового потока оползневыми массами, турбидными потоками, а также гидротермальной циркуляцией [Лысак, 1968; Голубев, 2007].

Максимальный тепловой поток в пределах южной и средней впадин Байкала измерен на Посольской банке – $165 \text{ мВт}/\text{м}^2$, что в 2–3 раза выше, чем

в других частях этого района. На этой банке почти полностью отсутствуют рыхлые осадки, а по трещинам в отложениях песков и глин эоцена-олигоцена разгружаются горячие подземные воды. В сторону Академического хребта тепловой поток снижается (до 70–90 мВт/м²), оставаясь выше, чем в западной части акватории (в среднем 55 мВт/м²).

Северная котловина озера изучена наиболее детально по сравнению с другими его частями. Здесь выполнено около 500 определений теплового потока, что составляет более половины всех имеющихся данных. Здесь же отмечено большое количество выходов термальных вод на суше. Имеются свидетельства гидротермальной разгрузки и в дно озера. Тепловой поток в осевой зоне Северного Байкала изменяется от 45 до 70 мВт/м². В сторону западного и восточного берегов тепловой поток изменчив. Он достигает 80–100 мВт/м². В отдельных же случаях в узкой полосе вдоль этих берегов кондуктивный тепловой поток увеличивается до 300–1000 мВт/м² [Голубев, 2007]. Это позволяет заключить, что такие высокие аномалии потока вызваны разгрузкой гидротерм в дно озера. Максимальные значения плотности теплового потока выявлены в губе Фролиха и в восточном подводном склоне Северной котловины озера. Подводный термальный источник в губе Фролиха, расположенной в северо-восточном углу Северной

котловины, был открыт В.А. Голубевым в ноябре 1976 г. [Голубев, 1978].

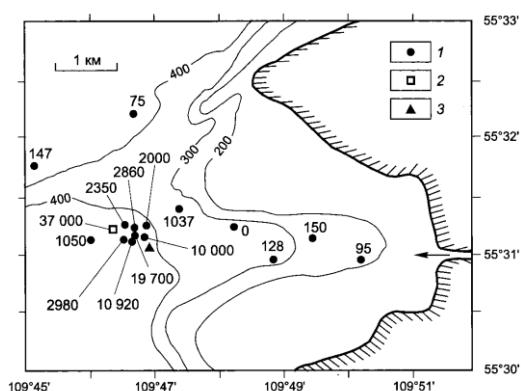


Рис. 7.19 - Распределение теплового потока в районе Фролихинского субаквального выхода термальных вод по данным измерений 1976, 1991 и 1993 гг. с теплохода “Академик Бардин” [Голубев, 2007]:

1 - Пункты и значения измеренных в этих пунктах теплового потока (мВт/м²); 2 - пункт, где в июле 1990 г. с подводного обитаемого аппарата “Пайсис” измерен тепловой поток, равный 37000 мВт/м²; 3 - место гидротермальной разгрузки, согласно первоначальному его обнаружению в 1976 г [Голубев, 1978]. Изобаты в метрах.

Чрезвычайно высокие величины теплового потока, достигающие 19 700 мВт/м² - согласно измерениям с использованием кабельного термозонда [Голубев, 1978; Golubev, 2000], и даже 37 000 мВт/м² - согласно единственному измерению, выполненному с подводного обитаемого аппарата “Пайсис” [Crane et al., 1991a, 1991b], зарегистрированы на глубинах 390-420 м в осевой части губы Фролиха, см. рис. 7.19.

Максимальный тепловой поток в пределах южной и средней впадин Байкала измерен на Посольской банке – 165 мВт/м², что в 2 – 3 раза выше, чем в других частях этого района. На Посольской банке почти полностью отсутствуют рыхлые осадки, а по трещинам в отложениях песков и глин эоцена-олигоцена разгружаются горячие подземные воды. В сторону Академического хребта тепловой поток несколько снижается (до 70 – 90 мВт/м²), но он все же выше, чем в западной части озера (в среднем 55 мВт/м²).

В северной части озера отмечаются узкие положительные аномалии теплового потока у западного и восточного берегов и относительно низкие и устойчивые значения в центре акватории. Вблизи западного берега зафиксирована рекордная для всего Байкала аномалия - 474 мВт/м^2 . Ее форма, амплитуда, повышение придонных температур и термограмма в осадочных породах позволяют однозначно заключить, что аномалия обусловлена разгрузкой гидротерм на дно озера.

Рассмотрим природу гидротермальной конвекции в озере. Байкальская впадина является центральным звеном Байкальской рифтовой зоны, в пределах которой выявлено свыше 50 термоминеральных родников, изливающихся на земную поверхность с температурой до 84°C и суммарным дебитом около 1000 л/с. Подавляющее большинство гидротерм - это кремнистые азотные воды, выходы которых, как правило, приурочены к зонам разломов, отделяющих горные массивы от рифтовых впадин. Такие воды формируются в восстановительной обстановке вне геологической и пространственной связи с магматическими и термометаморфическими процессами. Даже по данным тех авторов, которые допускают присутствие в гидротермах Прибайкалья магматогенных вод, их относительное содержание не превышает нескольких процентов, т.е. тепловой потенциал азотных гидротерм формируется не за счет локальных источников тепла, типа трещинных интрузий, а обусловлен региональным тепловым полем (Кононов, 1983).

Зоны инфильтрации метеорных вод, питающих глубинные гидротермальные системы, расположены на склонах хребтов, смежных с рифтовыми впадинами. Относительное превышение хребтов над впадинами в 1 км и более обеспечивает необходимый гидродинамический напор для перетока подземных вод по разломам, возникшим в результате растягивающих напряжений, и трещинам скола, образовавшимся под действием касательных напряжений.

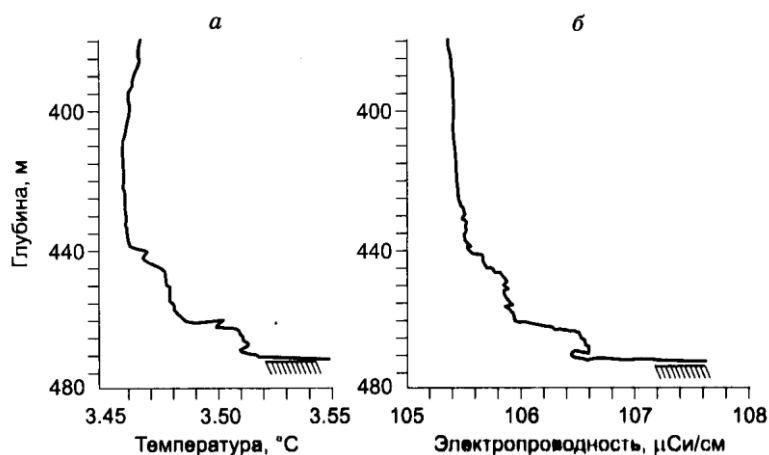


Рис. 7.20 – Изменение температуры (а) и электропроводности (б) в толще придонных вод вблизи максимума теплового потока в губе Фролиха, согласно измерениям, выполненным в июле 1992 г. [Голубев, 2007]

Вертикальные профили температуры и электропроводности придонного слоя воды, зарегистрированные летом 1992 г. вблизи центра этого теплового максимума с помощью высокочувствительного STD-зонда, приведены на рис. 7.20. Фролихинская геотермическая аномалия сопровождается резким нарастанием в направлении дна значений этих гидрофизических характеристик. К максимумам теплового потока губы Фролиха приурочены и высокие содержания растворенного в придонных водах гелия [Павлов, 1994]. Увеличение температуры с приближением ко дну, хотя и менее значительное, выявлено и вблизи некоторых других максимумов теплового потока на Северном Байкале [Голубев, 2007]. Приуроченность этих придонных нарастаний температуры к максимумам тепловых аномалий в дне озера служит достаточным обоснованием гидротермальной природы этих геотермических аномалий.

Визуальные наблюдения при погружениях в подводном обитаемом аппарате “Пайсис” в 1990 г. показали, что дно губы Фролиха сверху покрыто весьма тонким слоем (5-10 см) современных мягких илов, ниже которых залегают валунно-галечный материал, пески и плотные глины, отложившиеся в последний ледниковый период. Использование в этом районе специального короткого (0,5 м) термозонда позволило получить представительные геотермические данные и в некоторых случаях проследить изменение теплового потока с глубиной. Температурный разрез, полученный в районе пункта с наибольшим из измеренных кондуктивных тепловых потоков, приведен на рис. 7.21 (кривая 1). Кроме резкого увеличения температуры с глубиной в илах, следует отметить и выпуклый характер полученной термограммы. Это является характерным признаком восходящего движения (разгрузки в дно озера) подземных вод. Расчеты показывают, что такая нелинейность может поддерживаться в случае, если через осадочные отложения происходит современная разгрузка термальных вод со скоростью $1,03 \times 10^{-6}$ м/с (32,5 м/год).

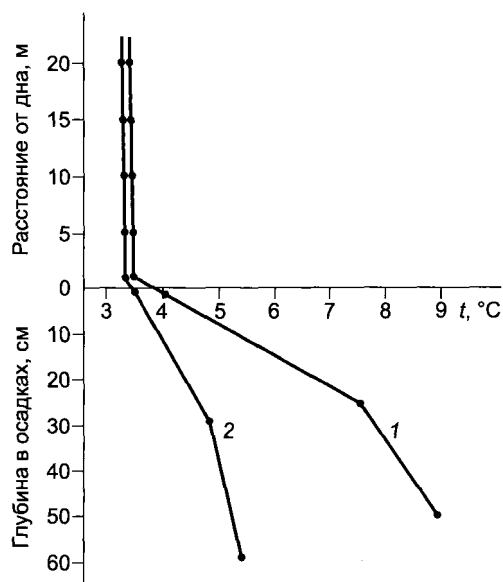


Рис. 7.21 – Изменение температуры по вертикали в придонном слое воды и верхнем слое донных осадок вблизи тепловых максимумов в губе Фролихова (1) и Кукуйском каньоне (2) [Голубев, 2007]

Распределение теплового потока вдоль 170-километрового сегмента восточного берегового склона Северной котловины озера приведено на рис. 7.22. В расположении максимумов аномалий прослеживается явная закономерность. Все максимумы

находятся на близких глубинах (220-420 м), соответствующих средней части подводного склона, и, по-видимому, трассируют региональный прибортовой разлом, вдоль которого происходит современное опускание дна котловины. С другой стороны, они все расположены на дне каньонов, являющихся подводным продолжением долин рек, стекающих с Баргузинского хребта: Фролиха, Бирея, Томпуда, Шегнанда и др. (см. рис. 7.22). Заложение их долин приурочено к разломам, оперяющим основной прибортовой разлом [Голубев, 2007]. Как известно, в узлах пересечения региональных разломов, ограничивающих днища впадин, с оперяющими их короткими разломами расположено и большинство гидротермопроявлений в сухопутной части.

Две группы тектонических нарушений, пересекающихся почти под прямым углом, образуют зоны инфильтрации, транзита и разгрузки подземных вод региона. При таком движении подземные воды перераспределяют идущее снизу тепло: поглощают его в зонах

инфильтрации и транзита - под хребтами и их склонами и частично отдают его горным породам в зонах разгрузки при подъеме к земной поверхности по гидротермовыводящим разломам рифтовых впадин. Измеренные близповерхностные тепловые потоки согласуются с таким перераспределением тепла. Средний кондуктивный тепловой поток в пределах рифтовых впадин составляет $70 - 80 \text{ мВт/м}^2$, а в горном обрамлении в среднем 43 мВт/м^2 . Глубина формирования гидротерм рифта и средняя их температура на такой глубине по расчетам составляют соответственно $3,9 \text{ км}$ и 100°C (Голубев, 1982). При удалении от гидротермовыводящего разлома температура подземных вод, а, следовательно, их удельный объем уменьшаются. Из-за разности напоров, связанных с термическим расширением подземных вод вблизи разломов и без него в периферийной зоне, возникает дополнительный напор, обуславливающий конвекцию в трещинно-поровом пространстве осадочного слоя впадины.

Для эффективного функционирования в осадочном чехле Байкала таких систем естественной конвекции необходимы достаточно высокие проницаемости. Литологические исследования выявили двухслойный характер в верхней части осадков. На нескольких станциях под верхним пелитовым слоем современных осадков мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров залегают мелко-среднезернистые пески и плотные глины. Пески имеют достаточно большую поровую проницаемость, а глины обладают большой механической прочностью, достаточной, по-видимому, для сохранения в них открытых трещин (Голдырев, 1982). Проведенные измерения теплопроводности донных осадков многоканальным зондом в их естественном залегании показали, что на нижних измерительных базах во многих случаях теплопроводность ниже, чем на верхних. Это можно объяснить, в частности, большей проницаемостью и влажностью осадков нижнего слоя по сравнению с верхним, что подтверждает литологические выводы.

Таким образом, рассмотренные "вторичные ячейки" гидротермальной конвекции обуславливают наблюдаемые вариации геотермических градиентов на станциях. Это основной фактор, искажающий фоновый тепловой поток. Качественная и количественная оценки влияния искажений теплового потока за счет рельефа и контрастной теплопроводности показывают, что величина этих искажений пренебрежимо мала по сравнению с влиянием циркуляции подземных вод.

Появление гидротерм в земной коре континентального рифта Байкала в последнее время объясняют близостью к поверхности магматического очага, связанного с дайкой, внедрившейся в кору $4-5 \text{ млн лет}$ назад. По-видимому, эта дайка имеет ограниченные размеры и ее верхняя кромка находится относительно близко к поверхности, так как в противном случае аномалия имела бы значительно большее простираие по латерали.

Сходное распределение теплового поля наблюдается и в Хубсугульской впадине. В Прихубсугулье высокие тепловые потоки приурочены к оси оз.Хубсугул (более 90 мВт/м^2). При удалении от оси к западу и востоку на 15 км тепловой поток падает до $55-60 \text{ мВт/м}^2$, т.е. градиент убывания теплового потока по латерали составляет $2 \text{ мВт/м}^2 \cdot \text{км}$, что говорит о локальности аномальной зоны, подобно тому, как это отмечалось для Северо-Байкальской впадины.

Континентальный рифтогенез в Прихубсугулье начался в плиоцене и продолжается до настоящего времени, судя по возрасту щелочных базальтов, изливавшихся на восточном берегу оз.Хубсугул. Байкальско-Хубсугульская рифтовая зона имеет периклинальное погружение в районе излучины р.Эгийн-Гол и не прослеживается в геотермическом поле южнее Болнайского шва. Однако в Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тарят, Дзара-Толгой, а также обширные поля базальтоидов. Значительный объем кайнозойских базальтов приурочен к широтной зоне Северо-Хангайских разломов, игравших важную роль в размещении магматических образований более ранних этапов развития Монголии. Кайнозойский рифтогенез вызвал активизацию этих зон на значительные расстояния в стороны от главной вулканической области. Северо-Хангайскую зону разломов можно ассоциировать с современными поперечными,

или трансформными разломами океана. В этом случае отрезок этой зоны между 100° и 102° в.д. является активной частью трансформного разлома, лежащего между осями рифта. На севере Хубсугульская геотермическая аномалия сочленяется с узкой полосой повышенного теплового потока Тункинской и Байкальской впадин.

Возникновение в кайнозое рифтовых структур на древней континентальной коре объясняется с позиции тектоники плит коллизией Индостанской и Евразийской плит (Molnar, Tarronier, 1975). Основные формы рельефа Центральной Азии: протяженные субширотные хребты Тянь-Шань, Нань-Шань и Лунг-Меншань образовались в зонах мощных сдвиговых и надвиговых деформаций, сокращения площади и утолщения коры. Одновременно происходило образование нормальных сбросов с расширением коры, таких как система рифтовых впадин Байкальской зоны или грабены Шаньси. Образование ортогональных узких поясов расширения, как правило, сопровождает коллизию плит. Это можно проследить на примере Рейнского грабена относительно Альп или грабенов Раф-Крик-Кентукки относительно Южных Аппалач.

По характеру теплового поля области континентального кайнозойского рифтогенеза сходны с *областями альпийской складчатости*, в которых образование континентальной коры завершилось к середине неогена, а тектоно-магматическая активность продолжается и в настоящее время. Области альпийской складчатости в геотермическом отношении изучены неравномерно. Например, Карпаты, Альпы, Кавказ, Крым, Копет-Даг охарактеризованы довольно полно, в то время как Иранское нагорье, Анатолия, Балканы, Динариды, Памир недостаточно изучены. Как уже отмечалось, степень геотермической изученности зависит от количества разведочных скважин на той или иной территории, что, в свою очередь, обуславливается экономическим потенциалом стран. Поэтому тектонические области, относящиеся к развитым странам, характеризуются лучшей геолого-геофизической изученностью.

По традиции мы рассмотрим геотермическое поле только некоторых регионов альпийской складчатости.

Неоднородность глубинного строения и тектонической истории Кавказа отражается в его тепловом потоке. Он изменяется от 13 до 100 мВт/м^2 . Наибольшие величины потока характеризуют центральные приподнятые части складчатых систем, а наименьшие – области прогибания и интенсивного осадконакопления. Зоны максимальных потоков приурочены к структурам транскавказского направления: Ставропольскому поднятию, Минераловодскому выступу, Аджаро-Триалетии, Армянской глыбе. В этих районах средний тепловой поток составляет $80 - 85 \text{ мВт/м}^2$. Прилегающая с севера к Кавказскому региону платформенная область, Грузинская глыба и некоторые другие стабильные участки характеризуются средними значениями теплового потока ($42 - 60 \text{ мВт/м}^2$), а районы прогибания и мощного четвертичного осадконакопления (Нижне-Курильская низменность, Кахетия, Колхида) – наименьшими. Велика при этом роль тектонического фактора. Так, в Индоло-Кубанском прогибе не встречены низкие значения теплового потока из-за влияния складчатой системы Большого Кавказа и Ставропольского поднятия, а средние значения в центре Терско-Каспийской впадины обусловлены Терско-Сунженским поднятием. В Армении высокие значения отмечаются в области развития гранитоидов с повышенным содержанием радиоактивных элементов и с активной верхней мантией, вызывающей новейшую тектоно-магматическую перестройку.

Тектонические структуры Кавказа обладают большой тектонической неоднородностью, что обуславливает также неоднородность теплового поля. Из-за этого на границах тектонических зон длительное время существуют полосы резких горизонтальных температурных градиентов. Они создают термоупругие напряжения, которые обуславливают живучесть глубинных разломов кавказского и транскавказского простираний.

Карпатский регион хорошо изучен в геотермическом отношении усилиями ученых Украины, Чехии, Венгрии и Польши. Геотермическое поле отражает тектонические

особенности строения Карпат, в которых выделяют несколько крупных тектонических подразделений: Предкарпатский передовой прогиб, Внешние (Флишевые) и Внутренние Карпаты и внутрикарпатские впадины.

Тепловое поле в Предкарпатском прогибе неоднородно. Величины тепловых потоков составляют $29 - 70 \text{ мВт/м}^2$, но на большей части территории прогиба преобладают потоки $38 - 46 \text{ мВт/м}^2$ при среднем значении 45 мВт/м^2 . Характерной особенностью строения внутренней зоны прогиба является наличие надвигов значительной амплитуды, образовавшихся в конце миоцена ($12 - 15$ млн лет назад). Это определяет изменчивость распределения тепловых потоков с глубиной. В автохтонном блоке тепловые потоки составляют $50 - 55 \text{ мВт/м}^2$, в то время как в аллохтонном – $33 - 40 \text{ мВт/м}^2$.

Складчатые Карпаты - это наиболее слабо изученная зона региона. Измерения тепловых потоков выполнены в Скибовой зоне Восточных Карпат и в нескольких скважинах Западных Карпат. В Скибовой зоне тепловые потоки постепенно увеличиваются от края этой зоны к центру, от 50 (в Береговой Скибе) до 70 мВт/м^2 (в Оровской Скибе). На границе с Закарпатским прогибом потоки достигают значений $70-75 \text{ мВт/м}^2$. Во Внутренних Карпатах тепловой поток определен в Малой Венгерской впадине, в Восточно-Словацком и Закарпатском прогибах, где он составляет $55 - 100 \text{ мВт/м}^2$. В наложенных впадинах Южных Карпат тепловой поток несколько понижен из-за влияния процесса седиментации и структурного фактора. Он составляет $45 - 65 \text{ мВт/м}^2$. Таким образом, в Складчатых Карпатах более высокие значения теплового потока приурочены к внутренним зонам, в которых проявляется интенсивная магматическая деятельность, а низкие - к внешним зонам - от Южных Карпат до Чешского кристаллического массива.

В Закарпатском прогибе тепловые потоки изменяются от 80 до 115 мВт/м^2 . Пониженные значения получены в Солотвинской впадине ($80 - 85 \text{ мВт/м}^2$), более высокие ($80 - 100 \text{ мВт/м}^2$) – в Мукачевской и самые высокие ($100 - 115 \text{ мВт/м}^2$) – в Восточно-Словацкой впадине. Две последние впадины характеризуются наличием взбросов, вулканизмом, отложением молодых вулканогенно-осадочных толщ и по своему строению и истории развития близки к Паннонской впадине. Паннонская впадина окружена горными сооружениями Динарид, Восточных и Западных Карпат. Она заполнена толщей неогеновых моласс, мощность которых достигает $5 - 6$ км. Наиболее значительным этапом развития впадины является период неогенового вулканизма, представленного продуктами среднего и кислого состава. Активизация вулканизма совпадала с периодом усиления тектонической деятельности. Вулканические очаги приурочены к нарушениям фундамента и особенно к краевым глубинным разломам. В Паннонской впадине зафиксирована очень тонкая земная кора, мощностью не более 30 км. Во впадине зафиксированы очень высокие тепловые потоки. Среднее значение составляет 102 мВт/м^2 . Относительно пониженные потоки приурочены к Задунайскому среднегорью ($80 - 100 \text{ мВт/м}^2$) и к Венскому бассейну ($50 - 60 \text{ мВт/м}^2$). Наиболее высокие потоки совпадают с участками максимальной вулканической активности.

Таким образом, тепловое поле Карпат отличается значительным разнообразием. Геотермическое поле коррелирует с особенностями тектонического строения, в нем можно выделить две крупные зоны: Внутренние Карпаты и прилегающие части межгорных депрессий со средним тепловым потоком 82 мВт/м^2 , Предкарпатский прогиб и прилегающие древние массивы со средним потоком 50 мВт/м^2 .

Характеризуя в целом тепловое поле альпийских геосинклиналей, мы видим, что оно сильно дифференцировано, но тепловой поток заметно выше в эвгеосинклинальных зонах с проявлениями вулканизма, чем в миогеосинклинальных, где вулканизм отсутствует.

Тепловой поток, отражая время последней стадии тектоно-магматической активизации, повышается в областях, затронутых вторичными циклами тектонической активности. Он уже не коррелирует с возрастом континентальной коры, более древней по

сравнению с возрастом новейших процессов. *Области тектоно-магматической активизации* характеризуются современными проявлениями вулканизма, повышенной сейсмичностью, большими градиентами неотектонических движений, т.е. всеми признаками современных геосинклиналей. Одним из признаков проявлений новейшей активизации является повышение геотермальной активности. В таких областях появляются многочисленные гидротермальные проявления с высокотемпературными источниками минеральных вод и повышается кондуктивный тепловой поток.

Области мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации обрамляют палеозойские складчатые пояса Северной Евразии. К ним относятся горные сооружения Тянь-Шаня, Северного Памира, Алтае-Саянская зона, Хангай и Хэнтэй в Монголии и др.

Рассмотрим геотермический режим Тянь-Шаня, обрамляющего Центрально-Казахстанскую область с юга и эволюционно развивавшегося как по сценарию мозаичных зон (Северный Тянь-Шань), так и по сценарию линейных зон (Южный Тянь-Шань).

Тепловое поле Тянь-Шаня в течение последних двадцати лет довольно интенсивно изучалось научными и производственными организациями, что позволило обобщить результаты геотермических измерений в 97 скважинах на территории Кыргызстана и прилегающих районов Узбекистана, Казахстана и Таджикистана и 33 измерений в дне оз.Иссык-Куль. Геотермические градиенты и значения теплового потока по скважинам определялись для одной общей глубины 1 км от дневной поверхности, в большинстве случаев с осреднением на интервале 0,5 – 1,5 км (Ю.Г.Шварцман). Эти значения свободны от различного рода суточных, сезонных и других короткопериодных колебаний. Кроме того, выбор такого интервала позволяет использовать наибольшее количество имеющихся измерений.

На территории региона имеющаяся информация распределена неравномерно. Наибольшая плотность наблюдений осуществлена в пределах Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской и Ферганской впадин. В горных районах Тянь-Шаня имеются редкие, часто единичные наблюдения. В целом густота точек измерений позволяет строить схематические карты масштаба не крупнее 1:2,5 млн., если ориентироваться на существующие кондиции для гравиметрических и магнитометрических съемок.

При определении плотности теплового потока по измеренным геотермическим градиентам использовались данные о средней теплопроводности горных пород, определенной по образцам керна изученных буровых скважин. В полученные значения плотности теплового потока вводились различные поправки. Для скважин, расположенных во впадинах, заполненных рыхлыми отложениями мощностью менее 1 км, поправки к теплопроводности на влияние температуры и топографическая поправка из-за их малой величины не вводились.

Для скважин во впадинах с мощностью осадков более 1 км учитывалось влияние длительного осадконакопления, оцененное поправкой +8%. Поправка к теплопроводности на давление, связанная с большими глубинами скважин, в этом случае компенсируется убыванием теплопроводности при росте температуры в скважинах. Для точек, расположенных на вершинах одиночных горных цепей, вводилась топографическая поправка +13%. Данные по замерам на горных хребтах исправлялись на 14,4% за топографию и на +11% за влияние прошлых оледенений. Общая относительная погрешность определения теплового потока оценивается в 20%.

Средние значения градиентов на глубине около 1 км составляют 25 мК/м, а диапазон их изменений – 7 – 40 мК/м. Средние значения теплового потока равны 55 мВт/м² при диапазоне 16 – 134 мВт/м². В целом величины градиентов и потока возрастают с юга на север. В Срединном и Южном Тянь-Шане отмечены в основном градиенты 20 – 25 мК/м и только в Чаткало-Кураминском секторе – до 30 мК/м и более.

Северный Тянь-Шань характеризуется самыми высокими градиентами. Изолинии градиентов имеют выраженные северо-восточные простирания в Западном Тянь-Шане и северо-западные – в Восточном. В широтном направлении выделены чередующиеся

аномальные зоны северо-западного простирания: Пржевальская – пониженных и Восточно-Киргизская – повышенных геотермических градиентов и теплового потока. В пределах зон выделены аномалии второго порядка.

В Восточном Тянь-Шане установлены Чуйско-Нарынская и Пржевальская зоны, где градиенты понижены от 20 до 12 и 7 мК/м соответственно. В первой из этих зон Южно-Чуйская (Сосновская) аномалия северо-западного простирания имеет линейную форму и приурочена к Предкиргизскому предгорному прогибу, Джумгал-Нарынская аномалия изучена недостаточно. Пржевальская зона не оконтурена на востоке и юго-востоке. Изученная ее часть имеет субширотное простирание на западе, изменяющееся на северо-западное – к югу и востоку. Она охватывает восточную часть Предтерекского предгорного прогиба (Шалбинская аномалия) и восточные части Терекского, Сарыджазского и Кокшаальского хребтов.

В пределах Восточно-Киргизской зоны повышенных геотермических градиентов изучены линейные: Северо-Чуйская аномалия западно-северо-западного и Барскаунская северо-северо-западного простираний. Последняя имеет Центрально-Иссык-Кульский и собственно Барскаунский максимум с градиентами, превышающими 35 мК/м.

В Западно-Киргизской зоне Таласо-Чаткальская аномалия характеризуется геотермическими градиентами до 35 – 44 мК/м, а их максимальные значения в пределах Восточно-Ферганской аномалии достигают 29 мК/м. Южно-Ферганская аномалия пониженных менее 20 мК/м градиентов охватывает южную часть Ферганской впадины и северные предгорья Туркестанского и Алайского хребтов. Она только намечена в северной своей части из-за недостаточного количества измерений.

Максимальные значения теплового потока достигают 134 мВт/м² в Восточно-Киргизской зоне и до 108 мВт/м² – в Западно-Киргизской, минимальные – 16 мВт/м² – в Пржевальской и 23 мВт/м² – Чуйско-Нарынской. Площади с повышенным, более 60 мВт/м², потоком занимают около 60% всей территории Кыргызстана, с пониженным, менее 40 мВт/м², – не более 20%. Аномальные зоны охватывают разнородные по геологическому строению структуры Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня, что свидетельствует об отражении ими современного процесса активизации в недрах, связанного с преобладающим разогревом и развитием глубинных структур анти Тяньшаньских северо-западных простираний.

В пределах аномальных зон выделяются аномалии второго порядка, отражающие неоднородности теплового поля изученных территорий. В Восточно-Киргизской – это Северо-Чуйская, Кунгейская и Барскаунская аномалии повышенного потока. Кроме Кунгейской, имеющей простирание, близкое к субширотному, остальные вытянуты в северо-западном направлении. В пределах акватории оз. Иссык-Куль выделены небольшие по площади Западно- и Южно-Иссык-Кульские аномалии потока, пониженного до 20 – 30 мВт/м², имеющие северо-восточное простирание. Вторая из них делит Барскаунскую аномалию на Центрально-Иссык-Кульскую и собственно Барскаунскую части.

В Западно-Киргизской зоне установлены две крупные аномалии повышенного теплового потока: Чаткало-Кураминская и Фергано-Алайская северо-восточного простирания, разделенные аномалией пониженного до 32 мВт/м² потока в центральной и юго-западной частях Ферганской впадины. Простирание Южно-Чуйской аномалии Чуйско-Нарынской зоны пониженного теплового потока северо-западное.

В верхней части консолидированной земной коры (в гранитно-метаморфическом слое) значения геотермических градиентов меняются в пределах 12 – 55 мК/м, а средние равны 28 мК/м по данным 45 определений. При этом средние значения в Северном Тянь-Шане около 30 мК/м (n = 29), а в Среднем и Южном Тянь-Шане – 25 мК/м (n=16). Этот факт можно, по-видимому, объяснить преобладающим развитием гранитоидов (основных источников радиогенного тепла) на севере и обедненностью ими толщ, относимых по физическим свойствам к гранитно-метаморфическому слою, на юге. Средняя плотность

теплового потока по данным 19 скважин в верхней части консолидированной коры составляет 77 мВт/м^2 .

Высокими геотермическими градиентами ($30 - 40 \text{ мК/м}$ и более) характеризуются Таласо-Чаткало-Кураминская и Восточно-Киргизская аномальные зоны. Первая из них имеет северо-восточное простирание, оконтурена только на юге и востоке и раскрывается к северу и северо-западу, к Туранской платформе. Вторая северо-северо-западного простирания, изменяющегося к северу на северо-западное, не оконтурена только в самой южной своей части. Севернее ее, в Казахстанской складчатой области, установлены пониженные геотермические градиенты. Простирание Таласо-Чаткало-Кураминской зоны совпадает с простиранием Кураминского и Чаткальского поднятий Срединного и поперечно структурам Северного Тянь-Шаня. Простирание Восточно-Киргизской зоны совпадает на севере с простиранием Кендыктасского и Кунгейского поднятий и Восточно-Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня, а в средней и южной ее частях поперечно структурам Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Низкими, до $20 - 25 \text{ мК/м}$ и менее, градиентами характеризуется Фергано-Нарынская аномальная зона северо-восточного простирания. Она охватывает центральную часть юга Северного Тянь-Шаня, центральную часть Срединного и большую часть Южного Тянь-Шаня. Средние значения градиентов, $27 - 31 \text{ мК/м}$, установлены в западной части Нарынской впадины. Простирание зоны совпадает с простиранием основных структур Срединного и Южного Тянь-Шаня. Южная граница ее в Алае не установлена. В целом отмечается увеличение геотермических градиентов в верхней части консолидированной коры с юга на север и с запада на восток. Зоны аномально высоких градиентов расположены по западной, северной и северо-восточной окраинам Тянь-Шаньского орогена в областях, пограничных с Туранской и Казахстанской областями. Южная граница орогена характеризуется низкими геотермическими градиентами.

Во впадинах Северного Тянь-Шаня, где средние значения градиентов в осадочном слое около 24 мК/м , в разрезе преобладают осадки кайнозоя, начиная с верхнего палеогена, оказывающие экранирующее влияние на глубинный тепловой поток. Для этих районов характерно приращение градиента в верхнепалеозойских и нижележащих породах, достигающее 11 мК/м . В восточной части Ферганской впадины, где разрез мезозойско-кайнозойских осадков более полный, отмечено уменьшение градиента с глубиной в палеозойских породах, достигающее 10 мК/м . При этом средние значения градиентов в более молодых породах повышены до 28 мК/м , тепловых потоков – до 60 мВт/м^2 . В Нарынской впадине Срединного Тянь-Шаня экранирующее влияние кайнозойских осадков незначительно, хотя отмечено увеличение геотермических градиентов в палеозое по всем четырем изученным глубоким скважинам. Средние значения градиентов на глубине 1 км равны 22 мК/м по пяти скважинам и в фундаменте впадины – 25 мК/м по четырем скважинам.

Сопоставление закономерностей распределения плотности теплового потока с данными о строении земной коры Тянь-Шаня показывает, что плотность теплового потока не зависит от общей мощности коры. Поток повышен как в северной части Восточно-Чуйской впадины и Кураминском хребте, где мощность коры сокращена до $40 - 45 \text{ км}$, так и в центральной части Иссык-Кульской впадины и Терской хребта, где мощность коры достигает 60 км . Понижение потока установлено в центральных частях Нарынской впадины, где мощность коры не превышает 45 км , и Ферганской впадины, где она достигает 55 км .

Тепловой поток наибольший там, где по данным гравиметрии предполагаются максимальные мощности верхней части консолидированной коры до $30-40 \text{ км}$ при незначительном развитии осадочного слоя (Таласо-Чаткало-Кураминская и Восточно-Киргизская аномальные зоны), т.е. там, где наиболее распространены лейкократовые породы. Для зон пониженного потока такой закономерности не устанавливается. Очевидно, что на формирование зон пониженного теплового потока значительное влияние

оказывает развитие мощного осадочного слоя межгорных впадин и предгорных прогибов. Сопоставление карты сейсмического районирования Кыргызстана в масштабе 1:2,5 млн. с равномасштабной картой теплового потока, приведенного к глубине 1 км от поверхности, показывает соответствие в основном зон повышенного потока и интенсивности землетрясений, и наоборот. В целом хорошо видно чередование в широтном направлении территорий сравнительно пониженной (7 – 8 баллов) и повышенной (8 – 9 баллов) интенсивности землетрясений северо-западных простираний, характеризующихся аномалиями теплового потока того же простирания с плотностью потока 30 – 40 мВт/м² и 60 – 90 мВт/м² соответственно. Для слабо изученных юго-восточных районов Тянь-Шаня и отдельных сейсмоактивных участков такая закономерность не устанавливается.

Зоны возникновения очагов сильных землетрясений, которые ассоциируются с растяжением со сдвигом, характеризуются повышенным до 60-100 мВт/м² тепловым потоком. Это Фергано-Атойнонская и Восточно-Нарынская зоны, Кунгейская часть Северо-Тянь-Шаньской, Ошский район Южно-Ферганской, западная и центральная части Южно-Иссык-Кульской зон. Чуйский участок Северо-Тянь-Шаньской и восточная часть Южно-Иссык-Кульской зон характеризуются условиями сжатия и пониженным до 30-50 мВт/м² тепловым потоком. Таким образом, зоны возникновения сильных землетрясений и их участки могут характеризоваться повышенными тепловыми потоками, если сейсмическая активность их определяется условиями растяжения, и пониженными потоками в условиях сжатия.

Многие исследователи отмечают связь зон повышенного теплового потока с новейшими или активизированными глубинными разломами (Кутас и др., 1982; Таль-Вирский, 1982; Юдахин, 1983; Шварцман, 1984; Поляк и др., 1991). Некоторые авторы (Майер и др., 1982; Шварцман, 1984б; Смирнов, 1984; Поляк и др. 1984) подчеркивают, что повышенные значения теплового потока, как правило, наблюдаются по зонам глубинных разломов, связанных с растяжением в новейшее время. Бесспорно, что в условиях растяжения мощные зоны дробления, связанные с глубинными разломами, обеспечивают наиболее эффективный конвективный тепломассоперенос из нижних частей земной коры и верхней мантии к поверхности. Очевидно, что они являются лишь каналами, по которым идет тепломассоперенос, а не генераторами тепла. В этом смысле можно высказать обратное соображение, что глубинные разломы обязаны своим существованием зонам высокого теплового потока, во всяком случае, в условиях растяжения.

В целом, полученные данные показывают, что по северной окраине Тянь-Шаньского орогена на границе его с Таримской и Казахстанской областями существует дугообразная, выпуклая к северу зона высоких тепловых потоков, обязанная своим происхождением подъему мантийных астенолитов, тепломассоперенос в пределах которой осуществляется преимущественно путем конвекции в верхней мантии и по зонам глубинных разломов в земной коре.

В Южном Тянь-Шане, подверженном коллизии нескольких микроплит за счет движения "Индостанского клина" к северу (Molnar, Tapponier, 1975), происходит образование шарьяжно-надвиговых структур, экранирующих глубинный тепловой поток. В этом, по-видимому, может быть причина его понижения в Южном Тянь-Шане.

Мы проанализировали региональную геотермическую характеристику разновозрастных тектонических зон: от докембрийских до альпийских и активизированных в кайнозое. Основные выводы этого анализа сводятся к следующему:

- однородный генетический ряд тектонических структур характеризуется одинаковой величиной теплового потока, которая с количественной стороны отражает их современное энергетическое состояние;
- в областях докембрийской складчатости не установлено существенных различий величин теплового потока; в фанерозойских складчатых областях мозаичного типа тепловой поток закономерно увеличивается от древних структур к молодым, причем, помимо возраста коры, необходимо учитывать и возраст последующей тектоно-

магматической активизации структур; в линейных фанерозойских поясах тренд зависимости тепловой поток - тектонический возраст нарушается;

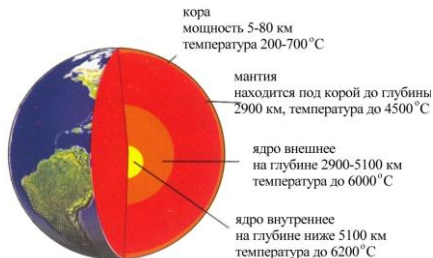
– возраст последнего тектоно-магматического цикла и возраст континентальной коры являются основными критериями для анализа континентальных геотермических данных;

– в тектонически активных поясах установлена резкая дифференциация теплового потока: низкие значения наблюдаются в краевых прогибах, межгорных и неотектонических впадинах, а высокие - в неотектонических складчатых сооружениях, в эвгеосинклинальных зонах и в современных рифтогенных структурах.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Тепловое поле древних платформ. Дайте региональную характеристику теплового потока какой-либо из геотермически изученных платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Канадская и т.д.).
2. Каковы особенности теплового потока в областях солянокупольной тектоники ?
3. Генерация тепла при радиоактивном распаде. Каковы основные теплогенерирующие элементы ? Каковы модели распределения радиоактивных элементов в земной коре ? Как рассчитывается величина радиотеплогенерации в земной коре ? Что такое "мантийный тепловой поток"?
4. Рассчитайте величину мантийного теплового потока для участка земной коры мощностью 40 км, относящегося к Восточно-Европейской платформе, если известно, что измеренный тепловой поток составляет 50 мВт/м^2 , земная кора состоит из трех слоев: осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового с мощностями соответственно 4, 16 и 20 км (значения удельной теплогенерации для слоев примите те же, что указаны выше; удельную теплогенерацию осадочного слоя считайте равной $1,0 \text{ мкВт/м}^3$)?

ЛЕКЦИЯ 9. ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ, СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ УСТАНОВКИ



В этой лекции мы рассмотрим: *вопросы, связанные с понятием о геотермальной энергии, состоянием проблемы в целом, с практическим использованием подземного тепла, с существующей ситуацией по этому вопросу в Беларуси и кратко – в мире, с методами изучения и оценки ресурсов геотермальной*

энергии, кратко остановимся на нескольких геотермальных установках как по прямому использованию природного тепла для отопления, горячего водоснабжения, так и для выработки электрической энергии, попутно затронем и другие вопросы.

Краткий очерк по использованию высокоэнтальпийной геотермальной энергии

Геотермальная энергия - это внутренняя энергия Земли, содержащаяся в горных породах и подземных флюидах. Тепло Земли является частично первичным теплом, а частично образовавшимся в результате распада радиоактивных элементов, прежде всего долгоживущих урана, тория, калия. Температура земных недр повсеместно увеличивается с глубиной, достигая во внутреннем ядре по различным оценкам до 6000 °C. С практической точки зрения обычно

рассматривают тепло горных пород до глубин 6 км (массово освоенных глубоким бурением), либо до глубины 10 км, которая уже достигнута одиночными скважинами в ходе сверхглубокого бурения. Оценено, что количество тепла, содержащегося в недрах земного шара до глубины 10 км, превышает в 50 000 раз энергию, содержащуюся во всех взятых вместе запасах месторождений газа и нефти мира.



Рисунок – Бурение скважины для добычи подземного пара.

Другими словами, геотермальная энергия имеется в любом месте планеты. Температура земных недр возрастает с глубиной. Однако геотермический градиент (температура этого роста температуры) различен в пределах разных блоков земной коры. Во многих странах мира (Аргентина - Ньюквин, Восточная Африка - Naivasha, Исландия - Nesjavellir, Namafjal, Krafla и США - Geysers с температурой пара до 400 °C на глубине всего несколько сотен метров и установленной мощностью до 400 МВт для месторождений Reykjanes, Isafjordur и др.; Италия - Larderello и Monte Amiata; Мексика - Мексикали; Новая Зеландия - Wairakei, Broadlands, Kawerau; США - Salton Sea, Долина Гейзеров; Филиппины; Турция - Кизилдере; Япония - Хатчобару, Гваделупа - станция Буйонт, и др.) на базе геотермальной энергии работают в течение ряда лет электростанции.

СПРАВКА: Первая выработка электроэнергии за счет использования подземного пара была выполнена в Европе в 1904 г. в населенном пункте **Larderello** в Италии. В 1904 г. выходящий из недр пар использовали чтобы приводить в действие паровую машину, которая вырабатывала электроэнергию, достаточную для работы пяти электрических

лампочек. Это был первый пример выработки «геотермальной электроэнергии», а первая промышленная установка была запущена в **Larderello** в 1913 г.



Рисунок – Геотермальное месторождение (Площадь) Larderello, Италия.

Например, геотермальная станция Буйонт недалеко от вулкана Supfier использует подземное тепло, связанное с его деятельностью. Маленькая островная страна Карибского бассейна – Гваделупа подает отличный пример комплексного использования возобновляемых источников энергии. Здесь всего используется 33.8 МВт установленной мощности, из них 20 МВт – возобновляемые источники (энергия воды – 7.5 МВт, ветра – 8 МВт, геотермальная энергия – 4.5 МВт). Наибольший прирост в ближайшее время ожидается как раз за счет геотермальной энергии (более чем в 2 раза). Пробурена скважина глубиной 320 метров с температурой до 300 °С и расходом до 150 тонн пароводяной смеси в час. Для выработки электроэнергии используется турбина высокого давления, а после сепаратора – низкого давления. Сброс отработанных вод происходит в море. Здесь производится 5.3 МВт электрической мощности – это 70% потребности Гваделупы.



Рисунок – Геотермальная электростанция на Филиппинах.

Только одна Паужетская электростанция мощностью 11 МВт, вырабатывающая более 20 миллионов киловатт-часов электроэнергии, функционирует в течение ряда лет в России на Камчатке. Там же на Мутновском месторождении парогидротерм с температурой флюида 250-310 °С построена геотермальная электростанцию 40 МВт (Tarakanov, 1998). Пароводяная смесь с температурой до 250-270 °С выявлена на сравнительно небольшой глубине около 950 метров. В настоящее время пробурен ряд скважин для добычи подземного тепла и проводятся их испытания (Kiryukhin et al., 1998). Другими примерами могут служить использование подземного тепла на Паужетском геотермальном месторождении для выработки электроэнергии и на острове Кунашир (Горячий пляж) для лечебных целей.



Общий вид Мутновской ГеоЭС-1.



А.Б. Чубань, Председатель Правления РАО «ЕЭС России», О.А. Новиков, научный руководитель проекта, В.В. Грибков, и.о. губернатора Камчатки, на торжественном открытии Мутновской ГеоЭС-1.

Рисунок – Открытие Мутновской геотермальной электростанции

Однако парогидротермы, либо гидротермы не имеют повсеместного распространения. Они встречены, главным образом, в районах с молодой тектонической активизацией. Для Европы – это, прежде всего, Средиземноморские страны, а также страны, расположенные в пределах так называемого Альпийско-Карпатско-Гималайского пояса геологической складчатости, Парижского осадочного бассейна, Рейнского грабена, отдельные районы Скандинавии. На других континентах таковым являются Восточно-Африканский складчатый пояс, Анды и Кордильеры, а также Срединно-океанические хребты и обширное циркум-Тихоокеанское обрамление. Как правило, это районы современной тектонической активности, повышенной сейсмичности и вулканической деятельности. Известные парогидротермы (высокоэнтальпийные источники) относятся к районам современной тектоно-термальной активизации, где земная кора имеет повышенную проницаемость, что способствует в дополнение к кондуктивному возникновению также и конвективного выноса глубинного тепла к земной поверхности.

Практическое освоение геотермальных источников ведется с давних пор. Главным образом, это гидротермы с изливом теплых и горячих вод на земную поверхность. С древнейших времен термальная вода использовалась для лечения людей и принятия теплых ванн, однако по мере развития техники и технологии термальные флюиды (а позже и тепло сухих горячих пород) начали применять для производства электроэнергии.

С 1950 по 2000 год наблюдается значительный рост использования геотермальной энергии при общем среднем росте в 7.7% в год для производства электроэнергии и 4.9% в год для прямого использования, за исключением бальнеологического использования (Cataldi, 2000). В последний пятилетний период прирост установленной тепловой мощности заметно увеличился (в среднем около 12.2% в год) благодаря применению тепловых насосов в ряде стран мира с общей мощностью порядка 6949 МВт, что дает более 50% установленной тепловой мощности в настоящее время (Lund, Freeston, 2000, Tab. 2)



Рисунок – Геотермальная электростанция Nesjavellir в Исландии.

В городе Кизилдере, Турция, вырабатывается электроэнергия на базе геотермального тепла, установленная электрическая мощность составляет 20.4 МВт. До 2010 года намечалось использовать 500 МВт электрической мощности и 3500 МВт тепловой мощности для отопления. Сейчас бурением подтвержден геотермальный потенциал 2628 МВт (Mertoglu, 2000).

Углеводороды (природный газ, мазут и другие нефтепродукты), а также каменный уголь являются основными видами топлива при выработке тепловой энергии на теплоэлектростанциях, на электростанциях и котельных городов и других населенных пунктов, а также расположенных в них промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Около 8 миллиардов тонн условного топлива используется в мире в настоящее время для производства энергии (Ney, 2000). На сегодня возобновляемые источники занимают только 5% в энергетическом балансе Европейского экономического сообщества (ЕЭС), ожидается, что их роль возрастет до 10-12% в ближайшие годы.

Преимущества геотермальной энергии перед другими видами энергии:

значительные ресурсы, чистая энергия, возможность использования старых скважин, затраты только на реконструкцию скважин, после завершения эксплуатации могут быть использованы эксплуатационные скважины нефтяных и газовых месторождений, можно

использовать теплые воды, добываемые из старых шахт, а также откачиваемые из скважин при водопонижении, возможность каскадного использования геотермальных вод.

Краткие сведения о сферах применении геотермальной энергии

Как отмечалось, только в отдельных районах мира выявлены запасы высокоэнтальпийной пароводяной смеси, пригодной для выработки электроэнергии, занимающих небольшую территорию на планете. Диапазон же температур геотермального резервуара, пригодного для прямого использования геотермальной энергии, значительно шире и может быть от 25-30 (иногда – от 7 °C) до 300 °C. Во всяком случае, воды с температурой 35 °C уже можно рассматривать как вполне пригодные для извлечения геотермальной энергии. Это означает, что намного большее количество районов мира, а не только районы современной тектоно-термальной активизации, представляют практический интерес для использования подземного тепла. Это тем более важно, что в большинстве промышленно развитых стран большая часть потребности в тепловой энергии обеспечивается за счет использования теплоносителя с низкой температурой, например для горячего водоснабжения, даже если она производится за счет сжигания высококалорийных углеводородов в котельных. В течение последних 50 лет ее начали использовать ряд стран для отопления, в санаторно-курортном деле и для других применений.

Подземное тепло сейчас находит и иные применения, например, производство жидкого CO₂ и сухого льда, обогрев полов зданий, отопление религиозных сооружений, создание обогреваемых плавательных бассейнов, например в Турции (Mertoglu, 2000), сушка древесины, зерна, кофе, мытья белья и шерсти, растапливание снега и льда зимой на участках городских дорог, а также многочисленных иных, иногда редких применений (например, искусственное выращивание теплолюбивых рыб, разведение крокодилов), тем более что затраты по созданию геотермальных систем окупаются обычно через 5-10 лет.

В настоящее время подземное тепло коммерчески используется для всех видов сушки и мытья органических и неорганических материалов, выпаривания в химической промышленности, приготовления пищи, разведения животных, водоплавающей птицы, ускорения роста рыбы, отопление жилых домов, зданий и сооружений, теплиц, подогрева почвы, создания терапевтических ванн, кондиционирования воздуха, выращивания овощей и цветов зимой, и других целей, в том числе и промышленных.

Исландия удовлетворяет большинство потребностей в энергии (за исключением автомобилей, самолетов и кораблей) за счет широкого использования подземного тепла и гидроэнергии. Она является самой чистой страной Европы, поскольку использует лишь незначительно нефтепродукты, сжигание которых приводит к загрязнению окружающей среды. Здесь это происходит, главным образом, только за счет выхлопных газов от автотранспорта, которые, как известно, приводят к появлению кислотных дождей.



Рисунок – Установленная мощность геотермальных электростанций мира, МВт.

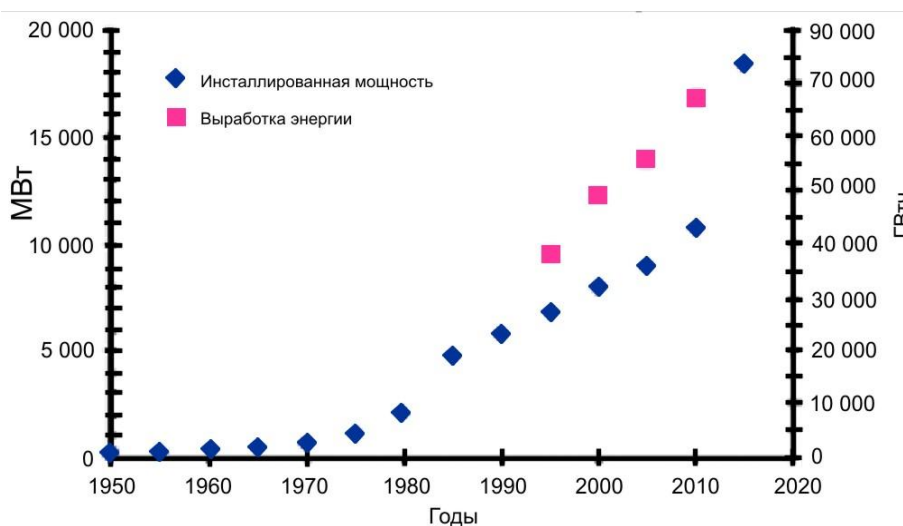


Рисунок – Выработка электроэнергии геотермальными электростанциями и мира.

Одновременно во многих странах термальные воды используются в лечебных целях ванны, плавательные бассейны, например, Карловы Вары в Чехии, курорты в южной

части Германии, курорты города Беппу в префектуре Кюсю, Япония, бассейны и бани в районе города Будапешта, многие курорты Средиземноморского побережья - Италия, Греция, Турция, Франция, Испания, отдельные курорты Украины (Закарпатье) и Кавказа и многие другие.

Показано, что за счет геотермальной энергии возможно не только производство электроэнергии и выработки тепла, но и, например, получение пресной воды до 3 дм³/мин (3 л/мин) или до 4.5 м³ воды в сутки в засушливых районах круглогодично, в частности из морской воды путем выпаривания с помощью применения геотермальной воды с температурой самоизлива, например до 71 °С, и дебитом до 150 м³/сутки и расходом энергии 104 кДж/дм³ в районе Hammam Faraun, который находится на восточном побережье Суэцкого залива (Pawlikowski i in., 2000). При необходимости выработку питьевой воды можно довести до 1500-2000 л/час.

Таблица – Сводка использования геотермальной электроэнергии по регионам в 2010 г.

Выработка электроэнергии			
Регион	% МВт	% ГВт-час/год	Количество стран
Азия	34,9	35,1	6
Америки	42,6	39,9	6
Африка	1,6	2,1	2
Европа	14,5	16,2	7
Океания	6,4	6,7	3

Предполагается, что собранная информация по странам может быть не полной и заниженной приблизительно до 20%. По использованию подземного тепла для выработки электроэнергии лидируют оба американских континента (42,6% по установленной мощности и 39,9% по выработке электроэнергии). По прямому же использованию геотермальной энергии – Европа (42,5% по установленной мощности геотермальных установок и 45% по выработке тепловой энергии) при наибольшем количестве стран – 37, практически использующих этот природный источник. По имеющимся оценкам потенциал геотермальной энергии обеспечит в скором будущем 1,7% мировой потребности в энергии к 2050 году и включает ее 45% увеличение к 2030 г. Европейский долгосрочный план по энергетической стратегии предусматривает увеличение до 20% выработки энергии за счет возобновляемых источников уже к 2020 году.

На сегодня прямое использование геотермальной энергии известно приблизительно в 40 странах мира, в 14 из них установленная тепловая мощность достигает 100, или более мегаватт (МВт.), и их количество постоянно увеличивается. Электроэнергия, получаемая

на основе использования геотермальных месторождений, производится в 21 стране мира при установленной электрической мощности около 6300 мегаватт (данные по состоянию на 1992 год). С 1985 до 2000 года произошел рост установленной мощности с 2.7 до 12.2 МВт/год (Cataldi, 2000). Как отмечалось, весьма активно использовалась геотермальная энергия в Исландии, где в настоящее время около 50% потребностей в первичной энергии в стране покрывается за счет использования геотермальных ресурсов (Stefansson, 2000a). Однако, как отмечалось выше, для производства электроэнергии необходимы, в основном, подземные флюиды с температурой более 140 °С, хотя известны случаи использования и теплоносителя с меньшей температурой при применении бинарных систем, в том числе и при использовании термальных вод с температурой ниже 100 °С.

За последние 2 десятилетия значительно активизировались работы по освоению и низкоэнталийных источников подземного тепла, например планируется, что роль геотермальной энергии возрастет в Польше до 5.5 – 6.3 % к 2020 году (Ney, 2000), а по неофициальным оценкам – до 10 – 12%. В настоящее время доля геотермальной энергии в энергетическом балансе мира достигает порядка 2%, а в Российской Федерации – только порядка 0.1% (Magomedov et al., 1998).

Хотя период рентабельной эксплуатации геотермальных месторождений и ограничен, этот вид энергии относится к возобновляемым ресурсам планеты, а его запасы в глобальном масштабе велики. Продолжительность эксплуатации геотермального месторождения зависит от местных геологических условий, используемой схемы разработки, темпов отбора термального флюида и может достигать длительного времени, по крайней мере, превышающего время механического износа оборудования и трубопроводов. Так месторождения Laugarnes и Reykir в Исландии, обеспечивающие отопление Рейкьявика, служат уже несколько десятилетий. Насосы, опущенные в скважины в шестидесятых и начале семидесятых годов, обеспечивают добычу 1 033 м³/час воды с температурой 128 °С для Laugarnes и 5 700 кубометров в час с температурой 87 °С для месторождения Reykir (Gunnarsson et al., 1992) без закачки отработанных вод в скважины. Недавно введена в строй еще одна геотермальная станция Nesjavellir, обеспечивающая 2 900 м³/час воды при температуре 83 °С. Во всех случаях обратная закачка отработанных вод снижает загрязнение окружающей среды и удлиняет срок жизни геотермального месторождения. Хотя это и удорожает проект, однако подсчитано, что ущерб, возникающий при отсутствии закачки, еще больше. В Рейкьявике используемая мощность колеблется от 650 МВт зимой до 270 МВт летом при максимальном спросе в январе до 700 МВт.

В Беларуси до настоящего времени геотермальная энергия для частичного

удовлетворения энергетических потребностей республики не использовалась как из-за сравнительно низких цен на нефтепродукты, что приводило к нерентабельности освоения подземного тепла, так и из-за отсутствия горячих термальных вод на небольших глубинах, кроме того до недавнего времени не была разработана технология использования термальных рассолов с минерализацией в сотни грамм в литре.

В последнее время энергетическая проблема существенно обострилась в Беларуси как вследствие роста цен на нефть и газ, удорожание их транспорта, так и падения ее добычи у нашего основного поставщика – России. Введение свободных цен на уголь и ожидаемое их дальнейшее увеличение на нефть и газ обостряют эту проблему. Объем добываемой в республике собственной нефти (около 2 млн. тонн в год) составляет только около 10 % от ее потребности, а остальные же 90% - импортируются. Постоянный рост затрат на привозную нефть требует как разработки энергосберегающих технологий, так и освоения альтернативных видов энергии (ветровой, солнечной, геотермальной и др.). Среди других видов полезных ископаемых недра Беларуси содержат и геотермальную энергию, которая до последнего времени не разрабатывалась, главным образом, в силу нерентабельности ее добычи при дешевых нефтепродуктах.

Мировая тенденция и инвестиции на использование тепла земных недр

Еще в 1993 году Международная Геотермальная Ассоциация подготовила сводку затрат по разным странам, направленных на освоение геотермальной энергии. Она может служить одним из критериев проявления интереса во всем мире к освоению этого вида природной энергии. В таблицу включены только страны, имевшие более 2 млн. долларов США инвестиций в течение двух десятилетий на освоение геотермальной энергии.

Таблица.

Оценка инвестиций по миру на разработку геотермальной энергии в 1973-1982 и 1983-1992 гг., в млн. долларов США (в ценах 1992 г.), (Fridleifsson, 1993)

Реги- он	Исследования (в том числе научные)	Полевые работы	Использование		Тип финансирования		Итого
			Электро- энергия	Прямое использование	Общес- твенное	Частное	
Африка							
1973– 1982	28	31	70		129		129
1983– 1992	34	78	30	1	143		143
Азия							
1973– 1982	634	722	742	350	866	1 582	2 448

1983–1992	1 520	1 488	998	752	2 161	2 597	4 758
Латинская Америка							
1973–1982	72	148	263	1	484		484
1983–1992	62	338	292	1	693		693
Страны СНГ и Восточной Европы							
1973–1982	13	118	30	166	296	31	327
1983–1992	27	229		344	536	64	600
Северная Америка							
1973–1982	1 178	375	750	50	1 044	1 339	2 353
1983–1992	666	1 669	2 780	53	496	4 672	5 168
Западная Европа							
1973–1982	379	597	230	618	1 807	17	1 824
1983–1992	661	1 005		707	2 390	365	2 755
Океания							
1973–1982	22	10		2	32	2	34
1983–1992	12	40	160	2	212	2	214
Итого							
1973–1982	2 326	2 001	2 085	1 187	4 628	2 971	7 599
1983–1992	2 982	4 847	4 642	1 859	6 631	7 700	14 331
Всего	5 308	6 848	6 727	3 046	11 259	10 671	21 929

В таблицу вошли следующие страны:

Африка: Джибути, Эфиопия, Кения, Тунис;

Азия: Китай, Индонезия, Филиппины, Япония;

Латинская Америка: Аргентина, Боливия, Чили, Коста-Рика, Сальвадор, Гватемала, Гондурас, Мексика, Никарагуа;

Страны СНГ и Восточной Европы: Болгария, Чешская Республика, Словакия, Венгрия, Польша, Румыния, Турция, бывшая Югославия, бывший СССР;

Северная Америка: США;

Западная Европа: Бельгия, Нидерланды, Португалия, Испания, Швейцария, Великобритания, Франция, Германия, Греция, Исландия, Италия;

Океания: Новая Зеландия.

Суммарные инвестиции за период 1973-1992 гг. составили около 22 млрд. долларов США, из них в 1973 – 1982 гг. – 7.6 млрд. и в 1983 – 1992 гг. – 14.3 млрд., что приблизительно на 80% выше. Интересно заметить, что частные инвестиции возросли во втором десятилетии на 160 % (с 3 до 7.7 млрд. долларов). Это хороший показатель того, что геотермальная энергия является коммерчески выгодным источником энергии на сегодня, даже несмотря на сравнительно низкие мировые цены на нефтепродукты. Нет сомнения в том, что в ближайшие годы рентабельность добычи подземного тепла будет прямо зависеть от роста цен на обычные виды топлива (нефть, газ, уголь). Введение налога на загрязнение атмосферы углекислым и сернистым газами, что активно обсуждается в разных странах, еще более повысит эту рентабельность.

Инвестиции в странах СНГ были весьма низкими (они оставались еще ниже только в странах Африки и Океании), что и обусловило существенное отставание в использовании геотермальной энергии для практических целей.

Как отмечалось, в последние годы наметилась тенденция использования кроме высокоэнтальпийных источников подземного тепла также и низкоэнтальпийных термальных вод с температурой выше 20-30 °С (Скандинавские страны, Нидерланды, Германия и др.), что способствовало росту инвестиций. Швейцария же стала страной, активно использующей подземное тепло с восьмидесятых годов. Небольшие децентрализованные системы извлечения тепла с помощью тепловых насосов при типичных глубинах скважин около 100 м становятся все более популярными в стране. К началу 1993 года в эксплуатации было более 10 000 установок. Швейцария имеет наиболее плотную сеть таких установок в мире в пересчете на ее площадь. Одной из компаний, работающих в этом направлении, является POLYDYNAMICS. В настоящее время здесь предпринимаются работы по строительству искусственной циркуляционной системы для извлечения тепла из сухих (водонепроницаемых) горных пород (технология Hot Dry Rock). С этой целью предусмотрено бурение нескольких глубоких разведочных скважин. Мировая практика показывает, что риск при разведке геотермального месторождения в целом невысок или приблизительно такой же, как и при поисках нефти на нефтеперспективных площадях.

Приведем краткие сведения по прямому использованию геотермальной энергии в

мире в гигаваттчасах в год по состоянию на 1994 год, в настоящее время эти цифры значительно выше: Исландия – 5878, Китай – 5527, США – 3859, Венгрия – 2795, Грузия – 2136, Франция – 2006, Япония – 1928, Италия – 1008, Тунис – 788, Румыния – 765, Россия – 673 (Wichowski, 2000). Здесь приведено только несколько стран, достигших наибольших успехов в прямом использовании геотермальной энергии.

Прямое использование тепла земных недр для отопления, сельскохозяйственного производства и в бальнеологии

Поскольку в Беларуси отсутствуют высокоэнтальпийные и имеются, главным образом, низкоэнтальпийные источники геотермальной энергии, то имеет смысл рассмотреть положение с использованием последних более детально. Кроме того, поскольку использование подземного тепла для выработки электроэнергии в Беларуси на сегодняшний день, как упоминалось, отсутствует, то приведем краткие сведения по этому вопросу, заимствованные из зарубежного опыта.

К уже перечисленным выше странам добавим также Исландию; Венгрию; Грецию; Китай; Польшу; Румынию; Швейцарию; Бразилию (гг. Президенте-Пруденте, Президенте-Эпитасиу в бассейне реки Парана); Россию и Грузию (Предкавказье – горячее водоснабжение и отопление жилых кварталов гг. Махачкала, Избербаш, Кизляр, Черкесск, Грозный); Краснодарский край (Мостовский район); Грузию (Тбилиси, Зугдиди, Сухуми); Камчатку (Паратунско-Кошелевское и Мутновское месторождения парогидротерм и термальных вод); Великобританию (Розменауз); Германию (18 геотермальных установок с общей мощностью 33 МВт, из них около 2/3 – в бывшей ГДР); Голландию (к 2000 году уже намечено перевести на геотермальное и теплонасосное отопление не менее 150 тыс. домов и квартир); Индонезию (до 430 МВт использовалось уже к 1995 году); Канаду (в 1995 году построена ГеоТЭС мощностью 60 МВт); Кению (ГеоТЭС работает с 1974 года, ведется ее расширение за счет бурения новых скважин); Словакию (начата программа по использованию геотермальной энергии); США (освоение

геотермальной энергии ведется во многих штатах); Таиланд (имеется и эксплуатируется теплоустановка 0,3 МВт); Турцию (с февраля 1984 г. работает первая ГеоТЭС мощностью 20,4 МВт, в 1990 году обогревалось 4000 квартир, а также отели и мотели, госпиталь, плавательный бассейн, корпуса университета Ейлуа); Филиппины (используется 110 МВт).

Первая демонстрационная геотермальная станция 2.6 МВт была введена в Дании в 1988 году, использующая температуру воды порядка 43 °С. В настоящее время используется 2 тепловых насоса фирмы SANYO типа 1080. Строится станция в Кошице, Словакия, используется термальная вода с температурой 41,5 °С. Во Франции на 1 января 1992 года в Парижском бассейне уже действовало 40 циркуляционных систем, в Швеции ведутся работы по использованию тепла сухих горных пород, подземное тепло используется и в сельскохозяйственных целях.

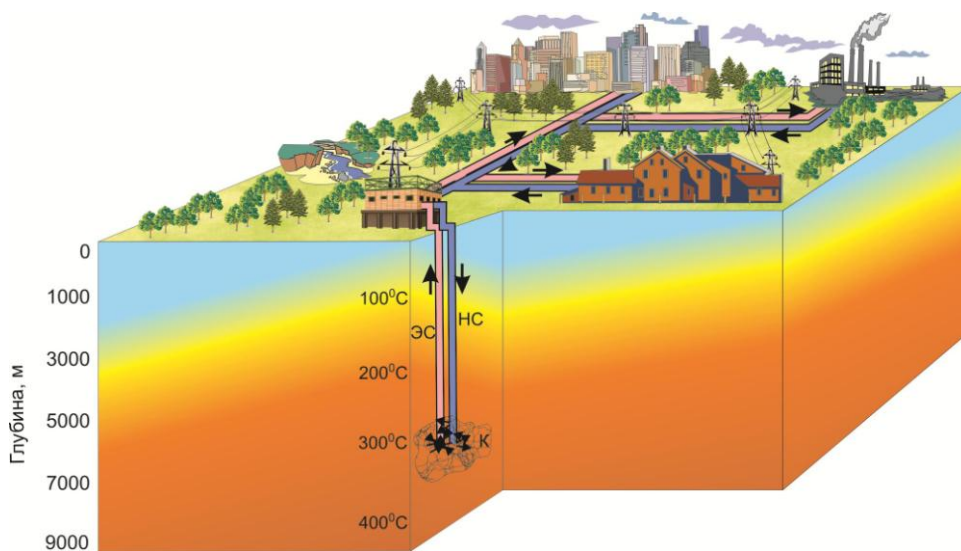


Рисунок – Идея использования тепла сухих горных пород.

Низкоэнтальпийное подземное тепло используют для многих целей. Прежде всего, это отопление зданий и сооружений, либо на обогрев теплиц для круглогодичного выращивания овощей, фруктов, цветов, создания плавательных бассейнов, кроме того, в отдельных странах: США, Япония, Бразилия, Польша – за счет геотермального тепла организовано искусственное выращивание ценных пород рыб, либо разведение ценных видов рептилий (например крокодилов) и водоплавающей птицы, сушка кофе, зерна и других видов сельскохозяйственной продукции.

Теплые воды даже с невысокими температурами могут рассматриваться как имеющие практическое значение при использовании больших радиаторов, систем

обогрева, вмонтированных в пол, дополнительных бойлеров, или тепловых насосов. В отдельных странах использование термальных вод для отопления практикуется в течение нескольких десятков лет. Надо отметить, что количество районов мира, представляющих практический интерес, для использования теплых подземных вод при применении современных технологий его извлечения на несколько порядков выше, чем при использовании только горячих вод, однако для этого необходимы тепловые насосы, техника применения которых быстро развивается. Так, в Европе сейчас отапливается геотермальной энергией более 100 000 домов и строений, и в большинстве из них используются тепловые насосы.

Около 400 геотермальных скважин существует в Турции, большинство из них было пробурено за счет средств губерний, муниципалитетов и их компаний, что составляет 66,2%, далее МТА – 16,5 % и 11,7 % – за счет частного капитала. Использование для бальнеологических целей осуществляют на 194 курортах. В Турции выявлено около 170 месторождений геотермальной энергии, в пределах которых температура превышает 40 °С.

Перспективы использования геотермального тепла в Беларуси

По состоянию на 2013 год в Беларуси выработка электроэнергии за счет геотермальных источников не выполнялась. Однако температура в глубоких горизонтах Припятского прогиба (юго-восточная часть страны), зарегистрированная в ходе бурения нескольких глубоких скважин, достигает 80 – 115 °С на глубинах 3500 – 5000 м, рисунок. При бурении же в породы кристаллического фундамента температура будет увеличиваться. Это в принципе позволяет ставить вопрос о возможности использования здесь, по сути бесплатного, природного ресурса и для выработки электроэнергии с использованием установок с бинарным циклом, в том числе – циклов Ранкина и Калина. Такие исследования предстоит выполнить в ближайшие годы.

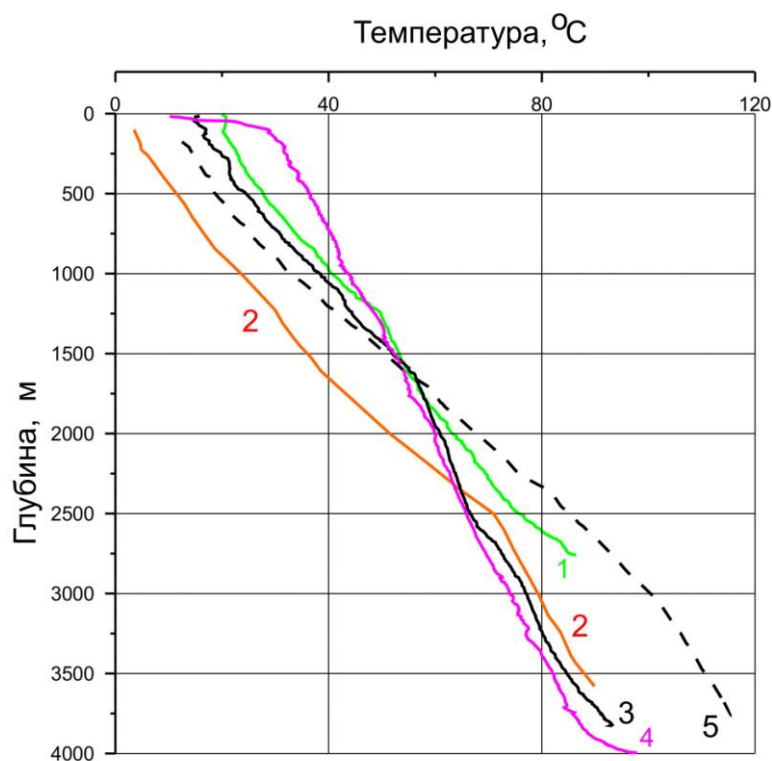
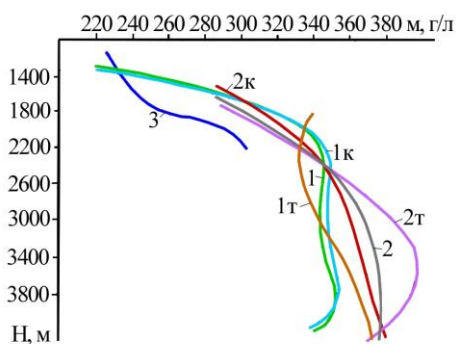


Рисунок – Термограммы скважин Припятского прогиба.
Обозначения термограмм скважин: 1 – Михальки-2; 2 – Барсуковская-56; 3 – Солтановская-3; 4 – Озерщинская-30; 5 – Барсуковская-63.

В этих горизонтах встречены крепкие рассолы с минерализацией (содержанием растворенных солей) до 300 – 400 г/л.



Зависимость минерализации подземных вод и рассолов от глубины залегания водо- и рассолоносных комплексов (Кудельский и др., 1985):
1 - межсолевой комплекс в целом (1т - терригенный, 1к - карбонатный);
2 - подсолевой в целом (2т - терригенный, 2к - карбонатный); 3 - поведение минерализации в негалогенном разрезе (Боровская, 1; Южная тектоническая зона за пределами распространения солевых толщ).

С точки зрения технологии извлечения геотермальной энергии необходимо решить ряд задач геологического характера. К ним следует отнести: обоснование выбора геотермального горизонта, изучение дебитов пробуренных скважин, определение их местоположения и количества, решение технических приемов отбора тепла (откачка горячих флюидов, создание скважинных теплообменников, меры по предотвращению выпадения кристаллов растворенных солей из рассолов при их откачке и т.п.).

Практика многих стран мира показывает, что ежегодно происходит прирост инсталлированной мощности генераторов на геотермальных электростанциях в среднем до 5% в год. Общее количество стран, вырабатывающих электроэнергию за счет природного тепла, приближается к 30, установленная мощность электрогенераторов превышает 10 ГВт, а выработка электроэнергии – приближается к 70 ГВт-час. В первую тройку, наиболее активно использующих геотермальную энергию для выработки электричества, входят США, Филиппины и Индонезия, обладающие огромными геотермальными ресурсами с температурой подземных горизонтов до 150 – 200 °С на глубинах до 3 – 5 км.

В регионах, где отсутствует вулканическая деятельность и активная сейсмичность температура геотермальных горизонтов ниже. Однако и здесь создан ряд геотермальных электроустановок, построенных при использовании бинарных схем. При температуре 80 – 120 °С геотермального флюида, во вторичном контуре бинарных установок используют органические теплоносители, позволяющие получить пар для привода турбин электрогенераторов при более низкой температуре (циклы Ранкина и Калина). Эти схемы могут быть применены и в условиях Беларуси.

Третьим способом извлечения геотермальной энергии является создание в горячих непроницаемых породах зоны искусственной трещиноватости с применением гидроразрыва и бурением двух скважин – для закачки пресной воды и отбора водяного пара, получившие название инженерных геотермальных систем. В настоящее время их использование находится в стадии эксперимента.

В условиях растущих цен на импортируемые природный газ и нефть, в Беларуси назрела необходимость провести опережающие научные геолого-геотермические исследования с целью оценить перспективы выработки электроэнергии за счет возобновляемых геотермальных ресурсов, имеющихся в недрах страны.

В настоящее время в республике имеется так называемое «прямое» использование геотермальной энергии для отопления жилья, зданий и сооружений, а также – горячего водоснабжения с суммарной инсталлированной тепловой мощностью геотермальных установок около 7,5 МВт.



Тепловой насос, установленный на канализационной насосной станции № 6, г. Минск, пр-т Машерова.



Здание канализационной насосной станции № 6, отапливаемое с помощью геотермальной энергии.

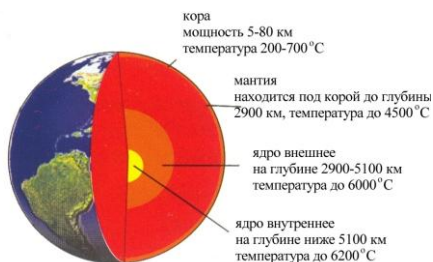
Рисунок – Одна из первых геотермальных установок для отопления и отапливаемое здание канализационной станции в Минске.

Область прямого применения геотермальной энергии подразумевает отопление зданий и сооружений, теплиц и других объектов сельскохозяйственного назначения, сушку различных продуктов, создание обогреваемых плавательных бассейнов и других объектов, где не предусматривается преобразование подземного тепла в другие виды

энергии. Однако об этих вопросах поговорим несколько подробнее на последующих лекциях.

ЛЕКЦИЯ 10

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ГЕОТЕРМОМЕТРЫ



В этой лекции рассматриваются: понятие о гидротермальной системе и о геотермометрах. Особенности разгрузки термальных вод в областях современного вулканизма. Гидрохимические индикаторы глубинных температур, изотопные геотермометры.

Глобальным выражением процессов тепломассопереноса являются геохимическая дифференциация и дегазация мантии. На поверхности это выражается в виде магматизма, вулканизма, гидротермальных проявлений, диапиризма и складчатости.

Формально появление геотермической аномалии во всех перечисленных случаях связано с появлением дополнительного источника тепла, так как в результате тепломассопереноса изотерма, находившаяся на большой глубине, приблизилась к поверхности. Это повышает геотермический градиент и тепловой поток. Подобные процессы характерны для активных тектонических зон.

Геотермальная активность реализуется не только в форме идущего из недр кондуктивного теплового потока, но и в виде гидротермальной и вулканической деятельности, отвечающей конвективному механизму теплопередачи. Основные теплоносители (агенты тепломассопереноса) в земной коре – это подземные воды и другие флюиды, а также внедряющиеся в литосферу магматические расплавы. Наиболее мощным термодинамическим агентом являются подземные воды из-за их повсеместной распространенности, высокой миграционной способности, большой теплоемкости и участия практически во всех геологических процессах.

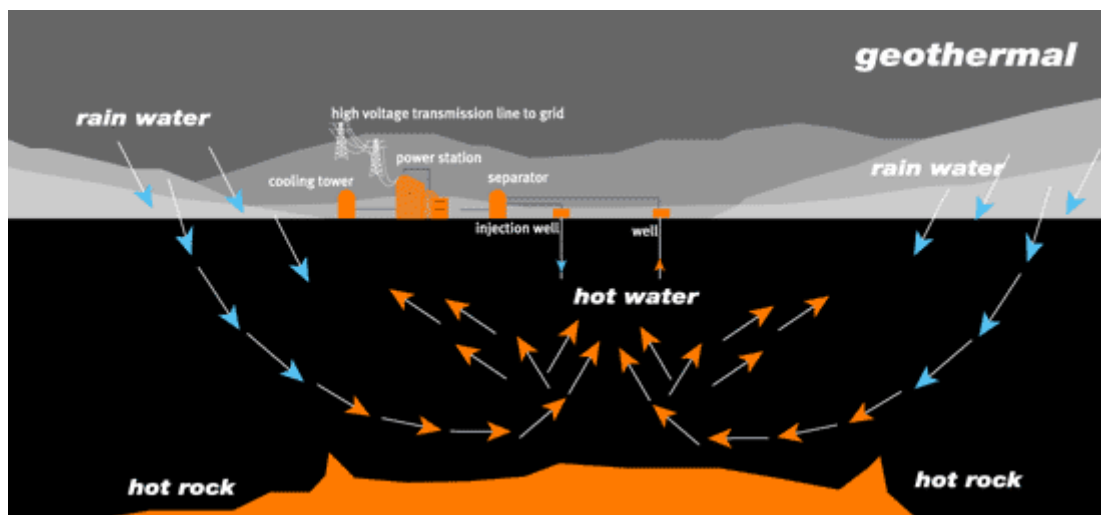


Рисунок – Схема циркуляции подземных вод и формирование гидротермальных аномалий.

В верхних 5 – 10 км земной коры подземные воды более или менее активно перемещаются под действием силы тяжести и постоянно обмениваются с поверхностными и метеорными водами. С глубиной ухудшается проницаемость коры, снижаются напоры, что приводит к уменьшению подвижности вод. На некоторых глубинах, варьирующих в зависимости от геологического строения разреза, подвижность воды снижается настолько, что ее роль в теплопереносе становится несущественной. Происходит уже не теплоперенос, а диффузия, скорость которой сравнима со скоростью кондуктивного теплопереноса. В верхних же горизонтах коры, особенно в молодых и проницаемых тектонических структурах, роль конвективного теплопереноса может быть определяющей. В связи с этим была разработана схема гидродинамической зональности (Ф.А.Макаренко, 1948), в которой отмечалось существование верхней зоны интенсивного или грунтового стока, средней зоны замедленного стока и нижней зоны относительно застойных вод. Границы между зонами определяются положением базисов дренирования. Уровень местных дрен – речных долин – отделяет верхнюю зону от средней, а положение региональной дрены – уровня Мирового океана – служит границей между средней и нижней зонами.

Различия в интенсивности подземного стока в каждой из зон Ф.А.Макаренко оценивал величиной коэффициента динамичности, который в верхней зоне равен 1,0, в средней – 0,1 – 0,01, а в нижней – 0,001 – 0,0001. Зона грунтового стока в общем соответствует той части литосферы, тепловой режим которой определяется не внутриземными процессами, а солнечной инсоляцией. Воды средней и нижней гидродинамических зон способны при разгрузке выносить внутриземное тепло. Количественно энергия, выносимая подземными водами, оценивается величиной 6 – 10 мВт/м², т.е. в 5 – 10 раз меньше среднего выноса тепла за счет кондукции.

В активных поясах Земли термодинамические условия могут привести к фазовому переходу воды в пар. Пар обладает гораздо большей миграционной способностью, чем вода, что связано с его малой вязкостью. В условиях парообразования резко увеличивается проницаемость пород из-за образования микротрещин и пор в результате неоднородного термического расширения минералов. Поэтому в гидротермальных системах, на месторождениях термальных вод и пара роль конвекции является решающей, однако это локальные точки на поверхности Земли.



Рисунок – Геотермальное месторождение Denizli, Турция

Таким образом, и общие построения, и более детальные региональные исследования дают один и тот же результат, свидетельствующий о подчиненной роли конвективного

механизма выноса глубинного тепла по сравнению с кондуктивным. Общий характер соотношения кондуктивной и конвективной составляющих потерь глубинного тепла выявляется из рассмотрения следующей схемы.

На каждом участке литосферы общий вынос глубинного тепла в удельном выражении (q) представляет собой алгебраическую сумму кондуктивных q_k и конвективных q_w теплопотерь: $q = q_k \pm q_w$. Знак плюс или минус отражает геотермический эффект циркуляции подземных вод. Если в результате их движения перепад температуры в исследуемом интервале глубин уменьшается по сравнению с нормальным геотермическим градиентом, то кондуктивный тепловой поток окажется на этом участке меньше, чем общее поступление его из глубины, и поэтому q_w должен рассматриваться как положительная величина. Если же градиент температуры возрастает, то q_w следует учесть со знаком минус.

Количество тепла, выносимого подземными водами, т.е. теряемого потоком при движении по водоносному пласту, выражается формулой:

$$q_w = \text{grad}T \cdot H \cdot v \cdot \text{tg}\alpha_{\text{cp}},$$

где H - мощность водоносного горизонта, v - скорость фильтрации подземных вод, рассчитанная с учетом наклона пласта, α - угол наклона пласта. Учитывая эту формулу, преобразуем выражение для общего выноса тепла:

$$q = q_k \pm \text{grad}T \cdot H \cdot v \cdot \text{cp} \cdot \text{tg}\alpha.$$

Выражая геотермический градиент через кондуктивный тепловой поток и теплопроводность k , получаем:

$$q = q_k \pm q_k \cdot H v c \cdot \rho \cdot \text{tg}\alpha / k = q_k \pm q_k \cdot H \cdot v \cdot a \cdot \text{tg}\alpha,$$

где a - температуропроводность.

Отсюда $q_k = q / (1 \pm H \cdot v \cdot \text{tg}\alpha / a)$.

Из этого выражения следует, что с уменьшением скорости фильтрации вниз по разрезу q_k стремится к q . Однако в зоне интенсивного водообмена величина измеряемого кондуктивного теплового потока должна быть скорректирована с учетом конвекции. Представительные данные о полном выносе тепла путем геотермических измерений можно получить на глубинах ниже регионального базиса дренирования. Но и тогда возможный интервал глубин измерения зависит от положения точки наблюдения относительно областей питания, транзита и разгрузки подземных вод. Наиболее благоприятны для измерений полного теплового потока области транзита, т.е. преимущественно горизонтального движения подземных вод. В этом случае течение воды направлено практически параллельно геоизотермам, т.е. $\text{tg}\alpha$ близок к нулю, и, следовательно, $q_k = q$.

В областях питания подземных вод, приуроченных к крупным положительным формам рельефа, нисходящее движение подземных вод может проследиваться даже ниже уровней регионального и местного базисов дренирования, поэтому измерения теплового потока следует проводить на глубинах на 0,5 – 1 км ниже уровня моря. На меньших глубинах следует оценивать величину q_w с помощью геотермического метода ее оценки, который приводился выше.

Участки сосредоточенной разгрузки подземных вод, приуроченные к крупным понижениям рельефа, также являются неблагоприятными районами для измерений глубинного теплового потока. Они оказывают дренирующее влияние не только на зону активного водообмена, но и на более глубоко залегающие водоносные горизонты. Поэтому здесь соответствие между величиной поступления тепла снизу и кондуктивным тепловым потоком наблюдается на глубинах не менее 1 – 3 км ниже уровня моря. В ряде случаев q_w может превосходить q в несколько раз. Это объясняется тем, что питание

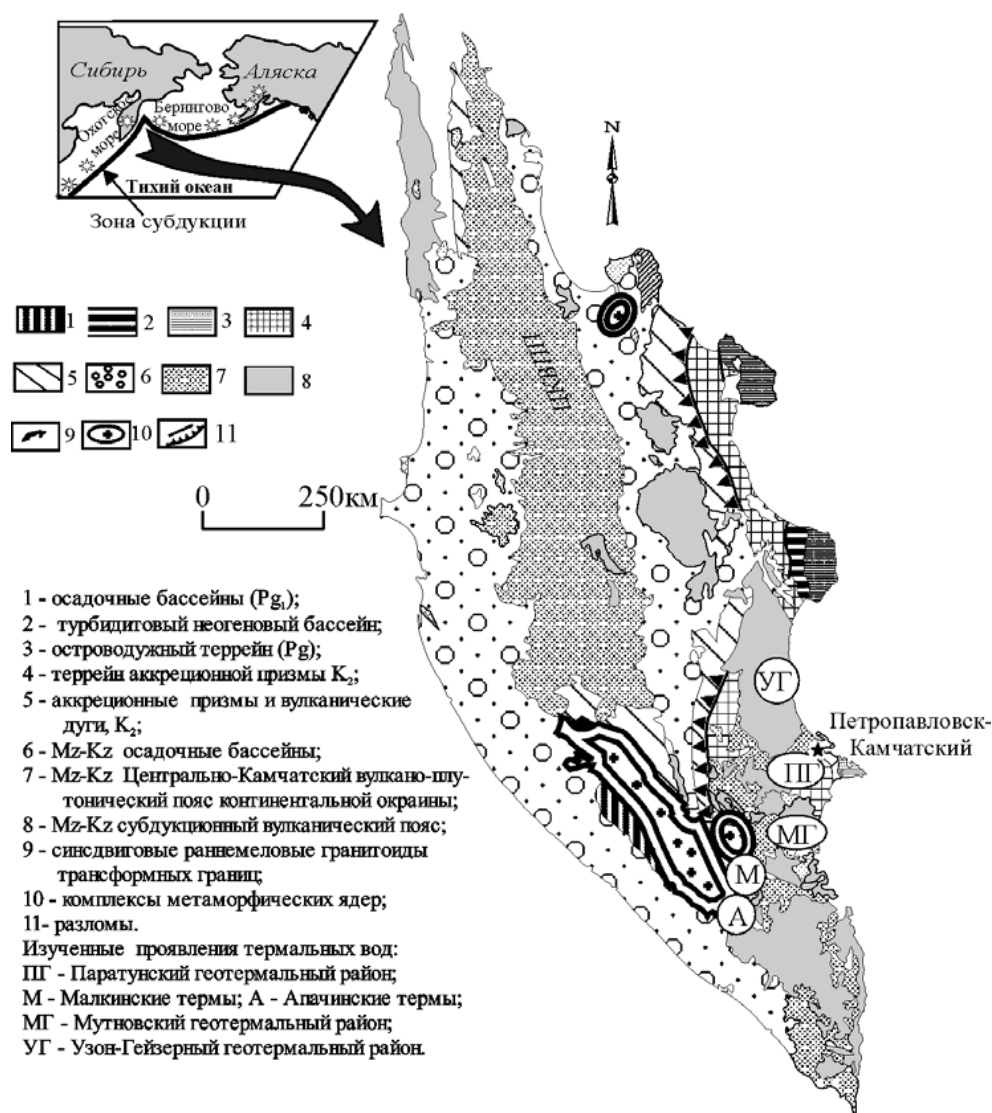
водоносных комплексов происходит на гораздо большей площади, чем их разгрузка, т.е. съём тепла водами охватывает значительные территории, тогда как отдача его концентрируется на сравнительно небольших участках.

Отмечая подчиненное значение теплопотерь, связанных с разгрузкой подземных вод, нельзя не отметить наличие мощных гидротермальных систем в областях современного вулканизма, имеющих, кроме теоретического, еще и практическое значение. В областях современного вулканизма широко распространены горячие и кипящие источники, гейзеры и паровые струи. Именно подобные очаги разгрузки, несмотря на их относительную немногочисленность, выносят основное количество тепла.



Рисунок – Парогидротермы.

В молодых складчатых альпийских и неотектонических поясах большинство термальных источников (59-66%) имеет температуру от 20° до 40°С при средней 34°С. В Дальневосточном регионе средняя температура источников выше, хотя большинство из них относится к тому же температурному диапазону. Еще выше средняя температура термальных источников в Байкальском рифте, где почти 50% источников имеют температуру от 40° до 60°С. Максимальной средней температурой – около 65°С отличаются термы вулканического Курило-Камчатского региона, причем почти 20% из них имеют температуру на выходе более 90°С.



<http://www.lib.tpu.ru/fulltext/a/2002/7.pdf>



Рисунок – Туристы на фоне выходов пара в Долине гейзеров на Камчатке.

Долина Гейзеров встретит Вас струями клубящегося пара, легким запахом серы и сверкающим дождем разноцветных брызг. Своеобразна Долина поздней осенью и в начале зимы. На землю тихо падает снег, а из-под земли с шумом вырываются струи кипящей воды! Долина гейзеров – это уникальный объект для экологического туризма. Среди знаменитых посетителей Долины Гейзеров были президенты, космонавты, премьер-министры, артисты и бизнесмены. На фоне камчатских гейзеров и водопадов были сняты кадры кинофильма «Земля Санникова».

На Камчатке развит современный вулканизм. Например, ниже изображена кальдера вулкана Узон. Узон – гигантская впадина (кальдера) диаметром 9-12 км, которая является уникальным районом проявления современного вулканизма. Уникальность кальдеры заключается в большом разнообразии гидротермальных проявлений: минеральные озера, мощные столбы пара от горячих источников, глинистые вулканы «в миниатюре».



Рисунок – Кальдера вулкана Узон на Камчатке. Снимок с борта вертолета.

В Кавказском регионе 1% источников с температурой выше 70°C выносят 10% тепла, в Средне-Азиатском регионе – 3,3% таких же источников выносят 20% тепла, а в Курило-Камчатской провинции 20% источников с температурой более 90°C выносят почти 80% тепла, выделяемого в атмосферу в результате гидротермальной деятельности.

Если разогретая выше 20°C вода выходит из недр земли на поверхность, то такая вода уже считается геотермальной, и сам источник, соответственно, становится **геотермальным**. Зачастую такие локации на земной поверхности встречаются в местах активной вулканической деятельности, которая и подогревает подземные воды до горячего состояния. Но не всегда источником высокой температуры воды является активность вулканов, случается так, что прогревается определенная горная порода, которая в свою очередь греет воду. Различают три вида **геотермальных источников**, которые имеют разную температуру воды. Так, теплые геотермальные источники содержат воду с температурой от 20°C до 37°C, горячие – от 37°C до 50°C, а очень горячие источники от 50°C до 100°C. В силу своих особенных свойств такие места выхода на поверхность теплой ключевой воды издревле ценились людьми, причем сведения о таких источниках об их лечебных свойствах были известны еще со времен Римской Империи.

Природа щедро одарила Кабардино-Балкарию богатством уникальных достопримечательностей. Прежде всего, это Кавказские горы, двуглавая вершина Эльбрус, а также редкостные горячие и холодные минеральные источники, использующиеся для внутреннего и наружного применения, омолаживая и продлевая жизнь на десятки лет.



Рисунок – Приэльбурье содержит ряд холодных и горячих минеральных источников, имеющих бальнеологическое значение.

Средняя тепловая мощность (вынос тепла в одном очаге разгрузки) гидротерм более изменчива, чем температура. Но в целом вариации и этого параметра указывают на те же региональные особенности гидротермальной активности: мощность минимальна (0,38 – 0,96 МВт) в альпийских и неотектонических складчатых поясах, больше (1,4 МВт) в Дальневосточной провинции, 3,6 МВт – в Байкальской рифтовой зоне и максимальна (более 16 МВт) в Курило-Камчатском регионе.

Тепловая мощность конкретной гидротермальной системы может быть оценена по выносу тепла термальными водами, сформировавшимися в региональном тепловом поле и/или нагретыми действующими локальными очагами тепла. Формы термальной активности могут быть как открытые (источники, гейзеры, паровые струи), так и скрытые (разгрузка в поверхностные водотоки и грунтовые потоки). Тепловая мощность отдельных систем достигает 10^6 - 10^8 Дж/с, а удельный вынос тепла на участках формирования гидротермальных систем (десятки км²) – 2 – 10 Вт/м². По подсчетам Д.Уайта (1965), общий вынос тепла водами вулканических районов составляет $5 \cdot 10^8$ Дж/с. Эта оценка является заниженной, потому что не учитывает многие новые данные по гидротермальным системам мира. Но даже, если увеличить эту оценку на порядок, она все равно не превысит 1% величины кондуктивных теплопотерь Земли ($1,2 \cdot 10^{12}$ Дж/с).

Таким образом, еще раз подтвержден вывод о незначительной роли водного выноса тепла в энергетическом балансе Земли. Но есть важное различие в гидротермальном выносе тепла в стабильных областях и в зонах современного вулканизма и рифтогенеза. Во первых - вынос тепла гидротермами является производной от фонового глубинного кондуктивного теплового потока ниже базиса их циркуляции; во вторых – формирование мощных, многодебитных и высокотемпературных гидротермальных систем связано с поступлением в кору этих зон глубинных мантийных магматических расплавов, что подтверждается изотопно-геохимическими данными.

Глобальное изучение гидротермальных процессов показало, что определенные особенности состава подземных флюидов тесно связаны с геотермическими условиями их формирования. Поэтому изучение этих особенностей также дает информацию о тепловом режиме недр, которая дополняет результаты прямых термометрических наблюдений и служит основанием для прогноза глубинных геотермических условий в недостаточно изученных районах.

Геотермометры. Экспериментально установлена зависимость содержания некоторых характерных компонентов гидротерм (так называемых геотермометров) от температуры. Зная количество или соотношение таких компонентов в поверхностных термопроявлениях, можно вычислить глубинные (базовые) температуры и выявить наиболее перспективные участки для использования гидротермальных ресурсов. В

настоящее время используются три основные группы геотермометров: газовые, изотопные и гидрохимические. Газовые геотермометры основаны на соотношениях концентраций CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , N_2 и NH_3 . В изотопной геотермометрии используются величины δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta\text{CO}_2^{13}\text{C}$, $\delta\text{CH}_4^{13}\text{C}$. К первой группе гидрохимических геотермометров относятся: а) содержание растворенного кремнезема, мг/л; б) атомное и ионное отношение Na/K ; в) соотношение концентраций Na , K и Ca , моль/л. Применение этих геотермометров основано на допущениях о равновесии в системе вода - порода в зоне формирования гидротерм и отсутствии осаждения - растворения рассматриваемого компонента по пути миграции вод из зоны нагрева (теплового питания) к точке опробования. "Показания" таких термометров зависят от множества причин, в том числе от температуры, давления, скорости потока гидротерм, минералогической обстановки, парциального давления газов, pH среды и др.

Одним из самых распространенных химических геотермометров является кремнеземный, или Si-геотермометр. Это связано с тем, что растворимость кремнезема, находящегося в растворе в виде молекул $\text{Si}(\text{OH})_4$, сильно зависит от температуры и мало - от содержания других ионов в широком диапазоне pH; кремнезем обычно медленно выпадает в осадок. Затруднения связаны с различной растворимостью кварца, силикатных минералов, стекол и аморфного кремнезема. Присутствие микроколичеств Al^{3+} способствует осаждению коллоидного кремнезема и тем самым уменьшает его растворимость; в этом случае расчетная температура оказывается заниженной по сравнению с истинной. В высокотемпературных системах ($>150^\circ\text{C}$) растворенный кремнезем находится в равновесии с кварцем. Принимая во внимание мощность разгрузки (дебит) гидротерм, Р.Фурнье вывел зависимость прогнозной температуры для адиабатического и кондуктивного, соответственно, характеров охлаждения раствора без осаждения SiO_2 , $^\circ\text{C}$:

$$T=1533,5 / (5,768-\log\text{SiO}_2) - 273,15 (\pm 2^\circ\text{C} \text{ в интервале } 125 - 275^\circ\text{C}),$$

$$T=1315 / (5,205-\log\text{SiO}_2) - 273,15 (\pm 0,5^\circ\text{C} \text{ в интервале } 125 - 250^\circ\text{C}).$$

В низкотемпературных (ниже $140 - 150^\circ\text{C}$) малodeбитных системах количество растворенного кремнезема в воде определяется растворимостью халцедона:

$$T, ^\circ\text{C}=1051,1 / (4,655-\log \text{SiO}_2) - 273,15, \text{ где концентрация } \text{SiO}_2 \text{ дана в мг/л.}$$

Указанные равновесия не характерны, как отмечалось в работе (Paces, 1975), для углекислых вод, в которых содержание кремнезема контролируется равновесием не столько с твердыми фазами SiO_2 (кварц, халцедон), сколько с алюмосиликатами.

Температура, рассчитанная по Si-геотермометру, прогнозирует ее величину в наиболее глубоких частях гидротермальных систем. По представлению Г.Бодварссона (1961), это циркуляционные системы инфильтрационных вод, нагреваемых региональным фоновым тепловым потоком в ходе конвекционного цикла, глубина которого, называемая базовой глубиной гидротермальной системы, предполагается не превышающей 2 – 3 км. Таким образом, расчетные значения температуры будут отвечать базовой глубине, т.е. характеризовать базовую температуру. Такая модель полностью приложима к артезианским бассейнам термальных вод, но является принципиально иной в мобильных областях, где флюиды могут нагреваться не только региональным кондуктивным тепловым потоком, но и поступающими из глубины теплоносителями (магмой или высокотемпературным глубинным флюидом). В таком случае расчетные температуры характеризуют уровень, на котором глубинный теплоноситель оказывает воздействие на подземные воды. В разбуренных системах такого рода (Исландия, Камчатка) температуры, отвечающие расчетным, часто фиксируются уже в пределах верхних 1 – 2 км, а иногда – первых сотен метров разреза.

Приведем пример расчета базовых температур для территории Монголии. Там распространены азотные и углекислые воды. Но присутствие CO_2 , как уже отмечалось, создает особые условия перехода кремнезема в раствор, поэтому оценка Si-температур для источников углекислых вод не производилась. Определения базовых температур проводились для 28 азотных термопроявлений. Все эти источники имеют температуру ниже точки кипения и, следовательно, концентрация кремнезема в водах должна контролироваться растворимостью халцедона. Расчет Si-температур для них следует производить по последней формуле.

При сравнении средних значений расчетных температур в источниках каждого из выделенных блоков (критерием для выделения служили геологические особенности) с помощью непараметрического критерия Краксла-Уэллеса выяснилось, что различия средних расчетных температур в этих блоках с доверительной вероятностью 95% статистически незначимы. Это приводит к выводу о сходстве глубинных геотермических условий в разнородных блоках.

В пространственном распределении оценок Si-температуры азотных терм явной закономерности нет. Вместе с тем, эти оценки позволяют сделать вывод о глубине формирования термальных вод, разгружающихся в том или ином источнике. Для этого нужно воспользоваться результатами прямых геотермических измерений. Например, значение градиента температуры в районе Худжиртэ составляет 22 мК/м. Предполагая универсальность этой величины для всей зоны и исходя из полученных оценок $T_{\text{расч}}$, можно оценить базовую глубину циркуляции в системах азотных терм.

При полном соответствии условий их формирования модели Бодварссона (т.е. при нагреве их только региональным геотермическим полем без дополнительных локальных тепловых источников) эта глубина должна составлять 3,7 – 4,4 км в тех случаях, когда

$$T_{\text{расч}} = T_{\text{ср.расч}} \pm 1,96 \cdot S / \sqrt{n},$$

где $T_{\text{ср.расч}}$ - среднее значение в выборке из n элементов по региону, S - среднеквадратичное отклонение. В тех случаях, когда $T_{\text{расч}} > T_{\text{ср.расч}} \pm 1,96 \cdot S / \sqrt{n}$, можно говорить о наличии дополнительного теплового питания от локальных источников - магматических тел, сохранивших избыточную температуру. Пространственно очаги разгрузки этих систем приурочены к районам проявлений четвертичного щелочного вулканизма Прихубсугуля и Северного Хангая, а также к области позднепалеозойского известково-щелочного вулканизма западного склона Хэнтэя, так что предположение о дополнительном тепловом питании вполне правдоподобно.

Подтверждением этого, по-видимому, является и повышение изотопного отношения гелия в пробах спонтанного газа, отобранных из некоторых источников Прихубсугуля и Северного Хангая, приуроченных к районам развития четвертичного вулканизма.

С помощью изотопно-гелиевых данных может быть получена информация о глубинном тепловом потоке (Поляк, 1988), особенно в районах, недоступных для прямых измерений из-за их неразбуренности.

Основными процессами, формирующими изотопный состав земного He, являются следующие: а) захват Землей на стадии аккреции первичного He с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 3 \cdot 10^{-4}$; б) непрерывная генерация в веществе планеты радиогенного He с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-8}$ вследствие радиоактивного распада U и Th и инициируемых этим процессом ядерных реакций; в) дегазация Земли; г) диссипация He из атмосферы в космос, приводящая к невосполнимой потере Землей первичного He. Одновременное осуществление трех последних процессов и дифференциация мантии с выделением коры приводят к разнообразию изотопного состава He в разных геосферах.

Установлено, что изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в различных горных породах и минералах, в природных газах и водах варьирует в широких пределах - 10^{-8} - 10^{-5} . Большинство минералов не способно удерживать содержащийся или возникающий в них He. Находящийся в породах He легко улетучивается из них и постоянно переходит в

состав свободно циркулирующих подземных флюидов, где происходит естественное осреднение его изотопного состава.

Региональные исследования показали, что величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах является устойчивой региональной меткой: она практически одинакова в пределах одного региона во флюидах разного типа (газах горячих и холодных минеральных источников, пластовых водах, углеводородных залежах, эманациях грязевых вулканов), но существенно различается по регионам, отражая их тектоническую специфику. Установлено (Поляк, 1988), что эта величина варьирует в зависимости от возраста гранитно-метаморфического слоя. Минимальные значения $^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-8}$, характерные для древних стабильных платформ, соответствуют чисто радиогенному He, образующемуся в земной коре при спонтанном распаде ^{238}U и ^{242}Th . Максимальные отношения (10^{-5}), определенные в газах областей современного вулканизма, отражают примесь первичного He, сохранившегося в подкоровых геосферах, и являются прямым вещественным индикатором современной разгрузки тепломассопотока из мантии в земную кору. Промежуточные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ отражают либо постепенное стирание исходной изотопно-гелиевой метки мантийного вещества, вошедшего в состав коры, либо контаминацию корового He дополнительной порцией мантийных дериватов при повторной тектоно-магматической активизации.

Региональные вариации значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в земных газах совпадают с вариациями теплового потока q_{He} . Установленная (Поляк и др., 1979) эмпирическая зависимость между этими параметрами аппроксимируется следующим уравнением:

$$q_{\text{He}} [\text{мВт/м}^2] = 6,94 \ln(^3\text{He}/^4\text{He}) + 165,1.$$

Наличие этой связи позволяет по величине изотопно-гелиевого отношения в газовой фазе источников получить оценки теплового потока. Этот метод приобретает особенно важное значение для районов, где имеется большое количество термоминеральных источников и невозможно провести прямые геотермические измерения из-за отсутствия скважин.

В пунктах изотопно-гелиевого опробования в Монголии по приведенной формуле были рассчитаны величины теплового потока, а в нескольких точках вблизи источников значения были получены непосредственными измерениями в скважинах. Сравнение кондуктивного теплового потока q_T с q_{He} показало, что расхождения в двух случаях из трех составляют 20%, а для района Прихубсугуля отмечается почти идеальное совпадение результатов. Одной из возможных причин расхождений является влияние нестационарных геодинамических процессов на измеряемый тепловой поток. К ним относятся: неотектоническое воздымание, эрозия, образование надвигов, глубокая фильтрация подземных вод. Эти факторы, искажая измеряемый тепловой поток, никак не влияют на изотопный состав He, что позволяет получать не искаженное приповерхностными возмущениями значение q_{He} .

Применяемые методы косвенных оценок геотермических параметров, хотя и не могут сравниться по точности с прямыми, геотермическими методами измерений, дают очень важную дополнительную информацию, которую зачастую невозможно получить никаким другим способом из-за слабой разбуренности территории.

В заключение лекции рассмотрим весьма кратко влияние тепла, доставляемого в кору магматическими интрузиями, т.е. конвективного теплопереноса за счет движения теплоносителя - подъема вулканических пород. Тепломассоперенос - это важнейший глобальный процесс, ответственный за геологическую эволюцию всей планеты. Все обсуждаемые сейчас движущие механизмы развития тектоносферы: астенолиты, зонная плавка, фазовые переходы базальта в эклогит или оливина в шпинель, диапиризм, "горячие точки", мантийная конвекция и т.д. являются частными случаями более общего процесса - тепломассопереноса. В конечном счете, тепломассоперенос приведет к

достижению Землей теплового и гравитационного равновесия, от которого она, правда, еще далека. Мы упростим это рассмотрение опустив в большинстве случаев громоздкий математический аппарат, который на практике используется при моделировании развития геотермических полей в реальных геологических средах. Это потребовало бы дополнительно нескольких отдельных лекций. Отметим только, что аналитическое решение задачи о распределении температуры находится из решения нестационарного уравнения теплопроводности для полупространства с заданными граничными и начальными условиями при аппроксимации аномального тела правильными геометрическими формами. Например, источник тепла может быть представлен как линейный, либо представлен прямоугольной призмой, либо в виде сферы и т.п.

Заметим, что эти формулы аналогичны формулам, используемым при описании гравитационных аномалий над плотностной неоднородностью в форме, например, в форме параллелепипеда. В этом заключается сходство аналогии между методами интерпретации аномалий теплового и других геофизических полей, в том числе и геотермического. Заметим, что аналитические выражения применяют весьма ограниченно, как правило для геометрии моделируемого пространства и геологических тел, имеющих правильную геометрическую форму (сфера, цилиндр, прямоугольник и т.п.). Практически исследователь сейчас не пользуется ими для решения обратной задачи. Гораздо быстрее и эффективнее использовать численные методы (методы "конечных разностей", "конечных элементов" и др.) для расчета геотермических характеристик объекта с помощью компьютера.

Амплитуда и форма аномалии теплового потока зависят от интенсивности и продолжительности тепловыделения, глубины залегания источника и времени. Ширина аномалии определяется в основном горизонтальными размерами теплового источника. Темп восстановления теплового равновесия после прекращения действия источника определяется из критерия Фурье по формуле $t = h^2/4a$, где h - глубина верхней кромки источника, a - температуропроводность.

Предположив, что установленная по эмпирическим данным зависимость теплового потока от возраста структур отражает процесс выравнивания возмущенного теплового состояния, связанного с действием дополнительного источника тепла, можно подобрать такие параметры источника и среды, при которых изменение теплового потока со временем будет наилучшим образом соответствовать наблюдаемым значениям потока для структур различного возраста.

Заметим, что теоретическая и наблюдаемая зависимости имеют разные временные шкалы. В теоретической - начало временной координаты приурочено к началу действия источника, а в эмпирической - к периоду максимального разогрева земной коры, который фиксируется по времени главной складчатости. Полученные решения имеют большое значение при изучении тепловой эволюции литосферы в процессе ее наращивания. Эта модель характерна для большинства регионов с мозаичным строением - это платформы, плиты, складчатые мозаичные пояса и т.п.

В качестве начального условия можно принять распределение температуры, соответствующее зонам деструкции - аналогам рифтогенных структур. В современных рифтах литосфера имеет мощность приблизительно 20-25 км, а ниже этой глубины идет нарастание температуры с адиабатическим градиентом. При этом задачу можно решать с граничным условием 2-го рода на нижней границе, которое в такой модели физически более обоснованно, чем условие постоянства температуры. Достаточно долгая (до 1 млрд лет) инвариантность теплового потока из мантии на глубине 350-400 км, вероятно, также нарушается, так как должно происходить уменьшение потока из-за истощения радиоактивных элементов в мантии. Теоретические (Birch, 1964) и экспериментальные (Грин, Рингвуд, 1968) исследования показывают, что тепловой поток с поверхности переходного слоя мантии, т.е. с глубины 400 км должен быть чисто кондуктивным, потому что при давлениях 125 – 130 кбар на этой глубине динамический градиент больше

температурного, т.е. не будет происходить фракционного плавления вещества. Поэтому в расчетной модели обычно рассматриваются изменения температуры во времени для верхних 400 км Земли.

Моделирование показало, что происходит уменьшение геотермического градиента в верхней части литосферы и кристаллизация вещества, а также постепенное повышение температуры на глубине 360 км. Из-за малой скорости распространения кондуктивного тепла происходит разогревание нижней границы. Однако для первых 10 млн лет после образования надвига за счет демпфирующего эффекта теплоты фазового перехода температура на нижней границе слабо изменяется. Но затем подъем температуры становится очень заметным. Так, через 50 млн лет температура на глубине 120 км повышается на 200°C, через 100 млн лет – на 250°C. Темп приращения температуры со временем уменьшается. При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать зона с адиабатическим градиентом температуры.

Для момента времени $t = 10$ млн. лет эта зона располагается в интервале глубин 80 – 240 км, для $t = 50$ млн. лет – 160-220 км, для $t = 80$ млн. лет – 180 – 210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенолинзам или астенопластинам в терминологии А.В.Пейве, расположенным внутри более вязкой литосферы. Через 50 млн. лет после начала процесса геотермограмма пересечет кривую солидуса мантийного вещества на глубине 360 км. С этого времени происходит фракционное плавление при более высокой температуре, соответствующей термодинамической обстановке на данной глубине. Затем граница фракционного плавления будет смещаться вверх. В результате фазового перехода будет поглощаться тепловая энергия и соответственно уменьшаться тепловой поток. При моделировании это учитывалось в виде уменьшения нижнего граничного условия. Однако заметим, что эквивалентная плотность теплового потока фазового перехода примерно на порядок ниже глубинного теплового потока. Недавно эта модель была несколько усовершенствована профессором Valiya Hamza (Рио де Жанейру) применительно к тепловому потоку в океанической литосфере. Мы не рассматриваем ее в деталях в рамках нашей лекции.

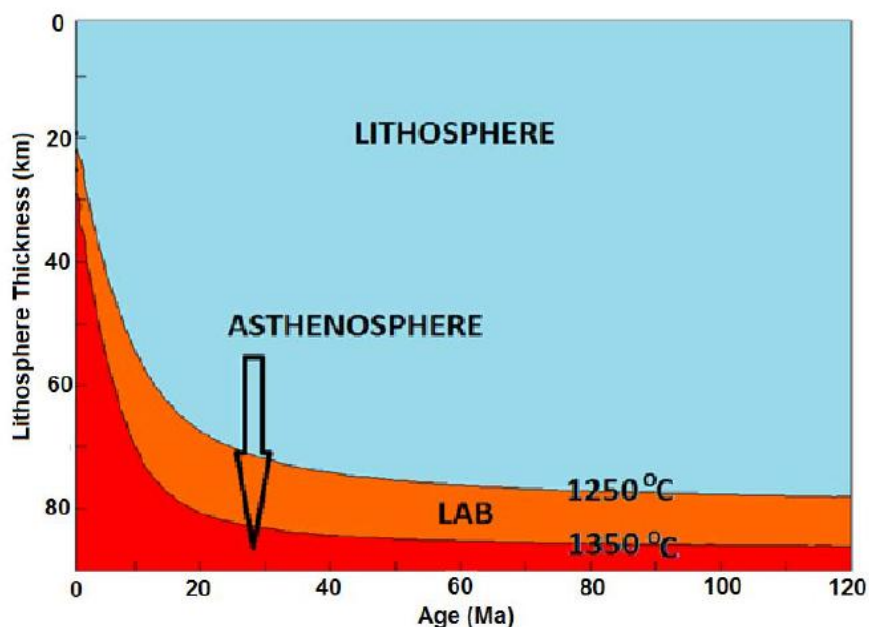


Рисунок – Геотермическая модель эволюции океанической литосферы по V. M. Hamza and F. P. Vieira, 2012.

(Variations in the thickness of the oceanic lithosphere with age, according to the Finite Half Space (FHS) model, for the case of basal geotherms of 1250_CC and 1350_C).

Через 1000 млн. лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления составляет 250 – 260 км. Такая же глубина наблюдается для времени $t = 500$ млн лет. Другими словами – тепловое поле является весьма инерционным. Процесс его формирования определяется многими миллионами лет.

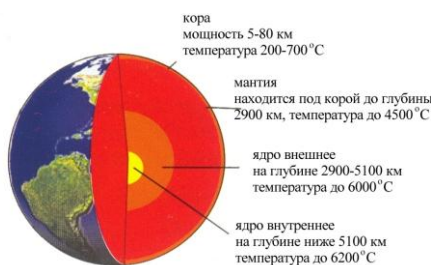
Изменение теплового потока с поверхности в данной модели сравнивается с кривой изменения теплового потока в зависимости от времени последней стадии тектоно-магматической активизации, полученной Б.Г.Поляком и Я.Б.Смирновым (1968) в результате статистической обработки геотермических данных по разновозрастным тектоническим областям. Близкое совпадение кривых объясняется тем, что авторы этой зависимости располагали в основном данными по мозаичным структурам с возрастом более 50 млн лет. К тому времени были лишь немногочисленные измерения теплового потока в мезозойских и палеозойских линейных поясах.

Таким образом, модель остывания и кристаллизации астеносферы удовлетворяет наблюдаемому распределению геотермического поля в разновозрастных мозаичных зонах. Это позволяет предложить физическое объяснение наблюдаемой зависимости: тепловой поток – тектонический возраст. Статистически значимые отклонения от этой зависимости связаны с нестационарными возмущениями геотермического поля при структурно-вещественных перестройках литосферы.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Дайте характеристики основных гидродинамических зон.
2. Каковы особенности теплопереноса в активных тектонических зонах? Что такое гидротермальная система?
3. Каковы компоненты величины общего выноса тепла ?
4. Каковы особенности расчета полного выноса тепла в областях питания, транзита и разгрузки подземных вод ?
5. Каковы оценки конвективного выноса тепла в стабильных и активных районах? Как они соотносятся с величинами кондуктивных теплопотерь ?
6. Типы геотермометров. Какие компоненты используются для гидрохимических, газовых и изотопных геотермометров?
7. Какова методика расчета глубинных температур и теплотоков по гидрохимическим индикаторам ?
8. Использование величины изотопного отношения гелия для оценки глубинного теплового потока. Сферы применения косвенных оценок теплового потока.

ЛЕКЦИЯ 11. МЕТОДИКА ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ



В этой лекции мы рассмотрим: *вопросы, связанные с методиками оценки плотности ресурсов подземного тепла, принятыми при оценке перспективности различных толщ в основном, платформенного чехла, рассмотрим какие параметры влияют на извлекаемые ресурсы геотермальной энергии, дадим понятия о состоянии проблемы в целом, об категориях, о геотермальном потенциале, попутно затронем и другие вопросы.*

Краткий очерк по методикам оценки плотности ресурсов геотермальной

энергии

Существует ряд методик определения плотности распределения геотермальных ресурсов. Используются и другие методики расчета. Для выполнения самой первой количественной оценки плотности геотермальных ресурсов для территории Беларуси использовалась методика, Дядькина Ю.Д. и Богуславского Э.И, где принято выделять категории для оценки ресурсов геотермальной энергии – перспективные (С3) и прогнозные – (Р1 и Р2). Ресурсы категории Р1 применяют при доказанной возможности освоения подземного тепла, тогда как ресурсы категории Р2 учитывают лишь потенциальную возможность формирования и промышленной локализации месторождений этой энергии для конкретной территории, либо геологической структуры. Ресурсы категории Р1 принято рассчитывать до глубин серийно освоенных бурением – 6 км, а ресурсы категории Р2 – до достижимой современными способами глубины бурения, обычно – 10 км. Наконец, категория С3 учитывает экономическую целесообразность освоения геотермальной энергии и применяется на стадии проектирования реальных геотермальных установок. Ресурсы категории Р2 характеризуют предельную топливно-сырьевую базу геотермальной энергетики рассматриваемого региона в целом на отдаленную перспективу.

Поскольку нашей целью является не проектирование разработки реального геотермального месторождения (в ходе которого необходим детальный подсчет и утверждение ресурсов подземного тепла), а общая оценка геотермального потенциала, например, Припятского прогиба, то мы не будем ориентироваться на детальный подсчет ресурсов геотермальной энергии по отдельным геотермальным месторождениям и по отдельным геологическим структурам. Выполняемые расчеты нужны, прежде всего, дать ее количественную оценку и на этой основе выделить районы, более и менее перспективные для проведения более детальных исследований, они в дальнейшем послужит основой для постановки научно-исследовательских и проектных работ, посвященных конкретным геотермальным месторождениям. Ниже мы остановимся лишь на двух методиках. Одна из них разработана в Санкт-Петербургском Горном институте (Дядькин и др., 1991), а вторая – используется в странах западной Европы при оценке ресурсов геотермальной энергии (Hurter S., Haenel R., 2002).

Методика Санкт-Петербургского Горного института

По этой методике принято выделять следующие категории при оценке ресурсов геотермальной энергии (Дядькин и др., 1991) - перспективные (С3) и прогнозные - (Р1 и Р2). Ресурсы категории Р1 применяют при доказанной возможности освоения подземного тепла, тогда как ресурсы категории Р2 учитывают лишь потенциальную возможность формирования и промышленной локализации месторождений указанной энергии для конкретной территории, либо геологической структуры, по сути дела – это запасы тепла, накопленные в горных породах без учета реальной возможности извлечения этого тепла. Они оцениваются для больших регионов (в нашем случае - всей территории Беларуси). Эта оценка базируется на анализе региональных геолого-геофизических и геотермических материалов для интервала разреза от глубины залегания так называемого нейтрального слоя до достижимой современными способами бурения глубины, в качестве которой обычно принимают - 10 км. Ресурсы категории Р2 характеризуют предельную топливно-сырьевую базу геотермальной энергетики рассматриваемого региона в целом на

отдаленную перспективу.

Обычно ресурсы категории P₁ рассчитывают с учетом директивных требований теплопотребителя по температуре поступающего и сбрасываемого теплоносителя с учетом коэффициента температурного извлечения и возможного подогрева теплоносителя до глубин промышленно и массово освоенных бурением - 6 км, например в ходе геолого-поисковых работ, либо бурения, выполняемого при поисках нефти и газа.

Наконец, категория C₃ учитывает экономическую целесообразность освоения геотермальной энергии. Как отмечалось выше, экономическая эффективность диктуется многими, и не только геологическими факторами, такими как:

- температура геотермального флюида,
- дебиты скважин,
- минерализация подземных вод,
- принятая технологическая схема извлечения подземного тепла,
- наличие потребителей тепла и их требования к параметрам потребляемой тепловой энергии (температура, расход, сезонность спроса и т.п.),
- учета необходимости, либо отсутствия таковой, для закачки отработанного теплоносителя в подземные горизонты,
- необходимость бурения эксплуатационных и нагнетательных скважин и их глубина,
- затраты на приобретение скважинного оборудования и строительство помещений под геотермальные станции,
- длина и диаметры подводящих теплотрасс и технологических трубопроводов для захоронения отработанных вод,
- местные цены на традиционные виды топлива и т.д.

Поскольку в данной работе мы не рассматриваем конкретные месторождения, либо конкретных потребителей геотермальной энергии, то оценивать эту категорию количественно на данной стадии исследований нецелесообразно.

В ранее составленном нами отчете (Зуй и др., 2000) приведены сведения по ресурсам категории P₂ для всей территории Беларуси. Было показано, что максимальные значения соответствуют структурам палеозойского возраста - территории Припятского прогиба и Брестской впадины. В пределах прогиба плотность геотермальных ресурсов этой категории может достигать от 120 до 240 тонн условного топлива на квадратный метр (т.у.т./м²), а для впадины – от 120 до 160 т.у.т./м². В последнем случае необходимо бурение в кристаллический фундамент до глубины 6 км.

Плотность же извлекаемых запасов геотермальной энергии категории P₁ значительно меньше. Согласно работе Дядькина (Дядькин и др., 1991), этот режим определяют для случаев горячего водоснабжения теплопотребителей и для отопительного теплоснабжения. Для первого случая, с учетом потерь температуры в теплообменнике (~10°C), обычно принимается режим, где верхняя температура теплоносителя равна 70°C, а сбрасываемая - 20°C. Для отопительных целей базовые температуры составляют соответственно 90 и 40°C. Мы здесь не делаем пока акцент на использование тепловых насосов. При этом схемы теплоснабжения с использованием тепловых насосов могут работать и с более низкими температурами водоносного горизонта.

Для расчета плотности прогнозных запасов геотермальной энергии категории P₁ (т.у.т./м²) используется формула (Дядькин и др., 1991):

$$q_{p1} = K \cdot R_{из} \cdot C_v \cdot (H_H - H_B) \cdot (T_{ep} - T_0), \quad (5.1)$$

где K - норма расхода топлива на товарное тепло, равная $0,043 \cdot 10^{-9}$ т.у.т/Дж

$R_{из} = 0,125 + \Delta t_g / (T - t_0)$ - коэффициент извлечения,

Δt_g - величина догрева,

T - начальная температура,

t_0 - температура сбрасываемого флюида

C_V - объемная теплоемкость пород, Дж/(м³ · °С)

H_H - глубина ресурсного интервала ~ 6 км

H_B - верхняя граница ресурсного интервала, определяемая по формуле:

$H_B = (T_B - t_{H.C.}) / G + h_{H.C.}$, где

G - средний градиент температуры,

$h_{H.C.}$ - глубина нейтрального слоя

$T_{H.C.}$, $T_{ср}$ – температура нейтрального слоя и средняя температура в интервале.

Данные по рассчитанной плотности геотермальных ресурсов для территории Беларуси, выполненной по этой методике, приведены в фондовых работах (Зуй и др., 2000), а также в опубликованных работах (Zui, Levashkevich, 1999; Zui, Gribik, 2000; Zui, Levashkevich, Mikulchik, 2002).

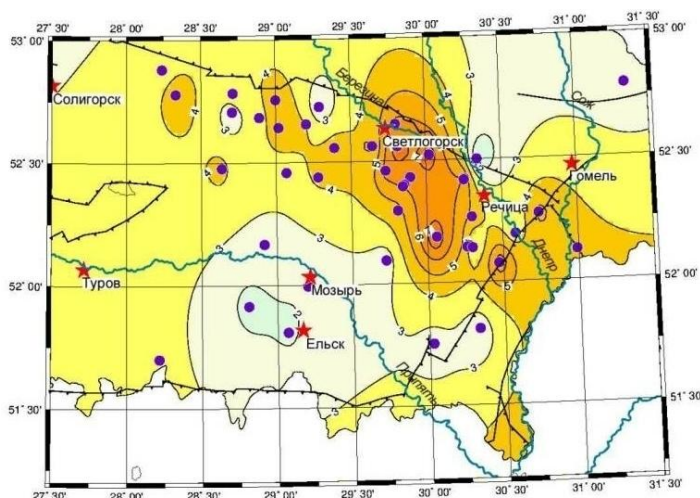


Рисунок - Карта плотности извлекаемых ресурсов категории P_1 для Припятского прогиба (Zui, Levashkevich, Mikulchik, 2002), рассчитанная по методике Дядькина (Дядькин и др., 1991) без привязки к конкретным толщам платформенного чехла.

Карта плотности геотермальных ресурсов категории P_1 в части территории Припятского прогиба, полученная с использованием этой методики, приведена на рисунке. Согласно этой карте, плотность извлекаемых ресурсов в северной зоне прогиба достигает 4-6 т.у.т./м². В южной и западной частях палеорифта она снижается до 2-3 т.у.т./м². Распределение изолиний плотности на ней имеет контрастный характер, но в целом наибольшие расчетные значения соответствуют положению геотермической аномалии в северной части прогиба.

Недостатками методики Санкт-Петербургского горного института являются:

а) Плотность ресурсов геотермальной энергии категории P_1 (извлекаемые ресурсы) рассчитаны для 6 км. В Припятском прогибе эта глубина соответствует породам кристаллического фундамента. Как отмечалось выше, технология извлечения тепла из сухих горных пород еще в мировой практике не отработана в достаточной мере.

Извлечение тепла из геотермального горизонта кристаллического фундамента в настоящее время будет явно нерентабельным проектом вследствие как глубины залегания горизонта, так и необходимости бурения в фундамент 2-х скважин для создания обеспечения работы такого «геотермального котла», созданного путем гидроразрыва горных пород.

б) Мощные толщи каменной соли, достигающие в ряде случаев суммарно 3 и более километров, являются сухими горными породами и не содержат геотермального флюида. Исключение составляют лишь незначительные несолевые пропластки в толщах соли, имеющие ограниченное распространение и подчиненное значение.

в) Подсолевые отложения насыщены крепкими рассолами. Их минерализация достигает 350-400 г/л. В мировой практике имеется лишь опыт по использованию термальных рассолов с минерализацией не более 220 г/л (геотермальная станция Neustadt Glewe, Германия). Технология использования геотермальной энергии из более крепких рассолов отсутствует. По этой причине ресурсы геотермального горизонта подсолевых пород вряд ли можно отнести в настоящее время к категории так называемых «извлекаемых».

Другими словами, описанная методика, по сути, плохо применима для оценки плотности ресурсов извлекаемого геотермального тепла в Припятском прогибе из-за особенностей его геологического строения. Это, прежде всего, наличие мощных толщ каменной соли, не содержащих флюидов, глубокого залегания фундамента и, частично, высокой минерализации рассолов глубоких горизонтов. В связи с этим, на приведенной выше карте плотность реально извлекаемых ресурсов геотермальной энергии в пределах Припятского прогиба представляется завышенной и требует пересмотра.

Начало исследований по количественной оценке перспективности территории Беларуси для использования подземного тепла с использованием описанной методики относилось к 1998 году, когда были отмечены Припятский прогиб и белорусская часть Подляско-Брестской впадины как представляющие интерес для постановки более детальных исследований. Остальная территория страны на схеме плотности геотермальных ресурсов тогда представлялась как молоперспективная.

Для северной части Припятского прогиба наиболее характерна плотность ресурсов для теплоснабжения в интервале 4 – 6 т.у.т./м². Эта территория расположена, в основном, между Малодушинско-Червонослободской ступенью фундамента и северным бортом прогиба. В ее центре выделяется ограниченная зона с плотностью запасов 6 и более т.у.т./м². Вместе с тем, верхняя граница ресурсного интервала для режима 70/20 °С для большей части точек расчета находится в интервале 1,2 – 2,0 км, т.е. расчетная область охватывает большую часть толщ соли и пород фундамента. Прогнозные ресурсы категории Р₁ для теплоснабжения Припятского региона близки к 40 млрд. т.у.т., если в качестве благоприятных считать значения плотности запасов более 2 т.у.т./м².

Сравнительная оценка ресурсообеспечения геотермальными источниками (по аналогии с Россией) позволяет отметить, что согласно рассмотренной методике, значения q_{p1} в интервале 2 – 6 т.у.т./м² являются благоприятными для режима горячего водоснабжения 70/20 °С. На территории Беларуси наиболее благоприятные районы для использования геотермальной энергии указанного режима находятся в пределах Подляско-Брестской впадины западнее линии Высокое – Жабинка – Малорита и в Гомельской области – центральная и северная зоны Припятского прогиба. При этом плотность запасов в Брестской области, рассчитанная по данной методике, не превосходит 4 т.у.т./м². Предполагалось, что по температурным условиям здесь возможно использование геотермальной энергии, главным образом, для целей горячего водоснабжения. В случае применения тепловых насосов возможно также ее использование и для целей отопления при условии догрева теплоносителя в наиболее холодные недели года. Без такого подхода здесь почти отсутствуют запасы категории q_{p1} для отопительного режима 90/40 °С. Кроме того, перспективно применение тепловых насосов для отопления зданий и сооружений, теплиц, парниково-тепличных комбинатов и т.п.

Следует подчеркнуть, что методика Санкт-Петербургского горного института не учитывает наличие, либо отсутствие коллекторов (пористость, естественная трещиноватость), мощности платформенного чехла и других параметров. Она рассчитана на предварительную оценку наличия, либо отсутствия приемлемых геотермальных ресурсов для крупных регионов. В Подляско-Брестской впадине, например, мощность платформенного чехла лишь в локальных местах превышает 1,4 – 1,5 км. Это означает, что для того, чтобы использовать вычисленные выше ресурсы категории P_1 , пришлось бы бурить 4,5 км (до глубины 6 км) по породам кристаллического фундамента каждой из двух скважин, чтобы создать циркуляционную систему с зоной искусственной трещиноватости (технология Hot Dry Rock). Очевидно, что при средней цене бурения 1 метра глубокой скважины в платформенном чехле Беларуси порядка 500 - 600 \$US, этот вариант экономически не оправдан.

Методика, принятая в странах западной Европы

По существу, геотермальные ресурсы – это та часть геотермальной энергии, которая может быть экономически рентабельно извлечена в ближайшем будущем. Геотермальные резервы – это часть ресурсов, которая может эксплуатироваться в настоящее время и подтверждается данными бурения, геологическими, геофизическими и геохимическими исследованиями. Имеется много методов количественной оценки геотермальных ресурсов. Этот метод использует модель объемного содержания тепла в пористых коллекторах и предполагает извлечение геотермальной энергии системой дублетов скважин (эксплуатационная и нагнетательная).

Ресурс H_1 (в Джоулях) оценивается по формуле (Hurter, Haenel, 2002):

$$H_1 = H_0 \cdot R_0, \quad (5.2)$$

где: H_0 представляет собой тепло, содержащееся в породах на месте их залегания и подразумевает объемную модель его извлечения. Сюда включается тепло, запасенное в матрице горной породы (m) и в воде (флюиде), заполняющей поровое пространство (w):

$$H_0 = [(1-P) \cdot \rho_m \cdot c_m + P \cdot \rho_w \cdot c_w] \cdot [T_t - T_0] \cdot A \cdot \Delta z, \quad (5.3)$$

Где (Hurter, Haenel, 2002):

ρ_m, ρ_w - плотность матрицы горной породы и воды, соответственно, кг/м^3 ,

c_m, c_w - удельная теплоемкость матрицы горной породы и воды, соответственно, Дж/(кг K) ,

P - эффективная пористость, безразмерная величина,

T_t - температура на кровле водоносного горизонта, $^{\circ}\text{C}$,

T_0 - температура на земной поверхности, $^{\circ}\text{C}$,

A - рассматриваемая площадь земной поверхности, м^2 ,

Δz - эффективная мощность водоносного горизонта, м.

R_0 – коэффициент извлечения, представляет собой часть тепла, которое подлежит добыче. Этот коэффициент зависит от используемой технологии. Если добыча производится с использованием дублета скважин, что наиболее целесообразно для условий Припятского прогиба, при котором через эксплуатационную скважину происходит подъем геотермального флюида, а через нагнетательную – захоронение отработанного флюида в водоносный горизонт, тогда:

$$R_0 = 0.33 (T_t - T_r) / (T_t - T_0), \quad (5.4a)$$

где T_r - температура закачки (реинжекции), $^{\circ}\text{C}$, остальные обозначения см. выше.

Возврат отработанных термальных вод в водоносный горизонт предотвращает падение давления в нем во время эксплуатации, равно как и загрязнение поверхностных водотоков, отработанными минеральными водами и солеными рассолами. Группа экспертов Европейского Союза рекомендует значение $T_r = 25^{\circ}\text{C}$, хотя на практике используют и меньшую величину, например на Клайпедской геотермальной станции закачка отработанного рассола производится при температуре всего 11°C . Если используется только одна эксплуатационная скважина, например когда теплые воды пресные, то рекомендуется значение коэффициента извлечения (Hurter, Haenel, 2002):

$$R_0 \approx 0.1. \quad (5.4b)$$

В расчет входят данные по объемной теплоемкости горной породы и воды $\rho_m \cdot c_m$ и $\rho_w \cdot c_w$, соответственно. Первые определяются по данным лабораторных измерений, выполняемых на образцах горных пород, поднятых при бурении скважин. Удельная же и объемная теплоемкость воды является параметром, зависящим от температуры. Максимальные значения этого параметра находятся в диапазоне 30-50 °С. Вид этой зависимости представлен на рис.5.2. (Кошкин, Ширкевич, 1976).

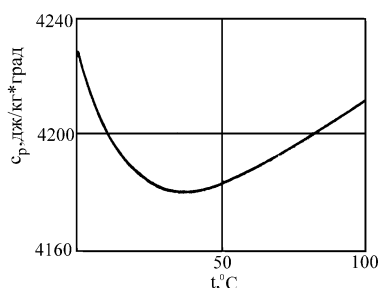


Рис. - Удельная теплоемкость воды при различных температурах.

Данные, необходимые для оценки ресурсов гетермальной энергии с помощью описанной методики, не требуют проведения специальных тестов скважин. Они доступны из литолого-стратиграфического описания разреза, информации по пористости образцов горных пород, каротажных диаграмм и термограмм скважин. В нефтяной практике часто имеются данные по проницаемости, либо гидропроводности продуктивных толщ, однако получение этих параметров специально для оценки геотермальных ресурсов требует проведения дорогостоящих откачек из скважин. Кроме того, полученные таким образом параметры проницаемости характеризуют локальные участки. Они весьма изменчивы (иногда непредсказуемо) по площади даже в пределах одной залежи нефти, либо газа.

Информация по геохимии рассолов важна для правильного выбора методики извлечения геотермальной энергии и используется при разработке конкретных проектов. Однако чаще всего эти сведения отсутствуют, особенно за пределами месторождений углеводородов, поэтому и для оценки ресурсов геотермальной энергии приходится использовать усредненные данные.

Приведенная методика не требует знания других критических параметров, которые чаще всего отсутствуют, например площадного распределения радиогенной теплогенерации в пределах изучаемой структуры и т.п.

Методика, использованная для определения плотности геотермальных ресурсов в платформенном чехле Беларуси

По существу, геотермальные ресурсы – это та часть геотермальной энергии, которая может быть экономически рентабельно извлечена в ближайшем будущем. Геотермальные резервы – это часть ресурсов, которая может эксплуатироваться в настоящее время и подтверждается данными бурения, геологическими, геофизическими и геохимическими исследованиями. Выполняемые расчеты должны, прежде всего, дать количественную оценку геотермальных ресурсов, заключенных в платформенном чехле, и на этой основе выделить районы, перспективные для проведения детальных исследований и проектных

работ, посвященных конкретным геотермальным месторождениям. Для оценки плотности по этой причине в дальнейших расчетах ресурсов геотермальной энергии в Беларуси нами использована описанная здесь методика

Данные, необходимые для оценки ресурсов геотермальной энергии с помощью описанной методики, не требуют проведения специальных тестов скважин. Они доступны из литолого-стратиграфического описания разреза, информации по пористости образцов горных пород, каротажных диаграмм и термограмм скважин. В гидрогеологической практике не всегда имеются данные по проницаемости, либо гидропроводности продуктивных толщ, получение этих параметров требует проведения откачек из скважин, либо специальных расчетов по диаграммам производственного каротажа скважин. Кроме того, полученные таким образом параметры проницаемости характеризуют локальные участки. Они весьма изменчивы по площади даже в пределах одной локальной структуры.

Информация по геохимии минеральных вод и рассолов важна при разработке конкретных проектов. Приведенная методика не требует знания других критичных параметров.

Ресурсы геотермальной энергии в зоне распространения пресных вод для Беларуси

С точки зрения более эффективного освоения подземного тепла лучше выбирать более глубокие геотермальные горизонты. Однако в них увеличивается и минерализация термальных рассолов, осложняющих извлечение подземного тепла. Наиболее же благоприятные условия с технологической точки зрения для использования геотермальной энергии существуют в горизонтах платформенного чехла, содержащих пресные воды. Это дает возможность сравнить распределение извлекаемых геотермальных ресурсов для обширной территории Оршанской впадины и ее обрамления в пределах Беларуси. На российской же части этой впадины известны лишь несколько одиночных термограмм,

Схема глубины залегания подошвы зоны распространения пресных вод, изменяющейся от приблизительно 150 – 300 м, выявлена в северной, восточной и южной частях республики. Только в западной части Беларуси она превышает 400 м, а в приграничной с Польшей территории Подляско-Брестской впадины опускается до глубины 1000 м, рисунок 1.

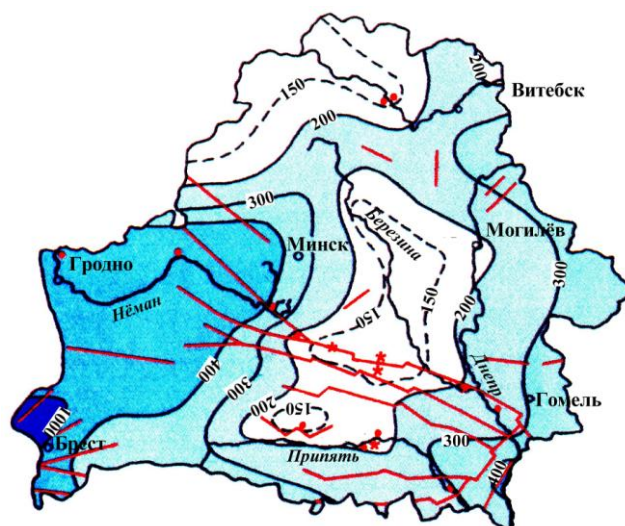
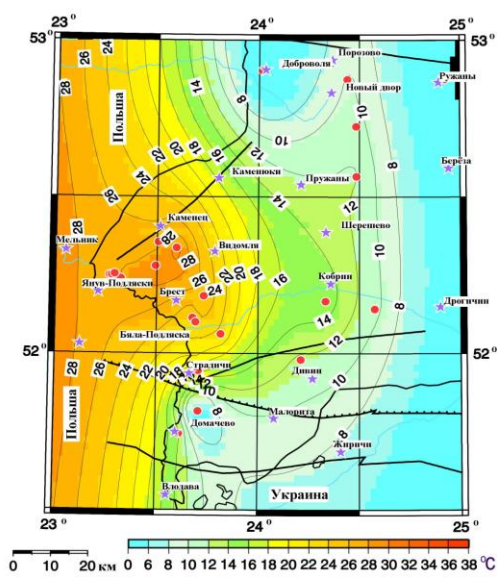


Рисунок – Схема глубины залегания подошвы пресных вод в Беларуси [Кудельский и др., 2000].

Геотермальные ресурсы кембрийских отложений Подляско-Брестской впадины. Глубокое залегание подошвы пресных вод на западе Беларуси является благоприятным фактором для извлечения геотермальной энергии из горизонтов с повышенной температурой. Много глубоких скважин в пределах Подляско-Брестской впадины было пробурено в начале 70-х годов прошлого века при проведении разведочно-картировочного бурения в пределах Кустинской и позднее – Прибугской структур. Кроме этого, в урочище Скверики, в д. Комаровка на юге Брестского района, на территории г. Бреста в санатории-профилактории Брестского отделения железной дороги, а также на заводе БРЭМЗ ранее были пробурены глубокие скважины для поисков минеральных вод. По скважинам Скверики и Комаровка был выполнен термокаротаж. В одиночных разведочно-картировочных скважинах, пробуренных в 60-е – 70-е годы прошлого столетия был выполнен производственный термокаротаж. Во всех перечисленных скважинах вскрыты кембрийские отложения, либо поверхность кристаллического фундамента.

Поскольку температура повсеместно возрастает с глубиной, очевидно, что наиболее высокие значения температуры, а следовательно и наибольшая плотность ресурсов геотермальной энергии, соответствуют нижним геотермальным комплексам, в частности – кембрийским отложениям. Глубина до кровли и подошвы кембрийского комплекса зависит от местоположения скважин. В восточной части региона она уменьшается вплоть до выклинивания, а следовательно, уменьшаются и значения температуры. В западной части региона, по мере приближения к государственной границе, продуктивные толщ погружаются на большую глубину и это приводит к увеличению значений температуры. В результате, общей тенденцией является увеличение температуры на кровле кембрийских, так отложений в направлении с востока на запад. Протерозойские отложения со значениями температуры 35 – 40 °С между населенными пунктами Брест – Видомля – Каменец содержат минеральные воды и нами не рассматриваются.

В отложениях кембрийского возраста, где повсеместно распространены пресные подземные воды вплоть до глубины 1000-1100 м, так в



скважине Вычулковская 201 в тепличном комбинате «Берестье» Брестского района пробной откачкой с открытого интервала 900 – 1000 м получены пресные воды с минерализацией до 500 мг/л и температурой 24 °С, что является благоприятным фактором для практического использования здесь подземного тепла, где построена геотермальная установка тепловой мощностью 1 МВт для нужд этого хозяйства.

Карта распределения температуры в кембрийских отложениях. Карта распределения температуры на кровле кембрийских отложений приведена на рис. 3. Увеличение контраста температурного поля на кровле этого продуктивного горизонта отчетливо прослеживается в западном направлении, в котором происходит погружение и увеличение мощности толщи кембрия.

Рисунок 3 – Карта распределения температуры по кровле кембрийского геотермального комплекса в западной части Брестской области [Зуй, 2009б].

Обозначения: изученные скважины показаны красными кружками; жирными линиями черного цвета обозначены глубинные разломы в фундаменте, линия с зубцами – суперрегиональный разлом, отграничивающий Подляско-Брестскую впадину от Луковско-Ратновского горста.

В пределах Беларуси изотермы проведены путем интерполяции, а за ее границами – экстраполированы. Температура на глубине залегания кровли кембрийских отложений в регионе изменяется от 10,3 до 28,5 °С. Разница между крайними значениями составляет около 18 °С. Температура увеличивается по мере погружения этой продуктивной толщи. В западной части изучаемого региона в пределах положительной геотермической аномалии значения температуры превышают 20 °С.

Геотермальные ресурсы кембрийского горизонта. Расчет извлекаемых ресурсов подземного тепла кембрийского геотермального горизонта впадины был выполнен по методике [Atlas..., 2002]. Значение объемной теплоемкости горных пород принято равным $3,5 \cdot 10^{-6}$ Дж/(м³·°С) опираясь на результаты лабораторного измерения на образцах горных пород Кустинской опорной скважины, а объемной теплоемкости воды – $4,18 \cdot 10^{-6}$ Дж/(м³·°С). Пористость принята равной 15 %, хотя она может достигать по отдельным образцам песчаника более 20–25 %.

Температура обратной закачки отработанных вод диктуется требованием отсутствия выпадения растворенных в термальной воде солей после отбора из неё тепла. На Клайпедской геотермальной станции она принята 11 °С при минерализации рассола около 60–70 г/л. В Подляско-Брестской впадине на глубине залегания кембрийского горизонта воды повсеместно пресные, и эту температуру можно снизить. Нами принято значение 5 °С при среднегодовой температуре местности 9 °С. Плотность ресурсов по указанной методике выражена в Джоулях, чтобы ее перевести в килограммы условного топлива на квадратный метр земной поверхности (кг.у.т./м²) использован коэффициент $k = 0,034 \cdot 10^{-9}$ т.у.т./Дж [Дядькин и др., 1991, с. 170]. Другими словами – для производства 1 Дж тепла необходимо использовать $0.034 \cdot 10^{-9}$ т.у.т. Результаты расчета приведены на рисунке 4.

многочисленными гидрогеологическими окнами. С этой точки зрения в первом приближении интервал глубины 100 – 200 м можно рассматривать как единый геотермальный горизонт.

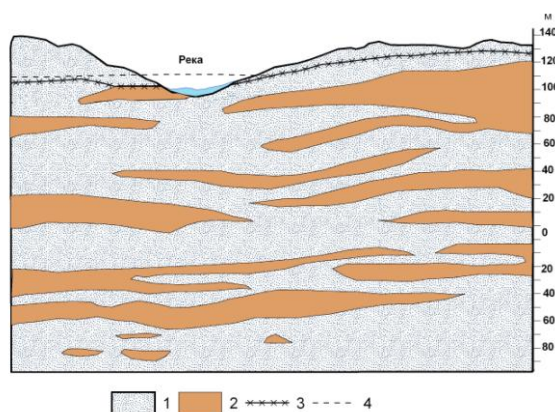


Рисунок – Пример, поясняющий строение верхней части геологического разреза в зоне распространения пресных вод с гидрогеологическими окнами, соединяющими водоносные горизонты.

Обозначения: 1 – водоносные отложения, 2 – относительные водоупоры, 3 – положение зеркала грунтовых вод, 4 – положение зеркала грунтовых вод в периоды половодья.

В этом интервале существует ряд водоносных толщ, как показано выше на рисунке, разделенных слабопроницаемыми отложениями с многочисленными гидрогеологическими окнами. С этой точки зрения в первом приближении интервал глубины 100 – 200 м можно рассматривать как единый геотермальный горизонт.

Полученные результаты определения плотности извлекаемых геотермальных ресурсов представлены ниже на рисунке.

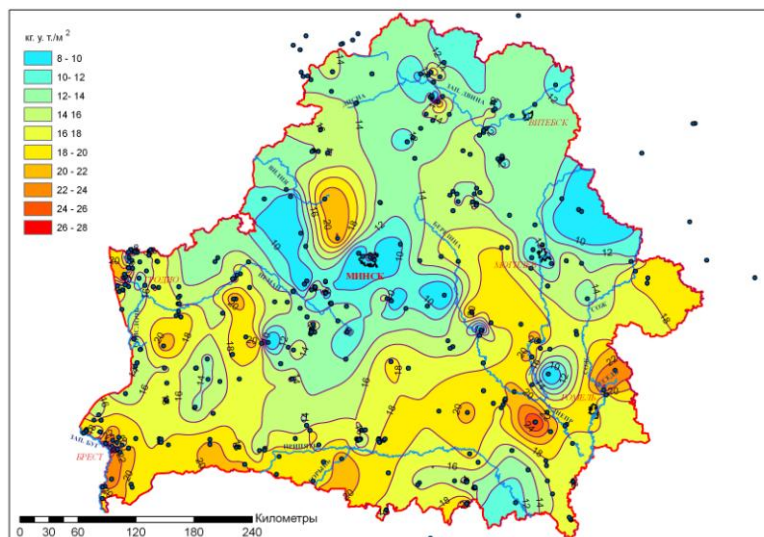


Рисунок 5 – Сводная схема распределения плотности ресурсов геотермальной энергии для интервала глубины 100 – 200 м в пределах Беларуси. Составили Зуй В.И., Павловская О.А., 2012.

В западной части страны к первоочередным участкам для использования природного тепла следует рекомендовать районы, прилегающие к г. Гродно для строительства геотермальных установок для децентрализованного отопления зданий и сооружений, а

также всю территорию Подляско-Брестской впадины, простирающуюся от Домачева до Столина и Давид Городка с плотностью геотермальных ресурсов $18 - 20 \text{ кг.у.т./м}^2$. В этом регионе выделяется также положительная аномалия между населенными пунктами Иваново – Дрогичин – Новогрудок.

В Витебской и Могилевской области выявлены зоны с возобновляемыми ресурсами геотермальной энергии, пригодные для практического использования. Однако их значение изменяется приблизительно от 12 до 20 кг.у.т./м^2 в пределах региона. Они в значительной степени зависят от особенностей геологического строения конкретных блоков земной коры. В Могилевской области по мере приближения к Припятскому прогибу плотность извлекаемых ресурсов увеличивается до $18 - 20 \text{ кг.у.т./м}^2$ и ожидаемая эффективность геотермальных установок на базе тепловых насосов возрастает. Современные тепловые насосы имеют сравнительно высокий коэффициент преобразования, достигающий $3 - 4$, а в отдельных случаях и 5 . Это означает, что на 1 кВт электрической мощности, необходимой для привода компрессора теплового насоса вырабатывается, как минимум $3 - 4 \text{ кВт}$ тепловой мощности.

Наиболее низкие значения плотности геотермальных ресурсов $11 - 13 \text{ кг.у.т./м}^2$ для рассматриваемого интервала глубины характеризуются северо-восточная часть Оршанской впадины (Витебская область) и отдельные зоны в центральной части Белорусской антеклизы, в частности районы, прилегающие к г. Минску. Однако и здесь возможно использование геотермальной энергии и уже действуют геотермальные установки на базе тепловых насосов для отопления зданий и сооружений различного назначения, в том числе жилых зданий и промышленных сооружений.

В условиях малоглубинных геотермальных горизонтов для извлечения геотермальной энергии предлагается использование циркуляционных схем на базе водоводяных тепловых насосов. Опыт использования геотермальных ресурсов уже имеется в Беларуси. В стране действует около 100 геотермальных установок, включая и коттеджную застройку. Их суммарная тепловая мощность составляет около $5,5 \text{ МВт}$. В феврале 2010 г. введена в опытную эксплуатацию, как отмечалось, пилотная геотермальная станция мощностью 1 МВт на территории тепличного комплекса «Берестье» Брестского района. Основное ее назначение – обогрев $1,5 - 2$ га теплиц хозяйства. Важным моментом является и экономия природного газа до 10% от его общего потребления предприятием.

Ресурсы геотермальной энергии межсолевого комплекса горных пород

Рассмотрим кратко результаты, получаемые с использованием описанной выше методики для условий межсолевой толщи Припятского прогиба. Межсолевые отложения залегают на глинисто-карбонатно-сульфатных отложениях домановичского горизонта. Перекрываются галитовыми образованиями верхней соленосной толщи. Мощность их колеблется в широких пределах: от полного отсутствия в сводах ряда структур вдоль зон разломов до $600-800 \text{ м}$ в наиболее погруженных участках прогиба. В среднем мощность составляет около 410 м . В межсолевой толще по палеонтологическим данным установлены задонский, елецкий и петриковский горизонты.

Как будет показано ниже, межсолевой комплекс Припятского прогиба представляет в настоящее время интерес для геотермических исследований, поскольку плотность ресурсов геотермальной энергии здесь выше, чем в надсолевых отложениях.

Значения температуры на кровле рассматриваемых отложений взяты из термограмм скважин, а значение объемной теплоемкости горных пород принято равным $2.76 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot ^\circ\text{C)}$, а объемной теплоемкости воды – $4.18 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot ^\circ\text{C)}$. Пористость принята равной 5% . Температура обратной закачки отработанных рассолов принята по аналогии с

Клайпедской геотермальной станцией – 11°C при среднегодовой температуре местности – $10-11^{\circ}\text{C}$. В правой колонке приведена плотность ресурсов в тоннах условного топлива (т.у.т.). Переводной коэффициент, дающий связь между единицами измерения, выраженными в т.у.т., с одной стороны, и джоулях, с другой стороны, составляет $k = 0.034 \cdot 10^{-9}$ т.у.т./Дж (Дядькин и др., 1991, с.170). Другими словами – для производства 1 Дж тепловой энергии необходимо затратить $0.034 \cdot 10^{-9}$ т.у.т. При подсчете запасов в межсолевых отложениях прогиба было использовано около 136 скважин. В последней колонке таблицы приведены средние значения по всем скважинам, использованным для вычислений.



Рис. 4.9. Структурная карта поверхности верхнефаменских соленосных отложений Припятского прогиба (составили И.Д. Кудрявец, Е.Т. Балашов, С.Ф. Прохоров, Л.А. Певнева, В.Ф. Давидюк, Ю.А. Усков, Ф.Ш. Шаяхметов, А.Н. Шлычков):
1 - разломы, ограничивающие Припятский грабен; 2 - граница распространения соленосных отложений; 3 - изогипсы поверхности соленосных отложений, м (а - по материалам сейсморазведки, б - электроразведки).

На нижеследующем рисунке изображены распределение температуры на кровле межсолевого комплекса горных пород и карта плотности извлекаемых геотермальных ресурсов, заключенной в породах межсолевой толщи Припятского прогиба.

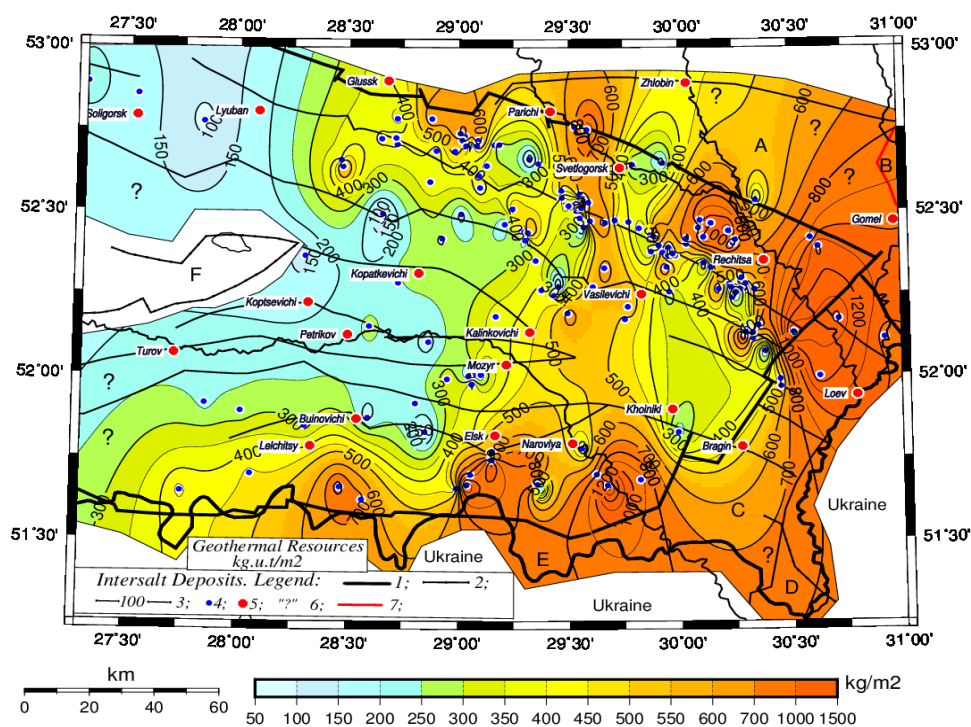


Рисунок - Плотность ресурсов геотермальной энергии, кг.у.т./м², заключенной в межсолевых отложениях Припятского прогиба. Слставили Зуй В.И., Дубаневич М.А., Василенок Е.А., 2015

Вследствие недостаточной геотермической изученности таких зон прогиба конфигурация проведенных здесь изолиний является предварительной. В ряде случаев они проведены путем экстраполяции, например в центральной и южной частях Брагинско-Лоевской седловины, либо в западной части Припятского прогиба. Надежность построения карты здесь низка и для уточнения фактической ситуации необходимо выполнение дополнительных геотермических исследований. Данные по термограммам Украины отсутствовали вовсе, поэтому надежность проведения изолиний в полосе вдоль украинской границы также невысока. Аналогичная ситуация имеет место и относительно территории по другую сторону от северного краевого разлома, отделяющего Припятский прогиб от Жлобинской седловины и Бобруйского погребенного выступа фундамента. Отсутствие межсолевых отложений на локальных участках при построении изолиний плотности геотермальных ресурсов нами не учитывалась. Это имеет принципиальное значение лишь на стадии проектирования конкретных геотермальных установок для конкретных потребителей подземного тепла.

Как уже отмечалось выше, наиболее изученной частью Припятского прогиба является северная его зона, надежность изолиний плотности ресурсов геотермальной энергии здесь достаточно высока. Однако вследствие значительной изменчивости по латерали пористости коллекторов и отсутствия надежных данных по распределению этого параметра нами принята средняя пористость для всего межсолевого комплекса 5%. По этой причине при проектировании конкретных геотермальных установок потребуются изучение пористости на образцах керна и могут наблюдаться некоторые (в принципе небольшие) отклонения от плотности ресурсов, показанных на карте для отдельных локальных участков.

Значения плотности ресурсов межсолевого геотермального горизонта по изученным скважинам изменяются в широком интервале от 0,112 т.у.т/м² до 1,75 т.у.т/м². Увеличение запасов геотермальной энергии, как видно на карте, происходит в северо-восточном направлении и по мере приближения к Брагинско-Лоевской седловине. Изолинии вытянуты, в основном, субпараллельно северо-Припятскому краевому разлому. Наиболее ярко выражены на рассматриваемой территории три аномалии. Первые две носят локальный характер и приурочены соответственно к Судовицкой и Березинской локальным структурам. Значения плотности геотермальных ресурсов здесь достигают 1,44 т.у.т/м² на Судовицкой и 1,41 т.у.т/м² на Березинской структурах. Третья аномалия имеет больший размер и объединяет ряд локальных структур с высокими запасами: Первомайская (1,27 т.у.т/м²), Речицкая (1,35 т.у.т/м²), Восточно-Первомайская (1,08-1,2 т.у.т/м²) и другие. Имеется также ряд локальных структур с хорошими средними показателями плотности запасов геотермальной энергии. К ним относятся Вишанская (0,26-0,49 т.у.т/м²), Давыдовская (0,28-0,75 т.у.т/м²), Оземлинская (0,65-0,71 т.у.т/м²), Южно-Оземлинская (0,46-0,58 т.у.т/м²), Осташковичская (0,56-0,60 т.у.т/м²) и другие.

Для южной части прогиба характерна меньшая плотность запасов геотермальной энергии по сравнению с северной зоной. Фоновые их значения лежат в интервале от 0,25 до 0,65 т.у.т/м². Имеются и одиночные значения до 1,8 т.у.т/м². Так изолиния 0,50 т.у.т/м² оконтуривает Ельскую, Восточно-Ельскую, Восточно-Выступовичскую структуры и достигает максимального значения в скв. Ельская 28 (1,80 т.у.т/м²) вследствие большой мощности выделенных здесь межсолевых отложений (1623 м). Аналогичная ситуация имеет место и по скважинам Восточно-Выступовичская 2 (1,16 т.у.т/м²), где мощность этого комплекса достигает 950 м и Гребеневская 1 (1,20 т.у.т/м²) при мощности

межсолевых пород 858 м. Цепочка этих локальных участков повышенной плотности запасов геотермальных ресурсов прослеживается субпараллельно южно-Припятскому разлому.

Изолиния плотности 0,50 т.у.т/м² проходит через Центральную часть Припятского прогиба в субмеридиональном направлении и условно отделяет западную более холодную часть структуры от ее восточной и северо-восточной – более прогретой части. В целом в Припятском прогибе в среднем преобладают значения плотности от 0,20 т.у.т/м² до 0,60 т.у.т/м². Мозырская площадь 0,29-0,41 т.у.т/м², Савичская 0,33-0,37 т.у.т/м², Копаткевичская 0,16-0,21 т.у.т/м², Каменская 0,26-0,37 т.у.т/м². Однако расчеты для Туровской депрессии, где имеется термограмма только по скв. Туровская 1, показывают повышенное значение плотности ресурсов в ее районе (1,14 т.у.т/м²), что также связано с повышенной мощностью рассматриваемого комплекса пород – 907 м. Западнее Туровской депрессии термограммы скважин отсутствуют и надежность проведения изолиний плотности на карте весьма низка.

Ресурсы геотермальной энергии верхней соли

Верхнесолевые отложения в целом являются водоупором между перекрывающими надсолевыми и подстилающими межсолевыми отложениями. Без учета внутрисолевых пропластков, имеющих локальное распространение, можно в первом приближении считать, что в толще верхней соли отсутствует теплоноситель в виде рассолов. По этой причине извлечение геотермальной энергии из этой толщи путем отбора горячих рассолов практически невозможно. При этом можно лишь рассматривать технологические схемы отбора с использованием глубинных скважинных теплообменников, когда приток тепла к заполняющей скважину пресной воде из массива каменной соли осуществляется кондуктивным путем. При этом отсутствует гидравлическая связь между горными породами и водой в скважине. Извлечение тепла при этом будет возможно при прокачке пресной воды насосом через такой скважинный теплообменник. В этой связи, а также для целей сравнения приведем краткие сведения о плотности ресурсов геотермальной энергии, содержащихся в толще верхней соли Припятского прогиба.

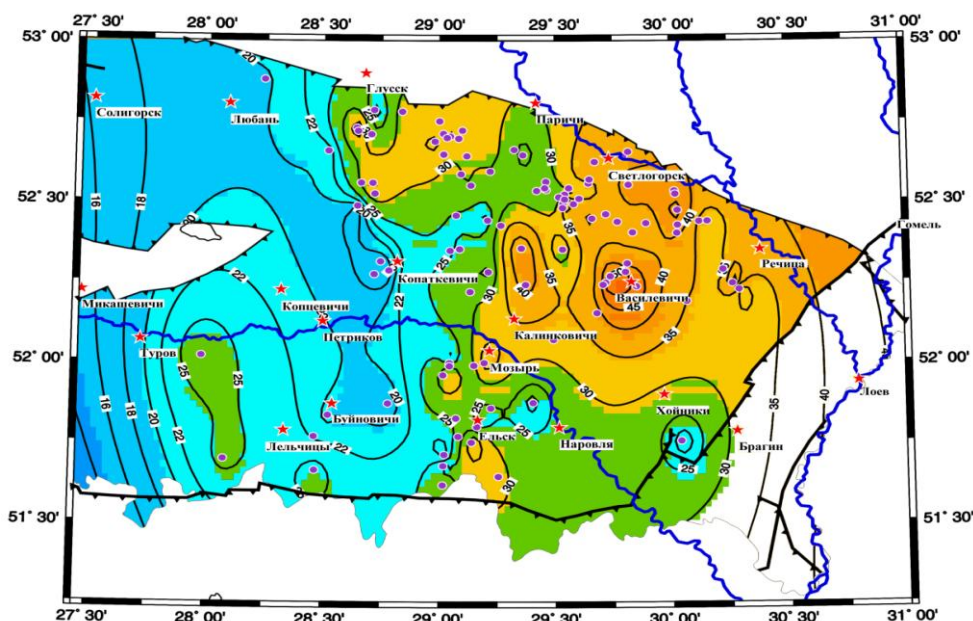


Рис. 4.10. Схема распределения температуры на кровле верхнефаменских соленосных отложений Припятского прогиба.

Условные обозначения:

- ★ населённые пункты;
- изученные скважины;
- изотермы, °C;
- разломы.

Вычисления выполнены, как и ранее, с использованием приведенных выше формул (5.2-5.46). Значение объемной теплоемкости каменной соли принято равным $8.28 \cdot 10^6$ Дж/(м³·°C). Пористость принята равной 0%. Температура закачки пресной воды в скважинный теплообменник принята равной 11°C при среднегодовой температуре местности – 10-11 °C. Плотность ресурсов пересчитана в т.у.т. Переводной коэффициент, дающий связь между единицами измерения, выраженными в т.у.т., с одной стороны, и джоулях, с другой стороны, составляет, как и ранее, $k = 0.034 \cdot 10^{-9}$ т.у.т./Дж (Дядькин и др., 1991, с.170). При подсчете плотности ресурсов подземного тепла в толще верхней соли прогиба было использовано 97 скважин. В последней колонке таблицы приведены средние значения по всем скважинам, использованным для вычислений.

Распределения ресурсов геотермальной энергии в толще верхней соли Припятского прогиба по площади имеет значительную дифференциацию по площади структуры, рисунок.

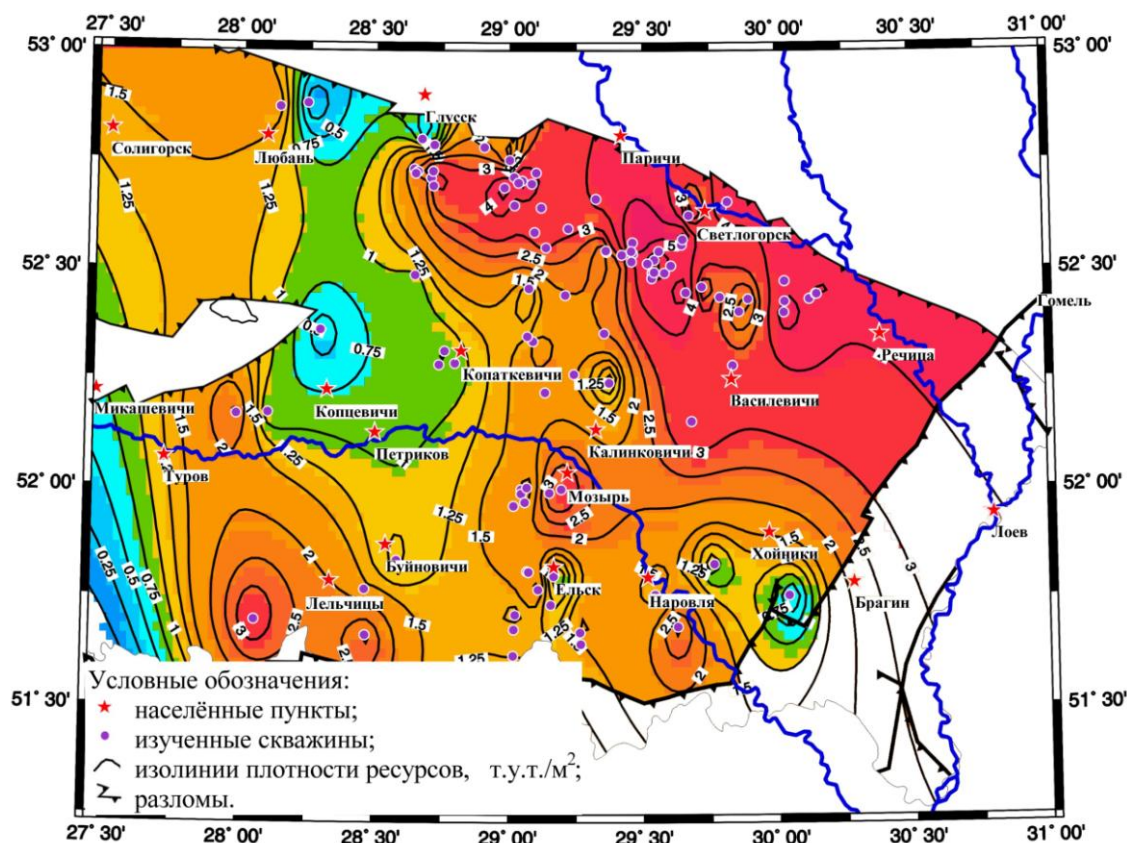


Рисунок – распределение плотности извлекаемых ресурсов геотермальной энергии, заключенной в толще верхней соли Припятского прогиба.

Изученные скважины неравномерно распределены по территории прогиба. Наибольшее их количество относится к северной части палеорифта. Только одиночные термограммы имелись по скважинам, расположенным в западной части прогиба, а также в юго-восточной части территории вдоль Брагинско-Лоевской седловины. Данные по термограммам Украины отсутствовали, поэтому надежность проведения изолиний в полосе вдоль украинской границы невысокая. Аналогичная ситуация имеет место и в пределах прилегающей Жлобинской седловины и Бобруйского погребенного выступа фундамента, а также в пределах Брагинско-Лоевской седловины. Следует отметить, что в целом плотность ресурсов геотермальной энергии в рассматриваемом геотермальном комплексе значительно выше, чем в подстилающей толще межсоловых отложений и перекрывающих ее отложениях надсолового девона, прежде всего вследствие как более высокой объемной теплоемкости каменной соли, так и значительной мощности толщи верхней соли.

Не останавливаясь на детальном описании карты отметим, что плотность извлекаемых ресурсов геотермальной энергии колеблется в широком интервале менее чем от 0,5 до более чем 5 т.у.т./м² в зависимости от мощности отложений рассматриваемого комплекса горных пород и степени их прогретости. Наиболее высокой плотностью ресурсов подземного тепла характеризуется северная зона Припятского прогиба. Изолиния 3 т.у.т./м² здесь ограничивает широкую зону прогиба, вытянутую полосой вдоль северного краевого разлома. Преобладающие значения 1,25-2 т.у.т./м² наблюдаются в центральной и южной частях прогиба. В Туровской депрессии локальные значения достигают 2-3 т.у.т./м².

В западной части прогиба плотность ресурсов не превышает 1-1,5 т.у.т./м². Следует подчеркнуть, что надежность проведения изолиний в западной части прогиба, в зоне, вытянутой вдоль украинской границы и в пределах Брагинско-Лоевской седловины, невысокая из-за их недостаточной геотермической изученности. Пониженные значения плотности ресурсов обычно связаны

с уменьшением мощности пород рассматриваемого комплекса на отдельных площадях и пониженным геотермическим градиентом. Кроме того, существенную роль играет соляная тектоника.

Геотермальный потенциал

Под геотермальным потенциалом будем понимать суммарные по территории Припятского прогиба запасы геотермальной энергии в джоулях, либо в эквиваленте тонн условного топлива, запасенные в недрах и доступные для практического извлечения современными техническими методами. В настоящей лекции, как отмечалось выше, мы рассматриваем горизонты межсолевого и надсолевого комплекса пород, а для сравнения – также и верхнюю соль. Методика извлечения подземного тепла из подсолевых отложений, залегающих на значительных глубинах и имеющих весьма высокую минерализацию заключенных в них геотермальных рассолов, требует специальных разработок, и на данном этапе с точки реальной возможности извлечения геотермальной энергии не рассматривается. Кроме того, в мировой практике не известны случаи использования для этих целей рассолов с минерализацией около 400 г/л.

Результаты расчета геотермального потенциала Припятского прогиба с учетом сделанных выше оговорок представлены в приведенной ниже таблице.

Таблица 6.1.

Геотермальный потенциал Припятского прогиба.

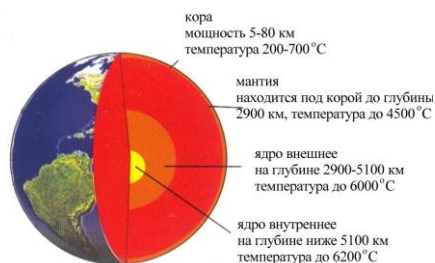
Комплекс горных пород	Средняя плотность ресурсов геотермальной энергии, Дж/м ²	Средняя плотность ресурсов геотермальной энергии, т.у.т./м ²	Геотермальный потенциал	
			Дж	Т.у.т
Комплекс отложений, перекрывающих надсолевой девон	7525735630	0,255875011	$1,74033 \cdot 10^{20}$	5 917 109 639
Надсолевой девонский комплекс	4740604961	0,161181	$1,09626 \cdot 10^{20}$	3 727 310 625
Верхнесолевой комплекс	80234404305	2,72797	$1,85542 \cdot 10^{21}$	63 084 306 250
Межсолевой комплекс	15977516015	0,543236	$3,6948 \cdot 10^{20}$	12 562 321 967

Площадь распространения всех изученных комплексов рассматривалась в рамках изображенных выше карт Припятского прогиба. Самая западная часть прогиба оказалась за рамкой карты и в расчетах не рассматривалась, поскольку здесь отсутствовали

необходимые для этого термограммы скважин. Межсолевые отложения распространены не повсеместно. В отдельных местах они выклиниваются, однако площадь, где эти отложения отсутствуют, незначительна по сравнению с общей площадью, занимаемой прогибом. На самой западной, опущенной при изучении, территории прогиба также имеется небольшая по площади часть межсолевых отложений, что в целом компенсирует зоны выклинивания их в отдельных частях прогиба. Поэтому, при вычислении геотермального потенциала мы приняли площадь распространения пород межсолевого комплекса, верхей соли и надсолевых отложений равной для всех комплексов пород 23125 км^2 , или 23125000000 м^2 . При вычислении площади на каждую из карт, изображенных в масштабе 1 : 1 000 000 накладывалась прямоугольная сетка с окном 1 x 1 см, что соответствовало масштабу 10 км/см и по каждой из клеток определялась площадь, затем общая площадь была получена их суммированием.

Мощность каждого из комплексов пород и степень их прогретости значительно изменяются по территории прогиба. В то же время, его геотермическая изученность весьма неравномерна. В северной части палеорифта в нашем распоряжении имелось много термограмм, а в западной и юго-западной его частях имелись лишь одиночные термограммы. Поэтому нами была определена средняя по всей структуре плотность геотермальных ресурсов по изученным скважинам, приведенная в таблице, перемножение которой на полученную площадь распространения отложений дало соответствующие значения геотермального потенциала, выраженных как в джоулях, так и в тоннах условного топлива.

ЛЕКЦИЯ 12. МЕТОДИКА И ТЕХНОЛОГИЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕСУРСОВ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА



В этой лекции мы рассмотрим: *вопросы, связанные с методиками и существующей технологией извлечения ресурсов подземного тепла, принятыми в разных странах мира, основное внимание будет уделено прямому использованию геотермальной энергии (отопление, горячее водоснабжение, сушка и т.п.), т.е. когда геотермальная энергия используется без ее преобразования в другие виды энергии, например, в электроэнергию. Кратко рассмотрим когда и в каких случаях применяется та, либо иная технология, дадим понятия о состоянии проблемы в целом, кратко остановимся на нескольких геотермальных установках, попутно затронем и другие вопросы.*



Рисунок — Горизонтальный циркуляционный контур.

Атмосферные воды фильтруются через проницаемые отложения, достигая горячих

горных пород, они нагреваются. В отдельных случаях даже на глубинах до 3 км эти воды превращаются в пароводяную смесь. Как теплые, так и горячие воды, либо рассолы, а также пароводяная смесь, могут быть подняты на земную поверхность через буровые скважины. Далее их тепло может быть использовано, например, для отопления зданий, обогрева теплиц, а в случае пара и пароводяной смеси - и для производства электроэнергии. Однако пар и пароводяная смесь встречаются не повсеместно, а лишь в районах развития вулканизма и сейсмической активности.

В большинстве же случаев и, прежде всего, для наиболее стабильных блоков земной коры чаще всего в недрах на доступных бурению глубинах встречаются теплые и горячие воды и рассолы, заполняющие поровое пространство и трещины в горных породах.

В отдельных глубоких нефтепоисковых скважинах Припятского прогиба имеются измерения температуры до глубины 4 – 5 км. В северо-восточной зоне зарегистрировано несколько значений температуры, достигающих либо несколько превышающих 100°C. Для одной из таких скважин (Барсуки-63) приведен пример термограммы на нижеследующем рисунке.

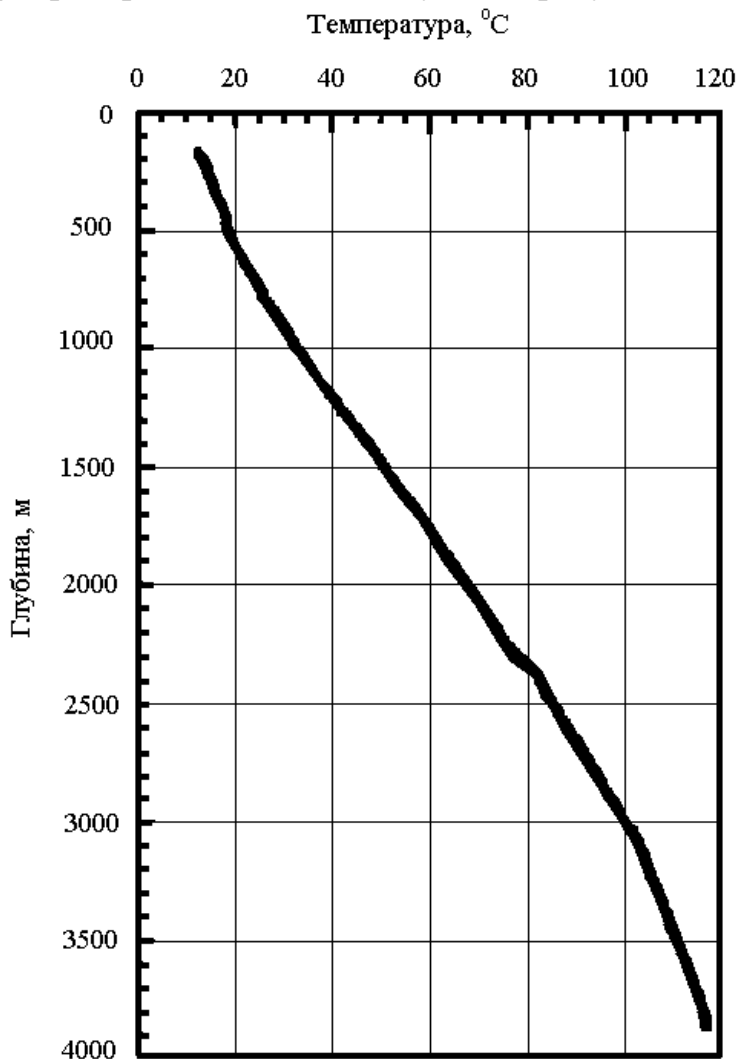
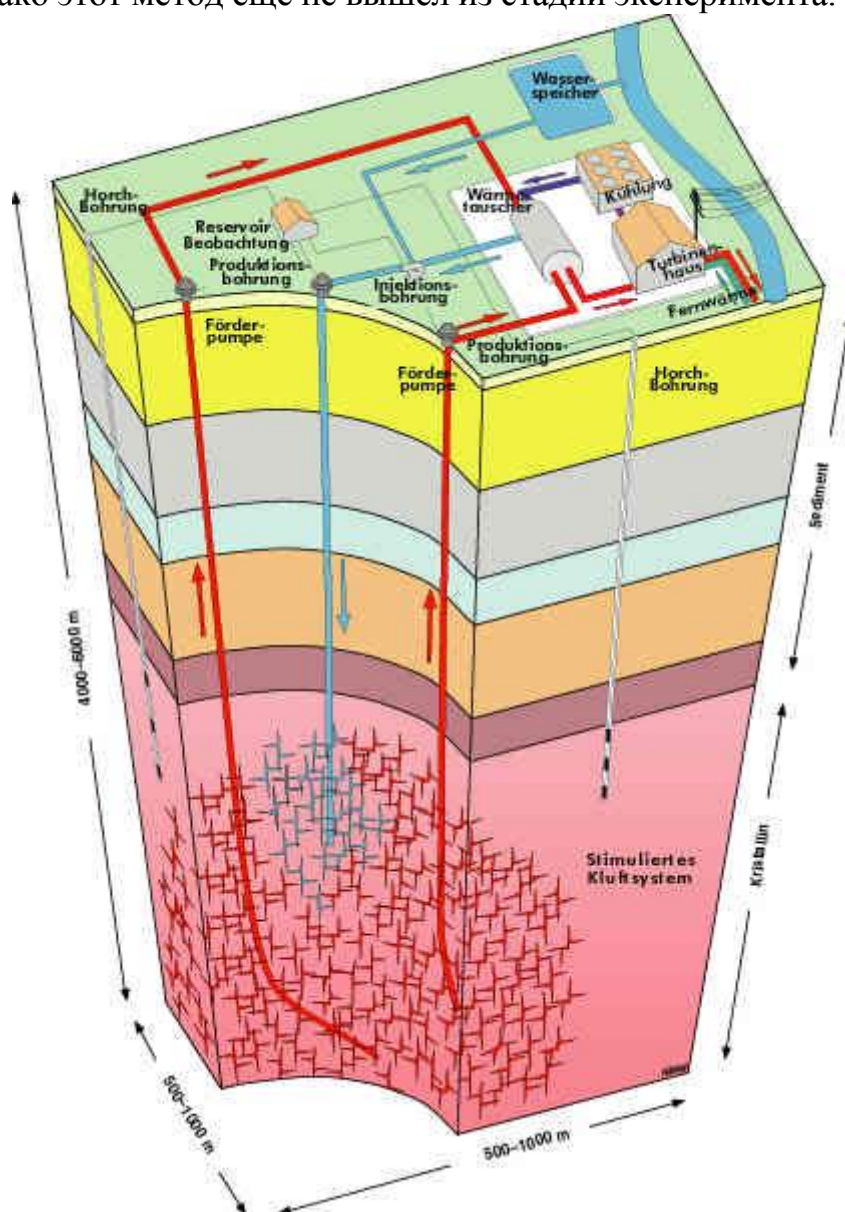


Рисунок - Термограмма скважины Барсуки-63 Припятского прогиба.

На глубине 3900 м температура достигает 118°C, тогда как для южной зоны Припятского прогиба на сопоставимой глубине температура не превышает 55°C. Первая из них относится к зоне тепловой аномалии повышенных значений температуры и теплового потока.

После использования тепла термальные воды, добытые через эксплуатационные скважины, обычно возвращаются в подземные горизонты через нагнетательные (поглотительные) скважины. В отдельных случаях остывшая вода в случае низкой минерализации используется для других нужд, например в качестве питьевой воды, либо сбрасывается в поверхностные водотоки. При этом используется схема с одной скважиной. В настоящее время ведутся работы по использованию тепла сухих горных пород, однако этот метод еще не вышел из стадии эксперимента.



Специфической особенностью Припятского прогиба является наличие мощных толщ высокотеплопроводной каменной соли, в которых отсутствуют флюиды. В связи с этим, рассматривается возможный подход для извлечения их тепла в практических целях. С увеличением глубины происходит рост

температуры, однако и минерализация подземных вод быстро увеличивается с глубиной, что необходимо учитывать при выборе технологической схемы извлечения геотермальной энергии. Высокое содержание растворенных солей в термальных рассолах является, в целом, сдерживающим фактором при их освоении. На проблеме минерализации рассолов следует остановиться отдельно. Минерализация рассолов в глубоких горизонтах Припятского прогиба достигает до 400 и более г/л. Для иллюстрации сказанного ниже приведена подборка по отдельным скважинам минерализации рассолов (Кудельский и др., 1985), а характер возрастания минерализации с глубиной приведен в качестве примера по нескольким скважинам Припятского прогиба на следующем рисунке.

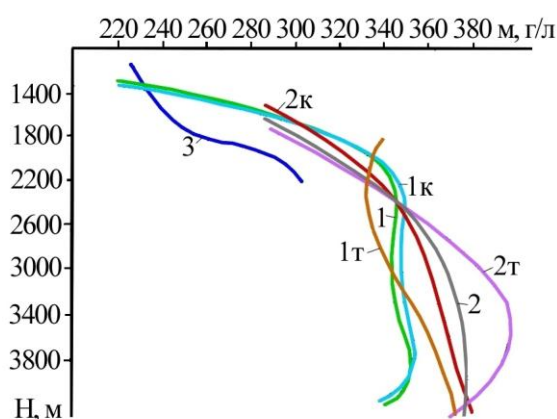


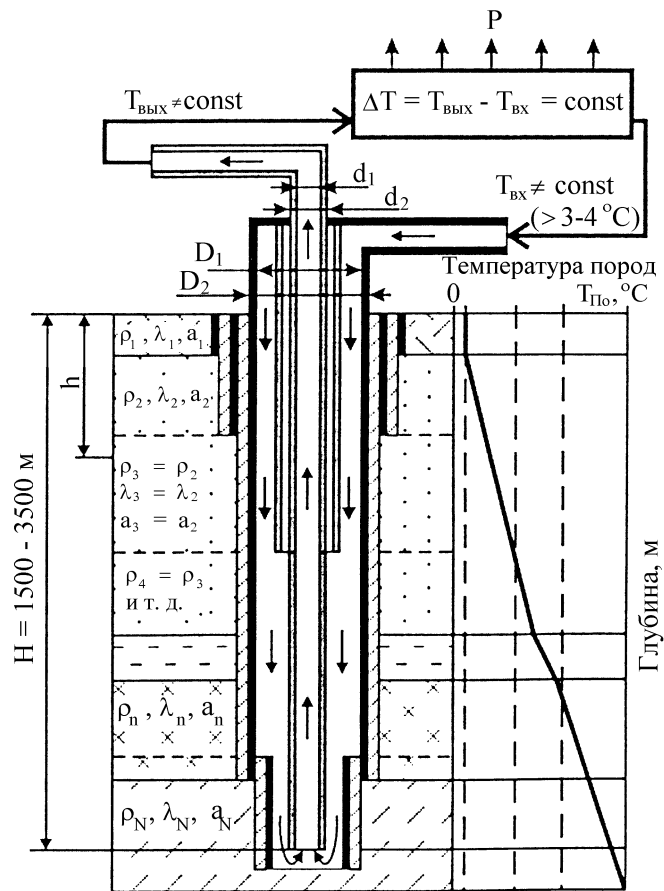
Рис. . Зависимость минерализации подземных вод и рассолов от глубины залегания водо- и рассолоносных комплексов (Кудельский и др., 1985):
1 - межсолевой комплекс в целом (1т - терригенный, 1к - карбонатный);
2 - подсолевой в целом (2т - терригенный, 2к - карбонатный); 3 - поведение минерализации в негалогеогенном разрезе (Боровская -1; Южная тектоническая зона за пределами распространения солевых толщ).

Хотя с ростом глубины и происходит увеличение температуры, а значит, и плотности извлекаемых геотермальных ресурсов, однако высокая минерализация рассолов осложняет их добычу. С геотермической точки зрения проблема заключается в том, что при подъеме таких насыщенных рассолов по стволу скважины будет происходить снижение как давления, так и температуры рассола. Это приведет к выпадению кристаллов солей из рассола и их отложение на стенках труб. В конечном итоге, если не принять защитных мер, то произойдет их закупоривание выпавшими кристаллами соли. В мировой практике известно использование термальных вод с минерализацией около 120 г/л (Пыржице, Польша) и даже 170 и 220 г/л – геотермальные станции Нойбранденбург и Нойштадт-Глеве в северо-восточной Германии. Использование ингибиторов, подаваемых в эксплуатационную скважину под насос отдельным трубопроводом, предотвращает выпадение солей из высококонцентрированных рассолов в этих геотермальных установках.

В подавляющем большинстве случаев минерализация рассолов глубоких горизонтов Припятского прогиба превышает 300, а иногда и 400 г/л. Это заметно осложняет проблему использования геотермальной энергии. Необходима разработка специальных мер для предотвращения негативных последствий, связанных с подъемом

на земную поверхность таких крепких рассолов. Как отмечалось выше, в Европе есть только одна геотермальная станция, работающая при максимальной минерализации термального рассола 220 г/л. Опыт использования более соленых рассолов в мировой практике пока отсутствует. С этой точки зрения целесообразно использовать для извлечения геотермальной энергии интервалы геологического разреза, где минерализация не столь высока. По этой причине рассмотрение подсолевого комплекса для извлечения геотермальной энергии вряд ли целесообразно на данном этапе.

Скважинные теплообменники



Расчётная схема извлечения тепла глубинным СТО.

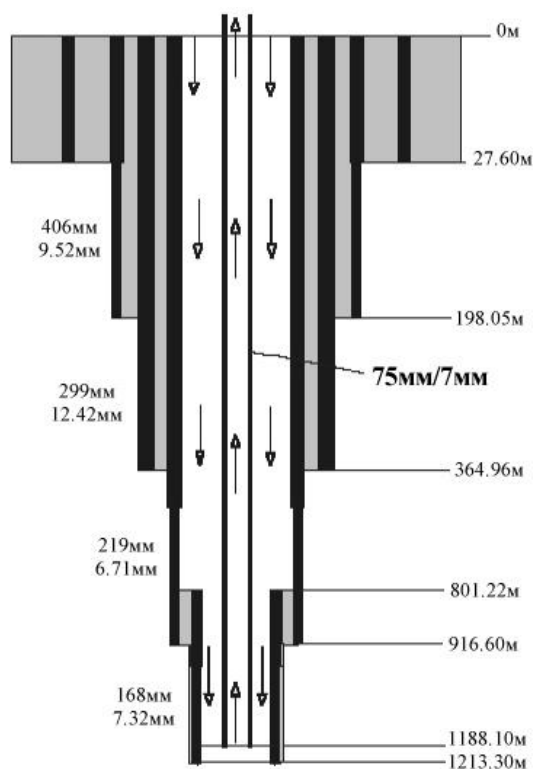


Рис. . Конструкция скважины глубиной 1213 м со скважинным теплообменником в Вайсбаде (Австрия). Справа дана глубина в метрах. Слева дан внешний диаметр обсадных труб и толщина стенки. Черным цветом показаны обсадные трубы, серым - цемент.

За последнее десятилетие схемы теплоснабжения с использованием тепловых насосов активно используются, особенно в промышленно развитых странах. Мировой энергетический комитет (МИРЭК) прогнозирует, что к 2020 году до 75% коммунального и производственного теплоснабжения в развитых странах будет выполняться с использованием установок с тепловыми насосами (Петин, Накоряков, 1997).

Одной из крупных теплонасосных установок в Европе является стокгольмская мощностью 320 МВт. Она использует воду Балтийского моря с температурой зимой около 4 °С, за счет охлаждения ее до 2°С происходит выработка тепловой энергии, при этом себестоимость вырабатываемого тепла оказалась на 20% ниже, чем аналогичная себестоимость в случае его производства в газовой котельной. Положительным моментом является то, что ресурсы геотермальной энергии, пригодные для практического использования, имеются фактически всюду. При этом не требуется больших затрат на прокладку газопроводов и доставку твердых видов топлива к местным котельным.

На практике обычно используются два основных типа тепловых насосов – компрессионные и абсорбционные. В компрессионном тепловом насосе (рис. 7.11.) низкопотенциальный теплоноситель, например вода от теплообменника, смонтированного в неглубокой скважине, поступает в испаритель и отдает свое тепло рабочему телу, например озонобезопасному фреону.

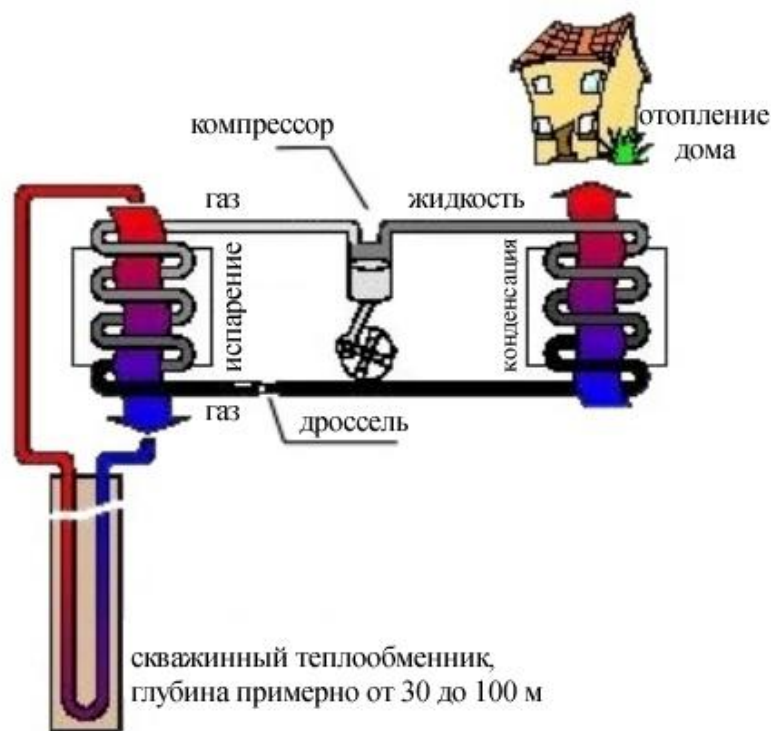


Рис. 7.11. Принцип действия установки с использованием теплового насоса компрессионного типа.

Пары фреона сжимаются компрессором и нагреваются до 80-95 °С. В конденсаторе они, конденсируясь, отдают тепло в систему отопления. Образовавшаяся жидкость дросселируется до давления, при котором фреон переходит в парообразное состояние при температуре низкопотенциального теплоносителя. Цикл повторяется вновь. Привод компрессора может осуществляться двигателем внутреннего сгорания, паровой турбинкой, но чаще всего – электродвигателем. Компрессионные насосы применяют в широком диапазоне тепловых нагрузок – от отопления одиночного дома, потребляющего тепловую мощность порядка 10 КВт, до многоэтажного дома, либо небольшого офиса, мастерской, теплицы, либо предприятия.

Абсорбционные же насосы обычно используют водноаммиачное, либо бромолитиевое рабочее тело. Они обычно используются на более мощных геотермальных станциях. Разные фирмы производят разные конструкции тепловых насосов, один из них показан на рис. 7.12.



Рис. Абсорбционный тепловой насос фирмы SANYO производительностью 1200 кВт.

Рис. 7.12. Общий вид абсорбционного теплового насоса.

Они используют практически один и тот же принцип действия. Вкратце он заключается в следующем. Низкопотенциальный теплоноситель поступает в испаритель, где испаряет воду при пониженном давлении. Образовавшийся пар поступает в абсорбер, где поглощается крепким раствором бромида лития. При этом сам раствор разогревается. Выделившееся при реакции поглощения раствором водяного пара тепло передается в систему теплоснабжения. Обедненный раствор бромида лития поступает в генератор, где выпаривается паром, или сжиганием газа. Отходящие горячие пары с температурой до 100°C отдают свое тепло предварительно нагретой в абсорбере воде из контура системы отопления, при этом конденсируясь в конденсаторе. Водяной конденсат поступает в испаритель, а крепкий раствор бромида лития – в абсорбер. Весь цикл повторяется вновь (рис. 7.13.)

Принцип действия теплового насоса:

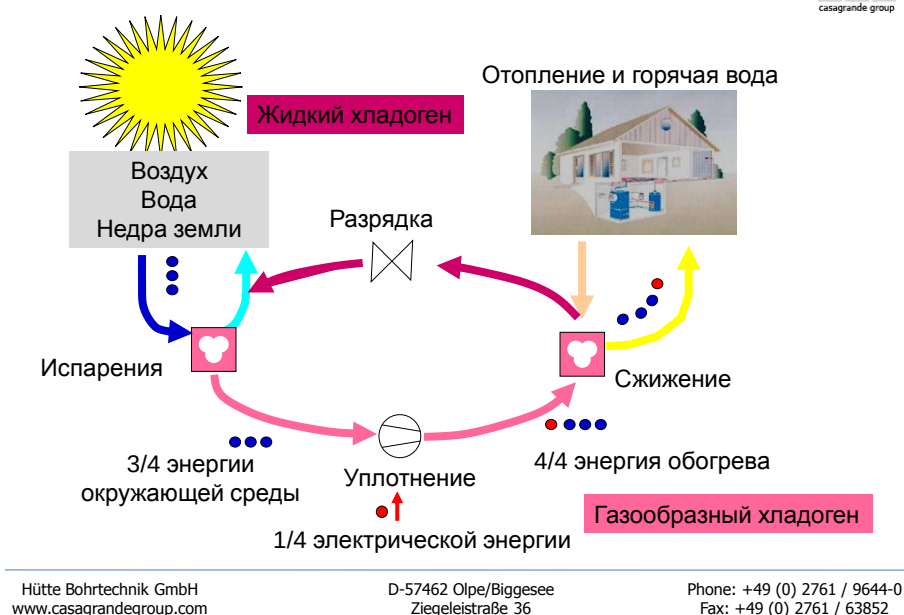


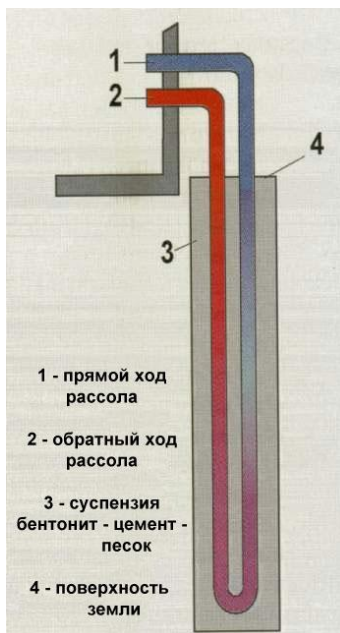
Рис. 7.13. Принцип действия абсорбционного теплового насоса.

Рассмотренный тепловой насос фирмы SANYO 1210 кВт из геотермальной воды (номинальный расход 50 т/час), получаемой из одной скв. Мщонув ИГ-1, охлаждает ее приблизительно от 40 до 15-20°C. Необходимая для его работы вспомогательная энергия обеспечивается газовым котлом (рис. 7.15.) мощностью 1.96 МВт и температурой 160/140°C (Kuczmanski, 2000). При резком возрастании расхода тепла потребителями, когда в зимнее время значительно падает температура наружного воздуха, например ниже -20°C, используется 2 вспомогательных низкотемпературных котла 90/70°C для догрева подаваемой в отопительную сеть воды. При обычных зимах в Польше в отдельные годы они вовсе не включаются в работу на протяжении всей зимы и лишь играют роль резервного оборудования.

Тепловой насос фирмы SANYO работает в автоматическом режиме и связан с автоматикой газовых котлов, установленных на станции. В зависимости от температуры наружного воздуха и нагрузки изменяется его производительность и возможность использования максимального охлаждения геотермальной воды. Принцип действия теплового насоса аналогичен принципу действия охлаждающего устройства.

Отбор тепла от грунта может производиться разными способами, например – с помощью скважинных теплообменников.

Земляные зонды



Выходная тепловая
мощность:

55 Вт/погонный метр

Hütte Bohrtechnik GmbH
www.casagrandegroup.com

D-57462 Olpe/Biggesee
Ziegeleistraße 36

Phone: +49 (0) 2761 / 9644-0
Fax: +49 (0) 2761 / 63852

Рисунок – Принцип отбора тепла малоглубинными скважинными теплообменниками.

Если сравнивать в процентном отношении долю низкопотенциального тепла, преобразующегося в высокопотенциальное, направляемое к потребителю, то в случае парокомпрессионного теплового насоса она выше и достигает 33 – 81%, а для абсорбционного – порядка 20-67% (Петин, Накоряков, 1997). Экономичность компрессионных насосов с электроприводом либо приводом от двигателя внутреннего сгорания зависит от цен в конкретном регионе на электроэнергию, либо топливо для ДВС. В абсорбционном тепловом насосе, фактически представляющем собой теплообменник, нет вращающихся, либо движущихся частей. В результате они более долговечны и срок их службы определяется, в основном, коррозионной стойкостью элементов насоса. Тогда как компрессионные насосы имеют меньший безремонтный срок службы. В принципе абсорбционные тепловые насосы позволяют получить теплоноситель в системе теплоснабжения с более высокой температурой - до 100 °С и более, чем компрессионные.

Геотермальная энергетика

Геотермальная энергетика — направление энергетики, основанное на производстве электрической энергии за счёт энергии, содержащейся в недрах

земли, на геотермальных станциях. Относится к альтернативным источникам энергии, использующим возобновляемые энергетические ресурсы.

В вулканических районах циркулирующая вода перегревается выше температуры кипения на относительно небольших глубинах и по трещинам поднимается к поверхности, иногда проявляя себя в виде гейзеров. Доступ к подземным тёплым водам возможен при помощи глубинного бурения скважин. Более чем такие паротермы распространены сухие высокотемпературные породы, энергия которых доступна при помощи закачки и последующего отбора из них перегретой воды. Высокие горизонты пород с температурой менее 100 °С распространены и на множестве геологически малоактивных территорий, потому наиболее перспективным считается использование геотерм в качестве источника тепла.



Рисунок – Геотермальная электростанция Несьявеллир, Исландия

Хозяйственное применение геотермальных источников распространено в [Исландии](#) и Новой Зеландии, Италии и Франции, Литве, Мексике, Никарагуа, Коста-Рике, Филиппинах, Индонезии, Китае, Японии, Кении.

Перспективными источниками перегретых вод обладают множественные [вулканические зоны](#) планеты в том числе [Камчатка](#), [Курильские](#), [Японские](#) и [Филиппинские острова](#), обширные территории [Кордильер](#) и [Анд](#).

Россия. На 2006 г. в России уже было разведано 56 месторождений термальных вод с [дебитом](#), превышающим 300 тыс. м³/сутки. На 20 месторождениях ведется промышленная эксплуатация, среди них: Паратунское ([Камчатка](#)), Казьминское и Черкесское ([Карачаево-Черкесия](#) и [Ставропольский край](#)), Кизлярское и Махачкалинское ([Дагестан](#)), Мостовское и Вознесенское ([Краснодарский край](#)).

Достоинства и недостатки

Главным достоинством геотермальной энергии является ее практическая неиссякаемость и полная независимость от условий окружающей среды, времени суток и года. Существуют следующие принципиальные

возможности использования тепла земных глубин. [Воду](#) или смесь воды и [пара](#) в зависимости от их температуры можно направлять для горячего [водоснабжения](#) и [теплоснабжения](#), для выработки электроэнергии либо одновременно для всех этих целей. Высокотемпературное тепло околотовулканического района и сухих горных пород предпочтительно использовать для выработки электроэнергии и теплоснабжения. От того, какой источник геотермальной энергии используется, зависит устройство станции.

Если в данном регионе имеются источники подземных термальных вод, то целесообразно их использовать для теплоснабжения и горячего водоснабжения. Например, по имеющимся данным, в [Западной Сибири](#) имеется подземное тепло на площади 3 млн м² с температурой воды 70—90 °С. Большие запасы подземных термальных вод находятся в [Дагестане](#), [Северной Осетии](#), [Чечне](#), [Ингушетии](#), [Кабардино-Балкарии](#), [Закавказье](#), [Ставропольском](#) и [Краснодарском](#) краях, на [Камчатке](#) и в ряде других районов России, также в [Казахстане](#).

Главная из проблем, которые возникают при использовании подземных термальных вод, заключается в необходимости обратной закачки отработанной воды в подземный [водоносный горизонт](#). В термальных водах содержится большое количество солей различных токсичных металлов (например, [бора](#), [свинца](#), [цинка](#), [кадмия](#), [мышьяка](#)) и химических соединений ([аммиака](#), [фенолов](#)), что исключает сброс этих вод в природные водные системы, расположенные на поверхности.

Наибольший интерес представляют высокотемпературные термальные воды или выходы пара, которые можно использовать для производства электроэнергии и теплоснабжения.

Геотермальная электроэнергетика в мире

Потенциальная суммарная рабочая мощность геотермальных электростанций в мире уступает большинству станций на иных возобновляемых источниках энергии. Однако направление получило развитие в силу высокой энергетической плотности в отдельных заселённых географических районах, в которых отсутствуют или относительно дороги горючие полезные ископаемые, а также благодаря правительственным программам. Установленная мощность геотермальных электростанций в мире на начало 1990-х составляла около 5 тысяч МВт, на начало 2000-х — около 6 тысяч МВт. В конце [2008 года](#) суммарная мощность геотермальных электростанций во всём мире выросла до 10,5 тысяч МВт.

Установленная мощность геоэлектростанций по странам

Страна	Мощность, МВт 2007	Мощность, МВт 2010	Доля от общей выработки электроэнергии, 2010
США	2687	3086	0.3%

Филиппины	1969.7	1904	27%
Индонезия	992	1197	3.7%
Мексика	953	958	3%
Италия	810.5	843	
Новая Зеландия	471.6	628	10%
Исландия	421.2	575	30%
Япония	535.2	536	0.1%
Сальвадор	204.2	204	14%
Кения	128.8	167	11.2%
Коста-Рика	162.5	166	14%
Никарагуа	87.4	88	10%
Россия	79	82	
Турция	38	82	
Папуа-Новая Гвинея	56	56	
Гватемала	53	52	
Португалия	23	29	
КНР	27.8	24	
Франция	14.7	16	
Эфиопия	7.3	7.3	
Германия	8.4	6.6	
Австрия	1.1	1.4	
Австралия	0.2	1.1	
Таиланд	0.3	0.3	
Всего	9,731.9	10,709.7	

США

Крупнейшим производителем геотермальной электроэнергии являются США, которые в [2005 году](#) произвели около 16 млрд кВт·ч возобновляемой электроэнергии. В [2009 году](#) суммарные мощности 77 геотермальных электростанций в США составляли 3086 МВт^[4]. До [2013 года](#) планируется строительство более 4400 МВт.

Наиболее мощная и известная группа геотермальных электростанций находится на границе округов [Сонома](#) и [Лейк](#) в 116 км к северу от [Сан-Франциско](#). Она носит название «Гейзерс» («Geysers») и состоит из 22 геотермальных электростанций с общей установленной мощностью 1517 МВт. «На «Гейзерс» сейчас приходится одна четвертая часть всей произведенной в Калифорнии альтернативной [не-гидро] энергии». К другим основным промышленным зонам относятся: северная часть [Солёного моря](#) в центральной [Калифорнии](#) (570 МВт установленной мощности) и геотермальные электростанции в [Неваде](#), чья установленная мощность достигает 235 МВт.

Важно отметить тот факт, что американские компании являются мировыми лидерами в этом секторе, не смотря то, что геотермальная энергетика начала активно развиваться в стране сравнительно недавно. По данным [Министерства Торговли](#), геотермальная энергия является одним из немногих возобновляемых источников энергии, чей экспорт из США больше, чем импорт. Кроме того, экспортируются также и технологии. 60% компаний-членов Геотермал Энерджи Ассошиэйшн (*Geothermal Energy Association*) в настоящее время стремятся делать бизнес не только на территории США, но и за ее пределами (в [Турции](#), [Кении](#), [Никарагуа](#), [Новой Зеландии](#), [Индонезии](#), [Японии](#) и пр.)

Геотермальная электроэнергетика, как один из альтернативных источников энергии в стране, имеет особую правительственную поддержку.

Филиппины

На [2003 год](#) 1930 МВт электрической мощности установлено на [Филиппинских островах](#), в [Филиппинах](#) парогидротермы обеспечивают производство около 27% всей электроэнергии в стране.

Мексика

Страна на 2003 год находилась на третьем месте по выработке геотермальной энергии в мире, с установленной мощностью электростанций в 953 МВт. На важнейшей геотермальной зоне [Серро Прието](#) расположились станции общей мощностью в 750 МВт.

Италия

В [Италии](#) на 2003 год действовали энергоустановки общей мощностью в 790 МВт.

Исландия

В Исландии действуют пять теплофикационных геотермальных электростанций общей электрической мощностью 570 МВт (2008), которые производят 25 % всей электроэнергии в стране.

Одна из таких станций снабжает столицу Рейкьявик. Станция использует подземную воду, а излишки воды сливают в гигантский бассейн.

Кения

В [Кении](#) на [2005 год](#) действовали три геотермальные электростанции общей электрической мощностью в 160 МВт, существуют планы по росту мощностей до 576 МВт.

Россия

Все российские геотермальные электростанции расположены на [Камчатке](#) и [Курилах](#), суммарный электропотенциал пароводных терм одной

Камчатки оценивается в 1 ГВт рабочей электрической мощности. Российский потенциал реализован только в размере не многим более 80 МВт установленной мощности (2009) и около 450 млн. кВт·ч годовой выработки (2009):

- Мутновское месторождение:
 - [Верхне-Мутновская ГеоЭС](#) установленной мощностью 12 МВт (2011) и выработкой 69,5 млн кВт·ч/год (2010) (81,4 в 2004),
 - [Мутновская ГеоЭС](#) установленной мощностью 50 МВт (2011) и выработкой 360,5 млн кВт·ч/год (2010) (на [2006 год](#) ведётся строительство, увеличивающее мощность до 80 МВт и выработку до 577 млн кВт·ч)
- Паужетское месторождение возле вулканов Кошелева и Камбального — Паужетская ГеоТЭС мощностью 14,5 МВт (2011) и выработкой 43,1 млн кВт·ч (на [2010 год](#) проводится реконструкция с увеличением мощности до 18 МВт).
- Месторождение на острове [Итуруп \(Курилы\)](#): [Океанская ГеоТЭС](#) установленной мощностью 2,5 МВт (2009). Существует проект мощностью 34,5 МВт и годовой выработкой 107 млн кВт·ч.
- Кунаширское месторождение ([Курилы](#)): [Менделеевская ГеоТЭС](#) мощностью 3,6 МВт (2009).

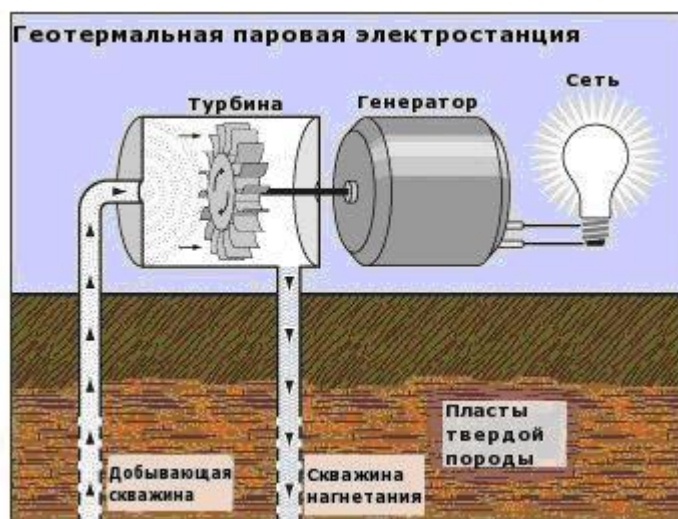
В [Ставропольском крае](#) на Каясулинском месторождении начато и приостановлено строительство дорогостоящей опытной Ставропольской ГеоТЭС мощностью 3 МВт.

Геотермальные электростанции - принципы работы

В настоящее время существует три схемы производства электроэнергии с использованием гидротермальных ресурсов: **прямая с использованием сухого пара, непрямая с использованием водяного пара и смешанная схема** производства (бинарный цикл). Тип преобразования зависит от состояния среды (пар или вода) и ее температуры. Первыми были освоены электростанции на сухом пару. Для производства электроэнергии на них пар, поступающий из скважины, пропускается непосредственно через турбину/генератор. Электростанции с непрямым типом производства электроэнергии на сегодняшний день являются самыми распространенными. Они используют горячие подземные воды (температурой до 180-320 °С) которая закачивается при высоком давлении в генераторные установки на поверхности. Геотермальные электростанции со смешанной схемой производства отличаются от двух предыдущих типов геотермальных электростанций тем, что пар и вода никогда не вступают в непосредственный контакт с турбиной/генератором.

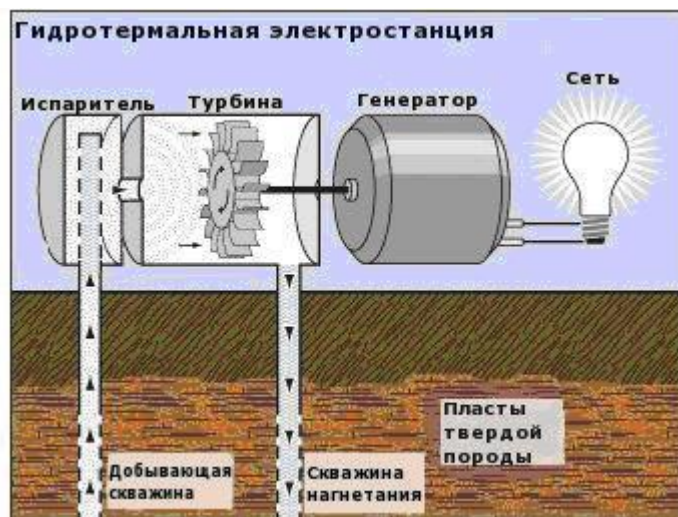
Геотермальные электростанции, работающие на сухом пару

Паровые электростанции работают преимущественно на гидротермальном пару. Пар поступает непосредственно в турбину, которая питает генератор, производящий электроэнергию. Использование пара позволяет отказаться от сжигания ископаемого топлива (также отпадает необходимость в транспортировке и хранении топлива). Это старейшие геотермальные электростанции. Первая такая электростанция была построена в Лардерелло (Италия) в 1904 году, она действует и в настоящее время. Паровая технология используется на электростанции «Гейзерс» в Северной Калифорнии – это самая крупная геотермальная электростанция в мире.



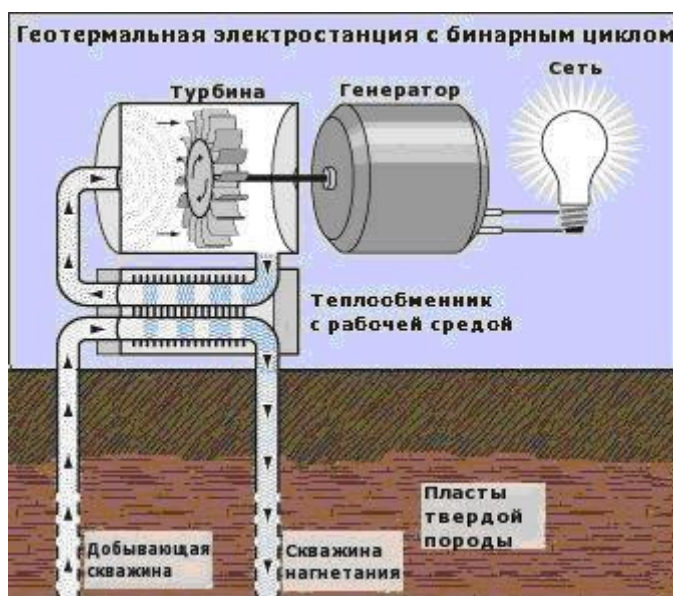
Геотермальные электростанции на парогидротермах

Для производства электричества на таких заводах используются перегретые гидротермы (температура выше 182 °C). Гидротермальный раствор нагнетается в испаритель для снижения давления, из-за этого часть раствора очень быстро выпаривается. Полученный пар приводит в действие турбину. Если в резервуаре остается жидкость, то ее можно выпарить в следующем испарителе для получения еще большей мощности.



Геотермальные электростанции с бинарным циклом производства электроэнергии.

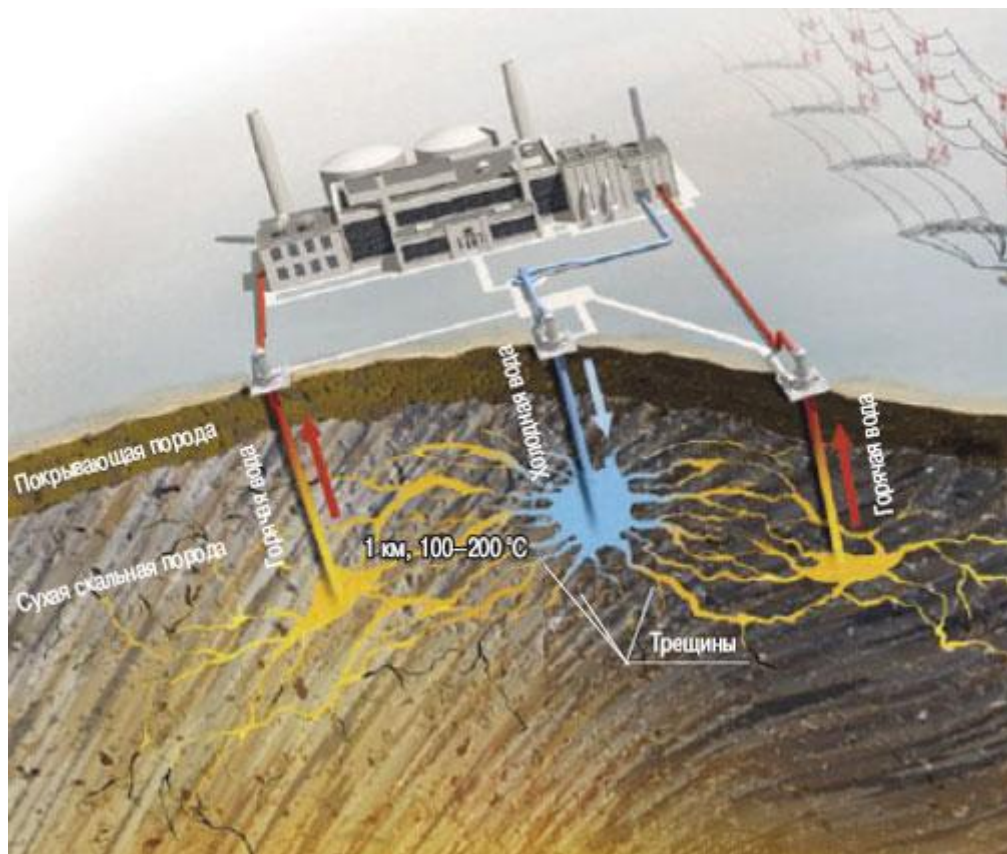
Большинство геотермальных районов содержат воду умеренных температур (ниже 200 °С). На электростанциях с бинарным циклом производства эта вода используется для получения энергии. Горячая геотермальная вода и вторая, дополнительная жидкость с более низкой точкой кипения, чем у воды, пропускаются через теплообменник. Тепло геотермальной воды выпаривает вторую жидкость, пары которой приводят в действие турбины. Так как это замкнутая система, выбросы в атмосферу практически отсутствуют. Воды умеренной температуры являются наиболее распространенным геотермальным ресурсом, поэтому большинство геотермальных электростанций будущего будут работать на этом принципе.



Будущее геотермального электричества.

Резервуары с паром и горячей водой являются лишь малой частью геотермальных ресурсов. Земная магма и сухая твердая порода обеспечат дешевой, чистой практически неиссякаемой энергией, как только будут разработаны соответствующие технологии по их утилизации. До тех пор, самыми распространенными производителями геотермальной электроэнергии будут электростанции с бинарным циклом.

ГеоЭС будущего. Холодная вода под давлением нагнетается в сухие трещины, где вызывает гидравлический разрыв пласта, просачивается в трещины и нагревается. Горячая вода закачивается по трубам на ГеоЭС.



- **Можно сделать вывод, что геотермальные электростанции** используют тепловую энергию недр. Как правило, сейчас в большинстве случаев используется прямой производственный цикл, но в будущем, скорее всего будет превалировать бинарный. Пар высокого давления вращает турбины. Неиспарившаяся вода возвращается в подземный резервуар.

Классификация геотермальных вод

По температуре

Слаботермальные до 40°C

Термальные 40-60°C

Высокотермальные 60-100°C

Перегретые более 100°C

По минерализации (сухой остаток)

ультрапресные до 0,1 г/л

пресные 0,1-1,0 г/л

слабосоленые 1,0-3,0 г/л

сильносоленые 3,0-10,0 г/л

соленые 10,0-35,0 г/л

рассольные более 35,0 г/л

По общей жесткости

очень мягкие	до 1,2 мг-экв/л
мягкие	1,2-2,8 мг-экв/л
средние	2,8-5,7 мг-экв/л
жесткие	5,7-11,7 мг-экв/л
очень жесткие	более 11,7 мг-экв/л

По кислотности, pH

сильнокислые	до 3,5
кислые	3,5-5,5
слабокислые	5,5-6,8
нейтральные	6,8-7,2
слабощелочные	7,2-8,5
щелочные	более 8,5

По газовому составу

сероводородные
сероводородно-
углекислые
углекислые
азотно-углекислые
метановые
азотно-метановые
азотные

По газонасыщенности

слабая	до 100 мг/л
средняя	100-1000 мг/л
высокая	более 1000 мг/л

Схемы отбора тепла при использовании низкоэнтальпийной геотермальной энергии

Схема установки с тепловым насосом для грунта (ТНГ) с замкнутым контуром

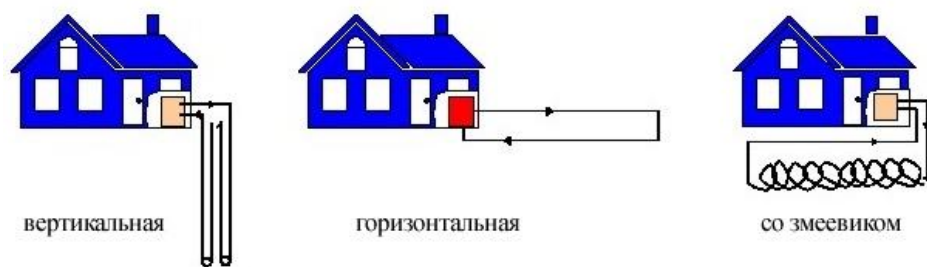


Схема установки с тепловым насосом для открытого контура (ТНОК)

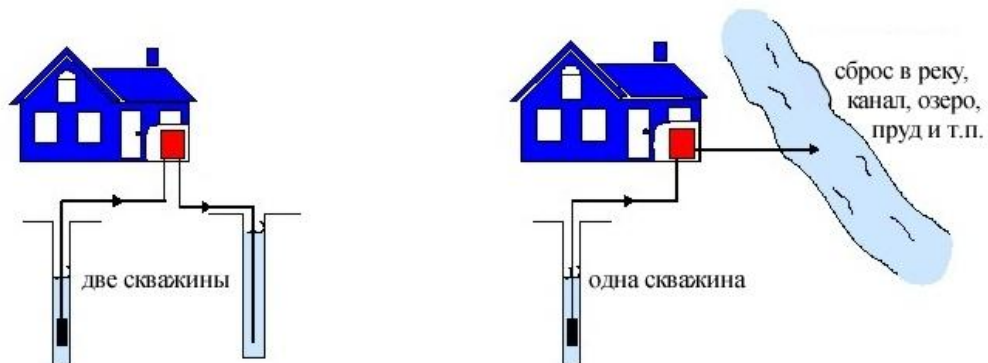


Схема установки с тепловым насосом для водоёма (ТНВ)

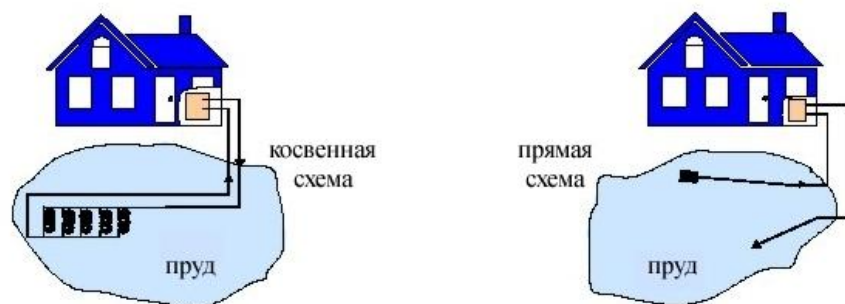


Рис. . Схемы установок с тепловыми насосами для коттеджа.

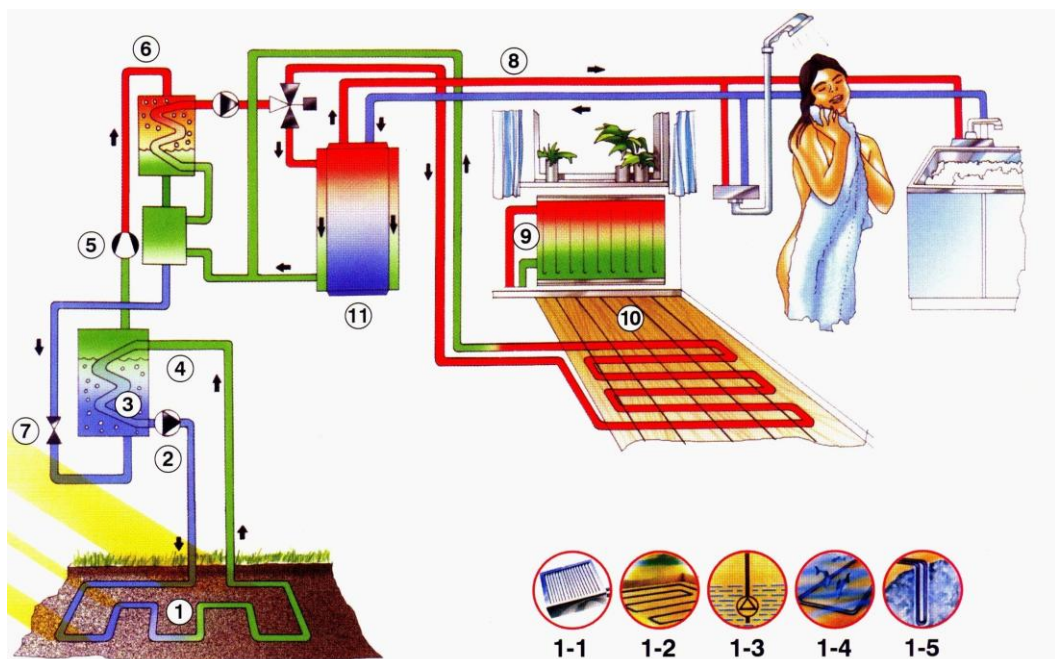


Рис. . Схема геотермального теплоснабжения для коттеджа, используемая компанией "Thermia" (Литва). 1 - контур в грунте; 2 - циркуляционный насос; 3 - теплообменник с фреоном; 4 - вход теплоносителя из грунта; 5 - компрессор; 6 - конденсатор; 7 - переходной дроссель; 8 - система отопления; 9 - настенный радиатор; 10 - подогрев пола; 11 - подогреватель горячей воды. 1-1 - воздушный радиатор; 1-2 - контур в грунте; 1-3 - насос в водоёме; 1-4 - теплообменник в водоёме; 1-5 - теплообменник в скважине.



Рис. . Укладка пластмассовых труб с тепловым насосом горизонтальной схемы использования подземного тепла, Швейцария.

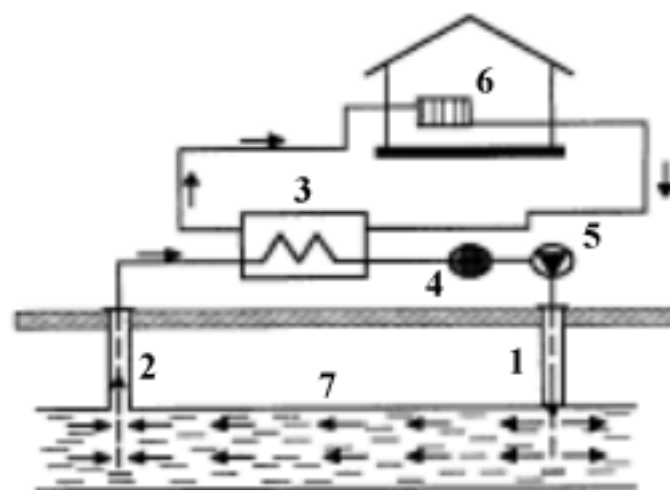


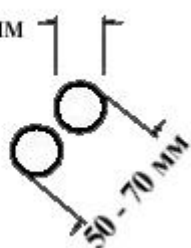
Рис. . Циркуляционная схема Крымской геотермальной станции.





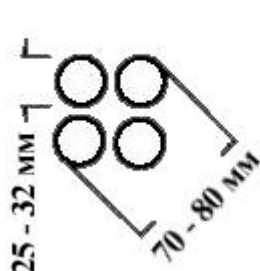
Одиночная петля

25 - 32 мм

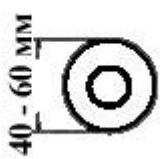


Сдвоенная петля

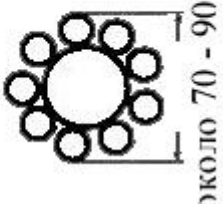
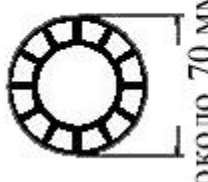
25 - 32 мм



Простая коаксиальная схема



Сложная коаксиальная схема



Глубина залегания изотермической поверхности 25 °С

Для построения карты глубины залегания изотермической поверхности 25 °С (Микульчик, 2003) использованы данные непосредственных измерений распределения температуры по стволу около 80 скважин. Положение использованных нами скважин показано кружками. Они неравномерно распределены в южной, центральной и северной зонах прогиба. Наиболее изученной является северная часть структуры. Только отдельные надежные термограммы использованы по скважинам, расположенным в западной части прогиба, в частности, в окрестности гг. Солигорск и Туров, а также в юго-восточной части

изучаемой территории вдоль Брагинско-Лоевской седловины. Данные по термограммам Украины отсутствовали, поэтому надежность проведения изолиний в полосе вдоль украинской границы невысокая. Аналогичная ситуация имеет место и относительно территории по другую сторону от северного краевого разлома, отделяющего Припятский прогиб от Жлобинской седловины и Бобруйского погребенного выступа фундамента.

В целом в северной части Припятского прогиба глубина залегания рассматриваемой поверхности в ряде мест составляет около 500-600 м, иногда меньше, тогда как на отдельных площадях она погружается до 1500 м и более. В первом случае минерализация вод не превышает первых десятков г/л, а иногда – только нескольких г/л. В этой зоне расположены такие города и поселки, как Речица, Сосновый Бор, Октябрьский, Озаричи и ряд более мелких населенных пунктов. Глубина залегания поверхности до 750 м соответствует междуречью Днестра и Сожа. Потребителями подземного тепла в названных районах могут быть жилищно-коммунальное хозяйство, предприятия промышленного и сельскохозяйственного назначения, например: теплицы, сушилки зерна, скотоводческие фермы и т.п. В направлении же гг. Мозырь, Туров, Солигорск и Копаткевичи изотермическая поверхность 25 °С погружается до глубин 750-1000 м. Соответственно росту глубины увеличивается и минерализация рассолов. Глубины до 1500 м и более наблюдаются в южной части прогиба, например в окрестности Наровли и Ельска, а также вдоль украинской границы. Похожая ситуация имеет место и в западной части прогиба. Таким большим глубинам здесь обычно соответствуют отложения каменной соли, где вовсе отсутствуют рассолы, и добыча подземного тепла требует специальных технических решений, либо имеются крепкие рассолы в проницаемых отложениях. Следует подчеркнуть, что геотермическая изученность этих территорий слабая и по мере накопления новых данных конфигурация изолиний на карте может претерпеть изменения.

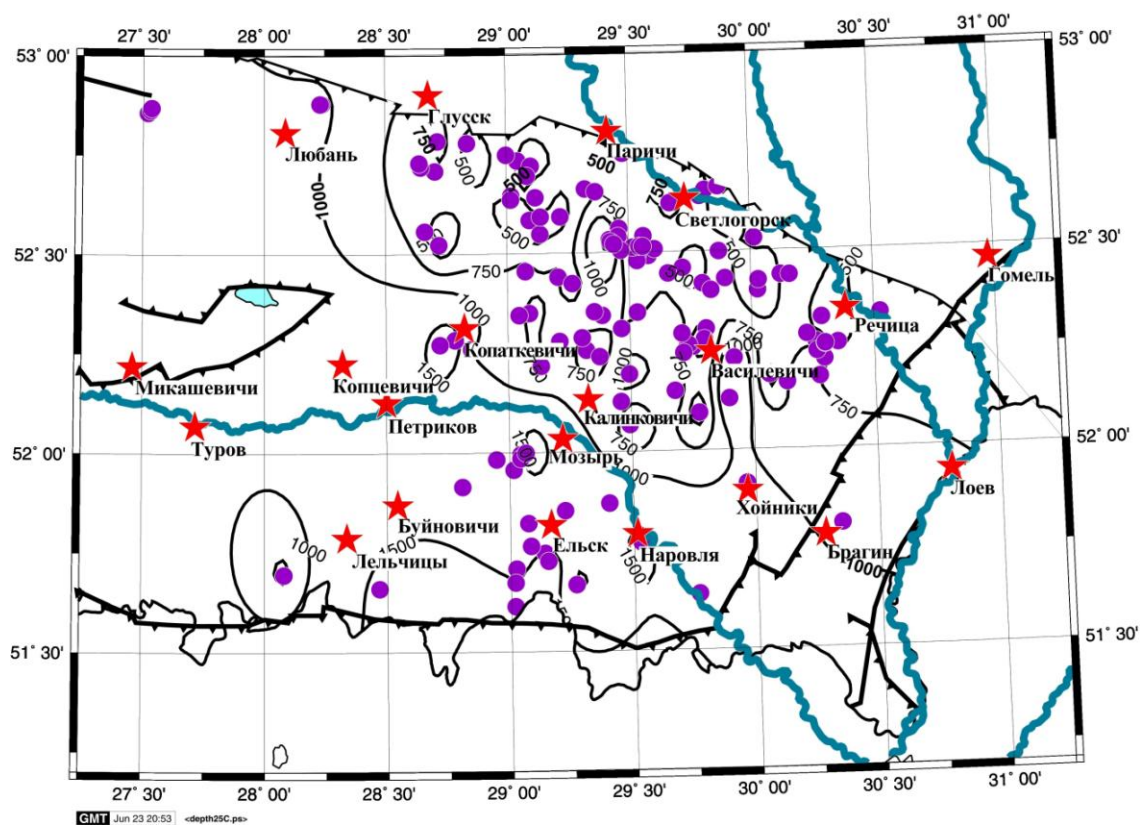


Рис. 6.1. Глубина залегания изотермической поверхности 25°C в Припятском прогибе.

Условные обозначения:

- ★ населённые пункты;
- изученные скважины;
- изогипсы глубины;
- разломы.

ТЕРМОСИСТЕМА СО ШВЕДСКИМ ТЕПЛОВЫМ НАСОСОМ



ОТОПЛЕНИЕ * ВЕНТИЛЯЦИЯ * ОЧИЩЕНИЕ ВОЗДУХА * КОНДИЦИОНИРОВАНИЕ

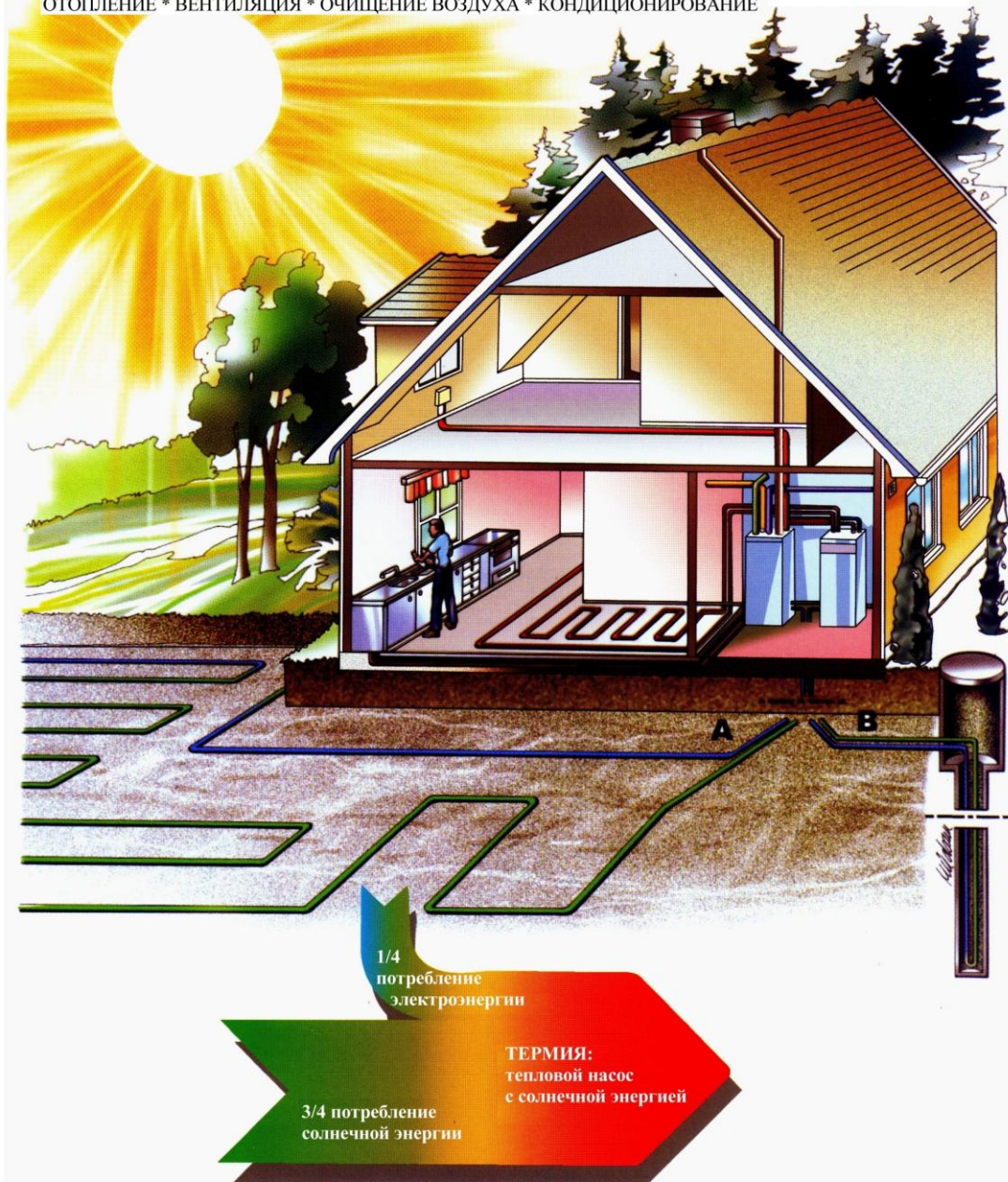


Рис. . Геотермальные системы, монтируемые компанией "Термия" (Литва), с использованием шведских тепловых насосов.

А - с горизонтальным контуром в грунте.

В - с вертикальной скважиной.



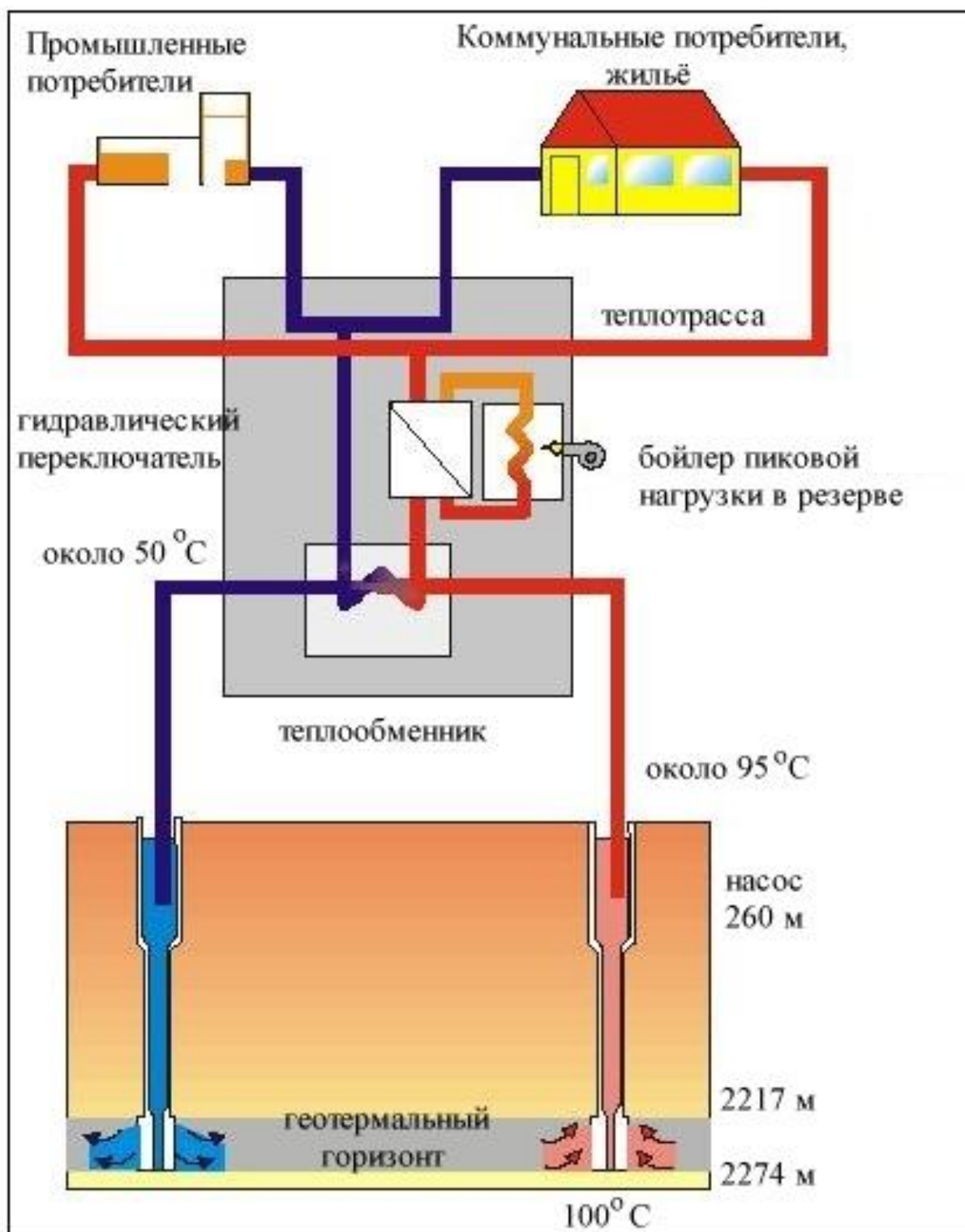


Рис. . Принципиальная схема геотермальной станции в Нойштадт-Глеве (Германия).

В этой лекции мы рассмотрим: Тепловое поле абиссальных котловин Мирового океана. Особенности теплового потока срединно-океанических хребтов, трансформных разломов и зон перехода от континентов к океанам.

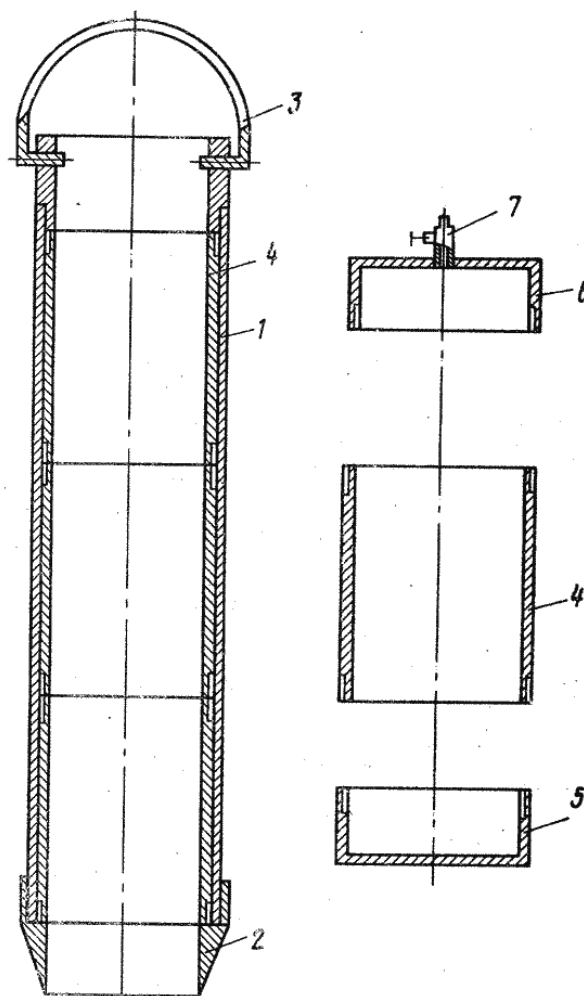
Для определения плотности теплового потока необходимы данные по теплопроводности горных пород изучаемого разреза, которые можно определить на образцах, поднятых со дна акваторий, и сведения по геотермическому градиенту. Перемножение этих величин представляет собой плотность теплового потока.

Измерения теплового потока через дно акваторий начались намного позже, чем на континентах. Первые измерения относятся к 1948 г. и приписываются Э. Булларду, хотя им приводятся только результаты измерений фрикционного тепла при внедрении грунтовой трубки в донные осадки. Первые же реальные измерения были выполнены в 1950 г. (Р. Ривсли и А. Максвелл). В 50-е и особенно в 60-е годы были значительно усовершенствованы геотермические зонды для измерений на акваториях, что позволило резко увеличить объем и качество исследований теплового потока.



Рисунок – Трубка грунтовая ТГ 1/45 предназначена для отбора колонковых проб грунта донных отложений в озерах с глубины от 5 до 50 м с использованием лебедки со скоростью травления до 5 м/с. Грунтоотборник состоит из керноприемной трубы со стабилизатором, лепесткового клапана, керноприемного вкладыша, выпускного клапана, грунторезущей втулки.

Изображенная трубка предназначена для внедрения в донные илы. Длина отбираемой колонки обычно – около 1 м. Грунтовые трубки для исследований в морях и океанах имеют аналогичное устройство, но они значительно тяжелее с целью получения колонки грунта большей длины приблизительно до 2 м.



Редактор И. Шулла

Техред М.Моргентал

Корректор Э. Слиган

Заказ 4462

Тираж

Подписное

ВНИИПИ Государственного комитета по изобретениям и открытиям при ГКНТ СССР
113035, Москва, Ж-35, Раушская наб., 4/5

Производственно-издательский комбинат "Патент", г. Ужгород, ул.Гагарина, 101

Рисунок – Грунтовая трубка в разрезе

Грунтовые трубки использовали еще в довоенные годы. Подобную же трубку применяли учёные на Баренцовом море в 1932—1935 годах, но там она дала худшие результаты, так как под тонким слоем современных мягких илов оказались очень плотные ледниковые глины. Попад в такие глины, трубка нередко гнулась, и длина столбиков поднятого грунта лишь немного превышала 2 метра. Для увеличения глубины внедрения грунтовые трубки утяжеляли.

В 1934 году американский учёный Питто изобрёл новый трубчатый лот, который был назван «пушкой». Эта «пушка» действительно стреляла. Она состояла из двух отдельных частей: из стального корпуса, куда закладывался

заряд пороха и капсюль, и из трубки, являвшейся своеобразным снарядом (рис. 14).



Рисунок 14 – Схема устройства грунтовой трубки Пито. А – грунтовая трубка, Б – стабилизатор.

Когда такой лот касается дна, происходит выстрел, и трубка с колоссальной силой врывается в грунт. Затем корпус «пушки» и трубка вытаскиваются, как обычно, с помощью лебёдки.

На рис. 14А – это собственно грунтовая "пушка" в которую верхним коном вставлена грунтовая трубка. Мотки стального троса соединяют пушку с трубой. После внедрения в грунт она достается обратно лебедкой.

В одном из опытов с такой пушкой после того как грунтовая труба была вытащена, оказалось, что столб грунта в ней равен всего двум с половиной метрам. Но что это был за столб! Вверху песок, ниже мощный слой ракушки со щебнем, потом снова песок и в самом низу бурая глина материкового происхождения. Значит, на этой глубине недавно была суша. Вот какой важный научный вывод сразу же дали испытания взрывного метода.

Пито исследовал дно Атлантического океана и получил столбики грунта высотой до 3 метров. Это был рекорд для больших глубин.

В Институте океанологии Академии наук СССР разработали еще более улучшенную вакуумную (гидростатическую) трубку.

С помощью вакуумной трубки были получены очень интересные результаты: оказывается, Чёрное море совсем недавно было пресным! Иловая вода, выжатая из нижней части тридцатиметрового столба грунта, имеет совсем ничтожную солёность – всего 3 грамма соли на литр.

Геологи уже давно предполагали, что Чёрное море одно время резко опреснялось, но когда это было? Теперь мы видим перед собой эту законсервированную на дне опреснённую воду и можем измерить её солёность. Подсчитав годовые слои в извлечённых пробах, учёные установили, что «возраст» этой воды – всего 5000 лет. Таким образом, Чёрное море было почти пресным, когда в Египте строились пирамиды! Вот какие существенные геологические изменения произошли на глазах человека



Рисунок – Спуск грунтовой трубки в море

В ранних модификациях зондов предусматривалась возможность измерений только геотермического градиента на одной или нескольких базах, а теплопроводность осадков измерялась на борту судна после их извлечения из грунтовой трубки. В дальнейшем, уже в 70- 80-е годы, были созданы и

усовершенствованы зонды, измерявшие теплопроводность осадков в их естественном залегании (*in situ*).

Дно акваторий - это идеальная среда для геотермических измерений, так как подавляющая часть площади морей и океанов покрыта слоем ила, в котором тепло в первом приближении распространяется кондуктивно и в который можно легко внедрить геотермический зонд даже под собственным весом. В отличие от континентов, где измерения теплового потока привязаны к скважинам или к подземным выработкам, геотермические измерения на океанах могут быть выполнены практически везде, где есть донные осадки. А в последние годы, в связи с океанским бурением на обнажениях второго океанического слоя, стало возможным измерять тепловой поток даже в местах, где отсутствуют осадки. Поэтому количество измерений на акваториях еще в 70-е годы превысило число континентальных измерений и очень быстро увеличивается. Если в 1975 г. количество измерений в глубоководных частях акваторий приближалось к 4000, то в 1990 г. их было уже более 10 тыс.

Спецификой океанических геотермических работ является то, что зонд заглубляется на ограниченную длиной глубину (это, как правило, первые метры), поэтому измерения на море подвержены поверхностным искажениям в большей степени, чем на континентах, где они пренебрежимо малы в глубоких частях скважин. В связи с этим методически этот недостаток преодолевается за счет сгущения количества измерений на единицу площади. В этом случае среднее значение случайной величины - измеренного теплового потока ассоциируется с глубинной его величиной, а дисперсия - с аномалиями поля на данном участке (хотя такой методический прием не исключает необходимости введения поправок в измеренные значения на влияние достоверно установленных искажающих факторов). Площади, на которых проводятся детальные геотермические измерения, называются полигонами. К полигонам можно отнести и профильные измерения с большой густотой станций. Целесообразное детальных профильных, а не площадных измерений возникает тогда, когда изучаются линейные структуры: разломы, трог, вытянутые поднятия и т.п. Наибольший интерес в настоящее время вызывают именно полигонные работы, где проводятся комплексные геолого-геофизические исследования, так как они позволяют не только корректно определить фоновый тепловой поток в данном месте Мирового океана, но и судить о причинах, создающих аномалии.

Водная масса является экраном для экзогенной волны. Обычно на глубинах более 500 м сохраняются постоянные годовые температуры, что позволяет измерять тепловой поток без учета "сезонной температурной волны". Однако во многих частях акваторий со сложной гидрологической обстановкой - наличие придонных течений, резких форм рельефа, близких проливов, устьев рек и т.д. - наблюдаются придонные вариации температур даже на больших глубинах (1000-1500 м). В связи с этим по глубине измерений на акваториях их можно подразделить на три группы:

Глубоководные измерения, к которым относятся данные по океаническим котловинам, глубоководным желобам, зонам трансформных разломов, срединно-океаническим рифтовым зонам, глыбовым поднятиям на океаническом дне, котловинам окраинных морей и другим структурам, приуроченным к глубинам дна более 1500 м. Как правило, эти измерения позволяют оценить неискаженные значения геотермических градиентов и тепловых потоков. Этот класс измерений обычно характеризуется наименьшей погрешностью. Она составляет 5-10% и варьирует в зависимости от типа и длины зонда, количества измерительных баз, измерителя теплопроводности, условий внедрения зонда.

Среднеглубинные измерения, к которым относятся данные, получаемые в глубоких (нешельфовых) внутренних и окраинных морях, на континентальных склонах, в глубоких озерах (Байкал, Танганьика). Диапазон глубин в этой группе изменяется от 300 до 1500 м. При таких глубинах необходимо анализировать изменчивость температуры в водной толще и особенно в придонном слое. Рекомендуются использование многоканальных термозондов для фиксирования возможной нелинейности термограммы в донных осадках и инверсии температуры в придонном слое воды. Получение этой информации даст возможность оценить неискаженное значение геотермического градиента. Погрешность для этой группы измерений составляет 7-15%. Она зависит как от вышеперечисленных условий, так и от кривизны термограммы и влияния конвективной составляющей.

Мелкоглубинные измерения, к которым относятся данные, полученные на шельфе морей и океанов, а также в неглубоких озерах. Эти измерения искажены влиянием экзогенного фактора, и для выделения глубинного сигнала требуется заглубление зонда на несколько метров в донные осадки (иногда такое заглубление удастся достичь с помощью механических устройств: вибраторов, гидро- или пневмоударных установок и т.д.). Погрешность для этого класса измерений самая высокая - 15-20%. Она может быть и выше, если экзогенные и конвективные влияния полностью экранируют глубинную компоненту. В практике морской геотермии мелкоглубинные измерения применяют в основном в прикладных целях, при терморазведке месторождений на шельфе, когда анализируется температурная аномалия над аномалиеобразующим телом по сравнению с "фоновой" температурой при удалении от этого тела.

Для определения теплового потока используют измерения на средних или на больших глубинах.

В структуре океанической литосферы выделяют следующие структурно-формационные зоны первого порядка: абиссальные котловины, или, как их иногда называют, талассократоны; срединно-океанические хребты; внутриплитные глыбовые и вулканические поднятия; трансформные разломы; переходные зоны от океана к континенту, включающие глубоководные желоба, островные дуги и задуговые бассейны.

Описание региональной геотермической характеристики всех зон из перечисленных структур - это отдельная большая работа, так как сейчас

изучены практически все районы Мирового океана. Поэтому мы приведем описание лишь выборочных зон в каждой группе. Заранее оговоримся, что тепловое поле различных районов океана, относящихся к той или иной структуре, сходно, поэтому приводимые примеры дадут представление об общих геотермических закономерностях.

Рассмотрим Северо-Западную плиту Тихого океана в качестве примера абиссальных котловин. Эта плита па западе ограничена Курило-Камчатским и Японским глубоководными желобами, на севере - Командорской и Алеутской островными дугами, па востоке - Императорским разломом, на юге - условно грядой подводных гор Маркус-Неккер. В котловине идентифицированы позднемезозойские линейные магнитные аномалии с возрастом от 109 млн лет, причем в районе 45° с.ш. эта аномалия приближается к Курило-Камчатскому желобу, у острова Хоккайдо практически по оси желоба идентифицируются полосовые магнитные аномалии с возрастом около 120 млн лет (рис. 18).

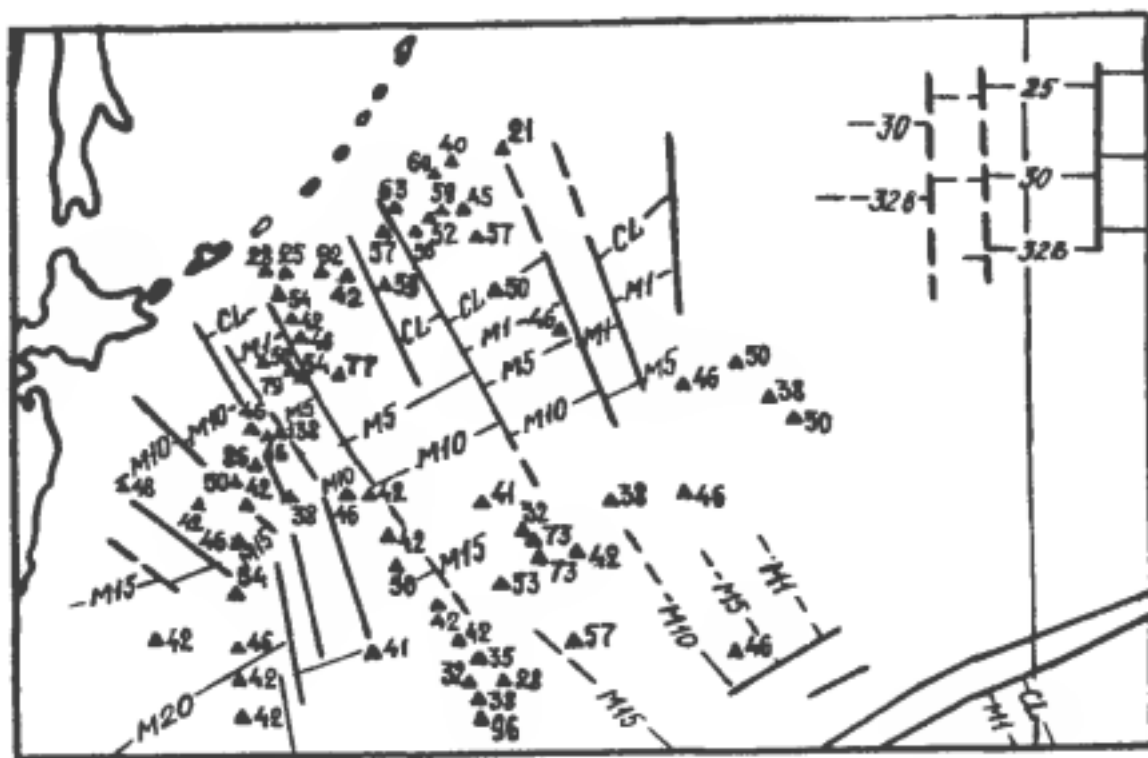


Рис 18 Схема линейных магнитных аномалии (указан их номер) и ст тенланций теплового потока н Северо-Западной части Тихого океана (значении теплового потока в $\text{мВт}/\text{м}^2$)

Возрастные оценки подтверждаются данными глубоководного бурения (например, скв. 303-306, DSDP, Leg 32) и свидетельствуют об омоложении Северо-Западной плиты Тихого океана как по направлению к желобам, гак и с юго-запада на северо-восток относительно оси желоба. Средний тепловой поток для интервала возраста дна от 80 до 110 млн. лет составляет 58 ± 9 $\text{мВт}/\text{м}^2$, с увеличением возраста дна несколько уменьшается тепловой поток 45 ± 10 $\text{мВт}/\text{м}^2$ - для возраста 110-120 млн. лет. В целом можно отметить, что

тепловой поток достаточно однороден, и подавляющее число измерений приходится на интервал 35-56 мВт/м².

Некоторый разброс значений наблюдается на невулканических глыбовых поднятиях в пределах плиты - поднятиях Шатского и Хесса. Возвышенность Шатского поднимается над окружающими абиссальными равнинами на 1500-2000 м и может быть околнурена изобатой 5000 м. Простирание поднятия северо-северо-западное. Углы наклона склонов поднятия составляют в среднем 1°, но отдельные уступы имеют наклон 16-19°. По данным ГСЗ, под поднятием наблюдается погружение поверхности М до 22-24 км, т.е. на 12-14 км глубже, чем под смежными абиссальными равнинами. Структура характеризуется тепловым потоком 41-45 мВт/м² в западной части возвышенности и повышенным потоком (до 75-96 мВт/м²) в восточной и юго-восточной частях. Для объяснения причин повышения потока требуется дополнительная информация о глубинном строении структуры. На возвышенности Хесса тепловой поток имеет примерно те же значения, что и в западной части возвышенности Шатского, т.е. 42-47 мВт/м².

Океанические котловины с более молодым возрастом II слоя дна (например, плита Кокос, плита Наска в Тихом океане, Канарская котловина в Атлантическом и др.) характеризуются в целом более высоким тепловым потоком, что подтверждает зависимость теплового потока от возраста, отмеченную для континентов.

Одним из основополагающих геотермических открытий явилось обнаружение аномально высоких (а также "нулевых" и даже отрицательных) значений тепловых потоков в срединно-океанических хребтах. Как известно из теории литосферных плит, срединно-океанические хребты являются дивергентными зонами, т.е. границами, где происходит спрединг плит, излияние и внедрение разогретого мантийного материала. Под хребтами располагается восходящая ветвь мантийной конвекции, т.е. тепловой поток под ними определяется не только кондуктивным, но и конвективным выносом тепла. Срединно-океанические хребты простираются вдоль всего Мирового океана. Их общая длина превышает 60 тыс. км. Кондуктивная составляющая теплового потока в хребтах достигает рекордных "ураганных" величин (до 1500 мВт/м²). В том случае, когда рифтовая зона перекрыта мощным чехлом осадков (например, впадины Калифорнийского залива и Красного моря), препятствующим конвективной разгрузке па дно магмы и термальных вод, измеренный кондуктивный поток адекватен общему выносу тепла, так как в этом случае конвективная компонента близка к нулю. В других условиях, когда мощность осадочных пород очень мала или они полностью отсутствуют, может быть измерен нулевой тепловой поток (а в случае пологого разлома, выносящего гидротермы, даже отрицательный), но это вовсе не значит, что в этом месте литосфера полностью пассивна. Просто весь тепловой поток выносится конвекцией, что создаст безградиентную зону внутри конвективной струи, а значит, и нулевой кондуктивный тепловой поток. Полный же энергетический эффект в рифтовых зонах, оцениваемый

как сумма кондуктивной и конвективной компонент, остается примерно одинаковым и эквивалентен по разным оценкам в среднем 400-600 мВт/м².

Как показало сравнение этих расчетов с прямыми оценками полного выноса тепла в рифтовой зоне Исландии на основании подсчетов масштабов конвективной разгрузки в наземных гидротермах, значения получились очень близкими, что свидетельствует об однородности теплового потенциала океанических рифтов.

Количество тепла, переносимого за счет конвективного теплопереноса, обусловленного вертикальной фильтрацией, приблизительно равно $Q \approx \rho c_p j T \approx 800 \text{ мВт/м}^2$, где j - скорость вертикальной фильтрации магмы в астеносфере (приблизительно $2 \times 10^{10} \text{ м/с}$), $\rho = 2800 \text{ кг/м}^3$ - плотность магмы; $c_p = 1050 \text{ Дж/кг К}$ - ее удельная теплоемкость при постоянном давлении; $T=1300^\circ\text{C}$ - температура расплава. Если сконцентрировать суммарный фильтрационный тепловой поток в узкой осевой зоне магматического резервуара шириной порядка 10 км, в которую "сливается" магма из более широкой 100-километровой области астеносферы благодаря центростремительной горизонтальной составляющей фильтрации, то полный тепловой поток в рифтовой зоне примерно будет соответствовать тем "ураганным" его значениям, которые измерены в Калифорнийском заливе и в Красноморской впадине.

Таким образом, тепловые процессы, происходящие в срединно-океанических хребтах, являются движущей силой тектонического развития океанической литосферы.

Зоны спрединга и восходящей конвекции мантийного вещества встречаются не только в океанах, но и в задуговых бассейнах расширения окраинных морей. Подобные бассейны существуют почти во всех окраинных морях, т.е. процесс задугового спрединга является глобальным явлением. Наиболее ярко он проявляется и хорошо изучен в котловине Хонсю Японского моря и в Центральной котловине Тирренского моря. Рассмотрим геотермическую характеристику последней.

Существует несколько точек зрения на происхождение Тирренского бассейна. Их можно разделить на две группы. Одни исследователи считают, что Тирренское море образовалось в результате "океанизации", т.е. опускания бывшего континентального блока, подплавления нижней части континентальной коры, попавшей в иные термодинамические условия (Р. Селли, Я.П. Маловицкий, Е.В. Артюшков и др.). Другие исследователи связывают происхождение моря с площадным или ареальным спредингом, центр которого помещается в различные места Средиземного моря (Э. Арган, Е.Д. Сулиди-Кондратьев и др.). По мнению М. Бокалетти, мезозойский Палеотирренский океанический бассейн был полностью поглощен в начале тортона, а Тирренская плита субдуцирована вдоль погружающейся на запад зоны Бсньофа к востоку от Сардинии. Таким образом, современная Тиррения сформировалась как краевой бассейн за поздненеогеновой Калабрийской дугой.

Идея Б. Хизсна примиряет эти две группы гипотез. Он считал, что там, где сейчас расположено Тирренское море, ранее была суша, и она начала опускаться в течение неогена; погружение сопровождалось и, возможно, обуславливалось расширением земной коры, что привело к расчленению существовавшей континентальной коры на серию вытянутых осколков, которые в настоящее время представлены узкими хребтами, а вулканическая активность вдоль этих разломов привела к образованию линейных вулканических гряд. Таким образом, мобилистские представления об истории развития бассейна связаны с обнаружением двух принципиально различных частей: западной, характеризующейся сжимающими напряжениями, и восточной зонами, в которой преобладают растягивающие напряжения.

Восточная часть Тирренского моря - это область высоких тепловых потоков, больших горизонтальных градиентов температур и проявлений базальтового вулканизма на подводных вулканах. Максимальные значения достигают 515 и 489 мВт/м² и измерены в тыловой части Липарской островной дуги (рис. 19).

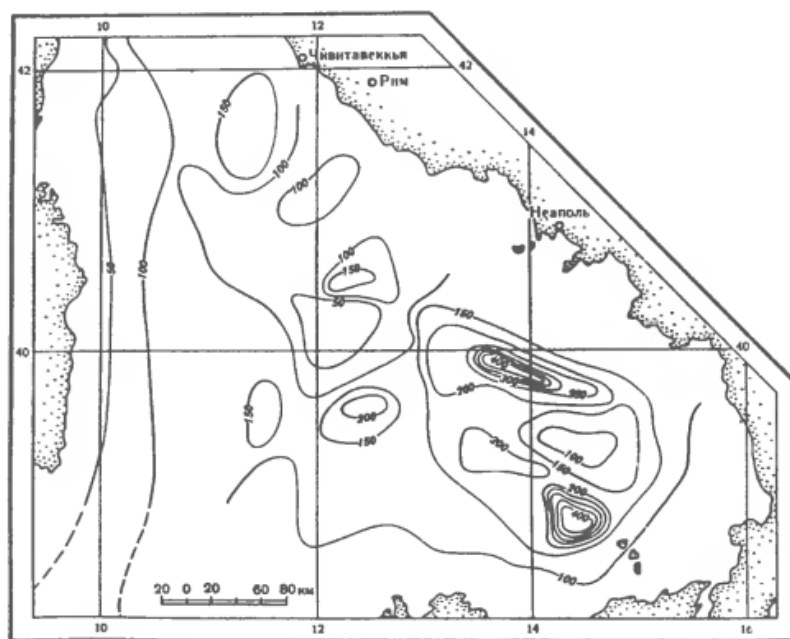


Рис. 19. Карта теплового потока Тирренского моря (значения изолиний в мВт/м*)

Средний же тепловой поток в этой части моря составляет 155 мВт/м². Оценки мощности "термической" литосферы показали, что в восточной части Тирренского моря она составляет 17-23 км. Такие же значения мощности литосферы, оцениваемой по геотермическим данным, получены в океанических рифтовых зонах. Высокий тепловой поток, базальтовый вулканизм и малая мощность литосферы свидетельствуют о внедрении мантийного материала в литосферу Тирренского бассейна, которое "расклинивало" ранее существовавшие литосферные блоки. Эти блоки

обладали, по-видимому, пониженной вязкостью из-за повышения температур на их подошве и вследствие этого не оказывали сопротивления внедрению вещества и тепломассопереносу снизу.

Таким образом, в областях восходящей мантийной конвекции всегда фиксируется высокий тепловой поток.

Со срединными хребтами генетически связаны трансформные разломы. Это линейные структуры, которые субортогональны рифтам и в которых преобладает сдвиговая компонента. По сравнению с рифтами трансформные разломы изучены недостаточно полно, но тем не менее можно привести геотермическую характеристику по многим известным разломам Мирового океана. Приведем данные по трем разломам Северной Атлантики: Кейн, Атлантике и разлом 26° с.ш.

Разлом Атлантике в своей активной части представляет собой желоб, дно которого образует цепь котловин с плоским дном, имеющих глубины 5000-5200 м; ось рифтового хребта по разлому смещена на 67 км. Ширина дна котловин составляет 2-4 км. С бортов разлома были драгированы ультраосновные породы. Характер распределения теплового потока в осевой зоне и на флангах существенно различен. В осевой зоне измерены высокие значения (300 и 360 мВт/м²), а на флангах - стабильно низкие величины (34-51 мВт/м²).

Разлом Кейн состоит из основного желоба, имеющего продолжение на флангах хребта и в глубоководных котловинах. По разлому происходит сдвиг осей хребта на 140 км. Даже в пассивной части разлома получены высокие значения теплового потока 100-115 мВт/м². А к югу от разлома, но в 135 км от оси хребта, тепловой поток в скв. 396 аномально низкий - 23 мВт/м².

Анализируя тепловой поток в активных частях этих и других трансформных разломов, можно видеть, что он аномально высок и колеблется от 135 до 360 мВт/м². Для этих частей разломов характерна его высокая стабильность и малая дисперсия. Это позволяет сделать вывод, что конвективный вынос тепла, столь резко нарушающий тепловой поток в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, в трансформных разломах не имеет существенного значения. Действительно, большинство крупных трансформных разломов заполнены мощными (до 1 км) толщами осадков, что исключает конвекцию. Это дает объективную возможность для оценки величины полного выноса энергии в осевых зонах рифтов, которую мы уже приводили выше. Заметим лишь, что по простиранию рифт суммарный тепловой поток может заметно меняться, что заставляет опустить нижний предел до 200 мВт/м².

Для объяснения природы аномалий теплового потока в трансформных разломах привлекается несколько энергетических механизмов. Один из них - это тепло тектонического трения при сдвиговых деформациях в разломной зоне. Однако расчеты фрикционного разогрева в разломе Сан-Андреас (Калифорния) показали, что он не играет существенной роли в формировании аномалий теплового потока. Вероятно, этот вывод можно распространить и на другие трансформные разломы. Другое объяснение аномалий - применение принципа суперпозиции геотермических полей от северной и южной стенок разлома, имеющих разный возраст в зависимости от положения осей рифтовых зон, смещенных разломом. По

модельным расчетам для разлома Вима в Центральной Атлантике тепловой поток оказался 350 мВт/м^2 , что довольно близко к другим независимым оценкам. Третье объяснение связано с предположением о неглубоком расположении зоны фракционного плавления под разломом. Расчеты показывают, что если тепловой поток и верхней части литосферы чисто кондуктивный, то кровля зоны располагается на глубинах 12-18 км от дна разлома.

Поскольку величина земной поверхности остается постоянной, то рождение новой коры в рифтовых зонах должно сопровождаться ее уничтожением в других зонах. Ими являются конвергентные пояса переходных зон от океана к континенту. Эти пояса включают вкрест их простирания известный набор структурных элементов, основные из которых следующие: внешний краевой вал; глубоководный желоб; приостровной (приконтинентальный) склон желоба, который, в свою очередь, подразделяется на более мелкие тектонические элементы, включая аккреционные призмы, ступени и склоновые разрывы; фронтальную невулканического гряды; вулканическую дугу; окраинный бассейн, или тыловую область растяжения. Степень выраженности отдельных структурных элементов может быть различной в разных переходных зонах, но существование характерного ансамбля структур не подлежит сомнению.

Основным кинематическим процессом переходных зон является субдукция океанической плиты под континентальную. Именно за счет этого процесса происходит поглощение "излишков" океанической коры, а также наращивание коры переходного и затем континентального типов при структурно-вещественной перестройке конвергентных зон.

Зоны субдукции характеризуются специфическими тектоническими проявлениями и геофизическими полями, которые хорошо коррелируют друг с другом (см., например, приведенное выше описание корреляции гравитационного и теплового полей в районе Япономорской переходной зоны).

Распределение теплового потока в переходных зонах тоже подчиняется определенной закономерности. В окрестностях желоба тепловой поток понижен относительно среднеокеанического: на внутреннем склоне он составляет $30\text{-}40 \text{ мВт/м}^2$, на внешнем – $35\text{-}45 \text{ мВт/м}^2$. В районе вулканической дуги тепловой поток повышается до $80\text{-}120 \text{ мВт/м}^2$ и остается таким же высоким в окраинном море. При существовании зоны задугового спрединга в окраинном море тепловой поток может достигать уровня аномально высоких значений, как, например, в Тирренском море или во впадине Хонсю Японского моря.

Закономерный характер распределения теплового потока в районах островных дуг (низкие значения со стороны океана, высокие - со стороны континента и в окраинном море) проявляется в переходной зоне от Тихого океана к материку Евразии в районе Курило-Камчатской дуги, дуги северо-восточного Хонсю, Идзу-Бонинской, Марианской дуг и дуги Рюкю. Однако в районе дуги юго-западного Хонсю высокий тепловой поток обнаружен на океанской стороне дуги, где редки глубоководные землетрясения и

действующие вулканы, т.е. дуга юго-западного Хонсю является пассивной островной дугой.

Понижение теплового потока в районе глубоководного желоба объясняется экранированием глубинного потока надвинутой континентальной плитой, у которой толщина настолько большая, что тепловой поток остается нестационарным и пониженным в течение длительного геологического времени. Тепло тектонического трения практически не влияет на величину наблюдаемого потока. Оно лишь локально повышает температуру на плоскости сместителя, что, правда, при длительной непрерывной субдукции приводит к фракционному плавлению вещества. Такое фракционное плавление при высокой проницаемости вышележащей коры способно вызвать вулканизм островодужного известково-щелочного типа. Вблизи очагов проявления вулканизма локализуются зоны высокого теплового потока, которые связаны с конвективным тепломассопереносом. Например, в Восточно-Камчатской вулканической зоне среднее значение теплового потока составляет 42 мВт/м^2 , а в южной части зоны, где расположены Паужетская и Кошелевская гидротермальные системы, аномально высоко - 250 мВт/м^2 , что, очевидно, связано с конвективным выносом тепла магмой и гидротермами. Оценки глубины расположения магматического очага под указанными гидротермальными системами и под Курильским озером, расположенным вблизи них, дают значение 5-7 км.

Таким образом, можно заключить, что тепловой поток переходных зон крайне неоднороден. На его распределение влияют как глубинные эндогенные геодинамические факторы (субдукция, обдукция, тепло тектонического трения, фракционное плавление, вулканизм, гидротермальная деятельность, задуговый спрединг и др.), так и поверхностные экзогенные факторы (быстрое осадконакопление в желобах, структурно-теплофизические неоднородности разного масштаба, гидрогеологический фактор и др.).

В качестве иллюстрации влияния структурно-теплофизических неоднородностей "в масштабах коры" приведем данные по возвышенности Ямато, разделяющей впадины Хонсю и Центральную котловину Японского моря. Эта структура является одной из наиболее изученных в пределах переходных зон Мирового океана. Здесь выполнен значительный комплекс геолого-геофизических исследований, включающих сейсмические, гравиметрические, магнитные, геотермические исследования, а также изучение образцов коренных пород. Измерения теплового потока на этой структуре проведены японскими исследователями и характеризуются высокой плотностью съемки (в среднем одно измерение на 10 км^2), что позволяет достаточно корректно интерпретировать геотермические данные. Тепловой поток здесь изменяется от 63 мВт/м^2 в центральной части возвышенности до 128 мВт/м^2 на северо-западной и юго-восточной окраинах. За пределами Ямато тепловой поток уменьшается от максимальных до средних значений, характерных для акватории Японского моря - 90 мВт/м^2 , как показано на рисунке 20.

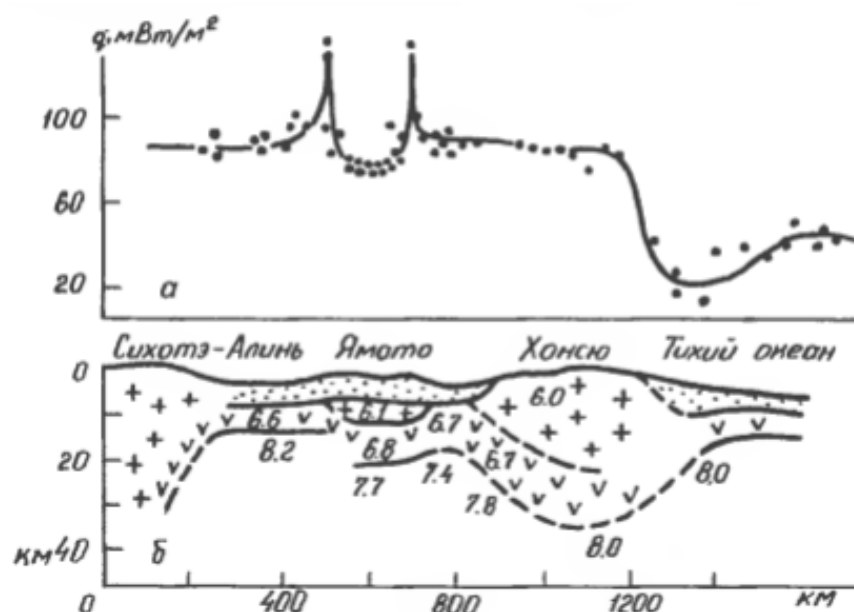


Рис.20, Распределение теплового потока (а) к разрез коры (б) по профилю Сихотэ-Алинь - Тихий океан (цифры на разрезе - граничные сейсмические скорости)

Положительные аномалии теплового потока морфологически и тектонически приурочены к краевым частям структуры. Некоторые авторы (Ю.В. Шевалдин) связывают их с предполагаемыми зонами глубинных разломов, развившихся на всей акватории Японского моря в позднем кайнозое, а понижение теплового потока в центральных частях возвышенности объясняют поглощением части тепла в результате эндотермических процессов, сопровождающих региональный метаморфизм гранитной части коры Ямато. Однако количественная оценка этих процессов не проведена, что заставило исследовать, и другие причины такого распределения тепловых потоков. Одной из таких причин является рефракция теплового потока в связи с присутствием относительно низкотеплопроводной линзы гранитного слоя коры под Ямато.

Общая мощность земной коры возвышенности по сейсмическим данным составляет в среднем 20 км, уменьшаясь в сторону Центральной котловины и впадины Хонсю за счет выклинивания гранитно-метаморфического слоя, где она уже составляет 11-12 км. Мощность "базальтового" слоя под Ямато увеличена на 1-2 км, следовательно, максимальная мощность гранитной линзы достигает 7 км. Теплопроводность гранитно-метаморфических пород этой линзы по аналогии с другими подобными породами составляет 2,5 Вт/м·К по сравнению с теплопроводностью 2,9 Вт/м·К для пород базальтового слоя и 4,1 Вт/м·К - для пород, слагающих верхнюю мантию. За счет рефракции тепла под центральной частью возвышенности тепловой поток понижен до 65-70 мВт/м², но зато под ее краевыми частями он повышается до 140-150 мВт/м² - тепло как бы обтекает низкотеплопроводную линзу. Средний же тепловой поток по результатам осреднения составляет 84 мВт/м². Кстати, такое же значение получено в результате численного моделирования для верхней мантии, где тепловой поток еще не

затронут рефракцией. Этот анализ позволяет сделать вывод о том, что вариации теплового потока на возвышенности Ямато объясняются только стационарными искажениями.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

- 4.1 В чем заключаются основные различия аппаратуры и методики геотермических измерений на акваториях по сравнению с континентальными исследованиями? Каково соотношение изученности океанов и континентов? В чем причина этого соотношения?
- 4.2 Как можно классифицировать геотермические измерения по глубине акваторий?
- 4.3 Каковы особенности теплового потока абиссальных котловин?
4. Дайте региональную характеристику и определите природу аномалий теплового потока в срединно-океанических хребтах.
- 2.2 Каковы особенности теплового потока в зонах задугового спрединга?
- 2.3 Закономерное распределения теплового потока в трансформных разломах Каковы предлагаемые модели для объяснения подобного распределения?
7. Дайте характеристику геотермического поля в основных структурах переходных зон. Какие факторы оказывают влияние на распределение теплового потока? Приведите примеры.

ЛЕКЦИЯ 14

Использование численных и аналоговых методов для расчета тепловых полей. Геотермические методы поисков и разведки рудных и нефтегазовых месторождений. Использование внутриземного тепла (состояние, способы и перспективы).

Для учета поверхностных и глубинных неоднородностей, искажающих фоновый тепловой поток, используются методы аналогового и численного моделирования, позволяющие учесть такие искажающие факторы, как влияние структурно-геологических неоднородностей, рельефа, образования надвигов, "быстрые" неотектонические движения, остывание магматического очага.

Остановимся на методике моделирования задач теплопроводности на сеточных моделях, которые широко применялись еще несколько лет назад, пока их не вытеснили производительные компьютеры.

В случае стационарного распределения температур задача нахождения тепловых параметров среды сводится к решению дифференциального уравнения эллиптического типа:

$$\frac{d}{dx}[A_1(x,y,z) \frac{dT}{dx}] + \frac{d}{dy}[A_2(x,y,z) \frac{dT}{dy}] + \frac{d}{dz}[A_3(x,y,z) \frac{dT}{dz}] = F(x,y,z), \quad (1)$$

т.е. к отысканию распределения функции температуры $T(x, y, z)$ в области $G(x, y, z)$ при различных граничных условиях. В уравнении (1) A_1, A_2, A_3, F - заранее известные функции координат области $G(x, y, z)$. В общем случае эти величины могут быть функциями искомой величины $T(x, y, z)$ (Тихонов, Самарский, 1966). К решению уравнения (1) сводятся не только задачи теплопроводности, но и задачи нахождения электрических потенциалов, гидравлических напоров и расхода потока в задачах гидродинамики и многих других. Именно на подобии законов сохранения энергии, переноса тепла или электрического заряда, а следовательно, и дифференциальных уравнений основан метод электротепловой аналогии, использованный в аналоговых вычислительных машинах. Полная аналогия соблюдается, если привести уравнения к безразмерному виду. Для этого вводятся масштабные размерности температур $(T_{\max} - T_{\min})$ и электрических потенциалов $(U_{\max} - U_{\min})$, а также масштабные значения термических и электрических сопротивлений R^T_M и R^U_M . В большинстве случаев в качестве $T_{\max}$ и $T_{\min}$ вводятся реально измеренные температуры в скважинах. В том случае, когда задача решается с граничными условиями 2-го рода (для задач геотермии - поток тепла на границах), задается масштабная величина тока α_t :

$$\alpha_t = \alpha_U / \alpha_R, \quad \alpha_U = (U_{\max} - U_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min}), \quad \alpha_R = R^U_M / R^T_M.$$

В результате опроса узловой точки каждой ячейки сетки измеряется некая безразмерная величина $\varphi = (T - T_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min})$, откуда $T = T_{\min} + \varphi (T_{\max} - T_{\min})$.

Таким образом, метод аналогового моделирования позволяет получать распределение температуры в сколь угодно сложно построенной теплофизической модели с различными граничными условиями.

Нестационарные задачи теплопроводности могут быть решены на сеточной электрической модели типа RR_t (Жернов, Павловец, 1976). Эта модель основана на дискретизации области теплопроводности в пространстве и во времени. Дифференциальные уравнения в частных производных аппроксимируются при этом неявной системой конечно-разностных уравнений. В практике наиболее распространена схема Г.Либмана.

Рассмотрим метод Г.Либмана применительно к плоским задачам нестационарной теплопроводности при отсутствии внутренних источников тепла и примем для простоты коэффициент теплопроводности k постоянным. В этом случае дифференциальное уравнение теплопроводности имеет вид:

$$dT/dt = a(d^2T/dx^2 + d^2T/dy^2), \quad (2)$$

где T - температура, t - время, x, y - прямоугольные координаты, $a = k/c\rho$ - коэффициент температуропроводности, c - теплоемкость, ρ - плотность. В основе метода Г.Либмана лежит уравнение теплопроводности (2), записанное в конечных разностях. Для этого разбиваем всю исследуемую область в плоскости XY на ячейки со сторонами Δx и Δy , а узловые точки размещаем в центре тяжести этих ячеек. Запишем разностное уравнение для "0"-узловой точки и n -го момента времени. После замены производных в уравнении (2) разностными отношениями имеем:

$$dT/dt = (T_{0,n} - T_{0,n-1})/\Delta t, \quad d^2T/dx^2 = (T_{1,n} - T_{0,n})/\Delta x^2 + (T_{3,n} - T_{0,n})/\Delta x^2,$$

$$d^2T/dy^2 = (T_{2,n} - T_{0,n})/\Delta y^2 + (T_{4,n} - T_{0,n})/\Delta y^2,$$

получим

$$(T_{0,n} - T_{0,n-1}) / \Delta t = a[(T_{1,n} - T_{0,n})/\Delta x^2 + (T_{2,n} + T_{4,n} - 2T_{0,n})/\Delta y^2].$$

Отметим, что в данном случае дифференциальное уравнение аппроксимируется неявным разностным уравнением, так как в производной рассматривается приращение температур между "настоящим" - n и "предыдущим" - $(n-1)$ моментами времени. Неявная схема решения остается устойчивой при любых приращениях, в то время как для устойчивости явной схемы требуется соблюдение условия: число Фурье для ячейки не должно превышать некоторого определенного значения $Fo^{уст}$. Для одномерных задач $Fo^{уст} = 0,5$, а для двумерных $Fo^{уст} = 0,25$. Вводя термическое сопротивление между ячейками, равное $R_T = k^{-1}$, и некоторое условное временное сопротивление $R_t = R_T \cdot Fo$, можно формально уравнение (2) записать в виде, соответствующем стационарному случаю:

$$\sum_{m=1}^4 (T_{m,n} - T_{0,n})/R_T + (T_{0,n-1} - T_{0,n})/R_t = 0. \quad (3)$$

Таким образом, тепловая схема узловой точки "0" в случае нестационарной теплопроводности отличается от схемы при стационарной теплопроводности тем, что эта точка оказывается соединенной, помимо узловых точек соседних ячеек 1, 2, 3, 4, еще с одной дополнительной узловой точкой, температура в которой равняется температуре в точке "0" в предыдущий $(n-1)$ -й момент времени. Соотношение термического и "временного" сопротивлений определяется числом Фурье: $Fo = R_t / R_T$. Уравнение (2) по форме аналогично уравнению Кирхгофа для "0"-й точки электрической схемы, соединенной с пятью узловыми точками через некоторое сопротивление R_t и $R_{T,i}$.

$$\sum_{m=1}^4 (U_{m,n} - U_{0,n}) / R_{T,i} + (U_{0,n-1} - U_{0,n})/R_{t,i} = 0, \quad (4)$$

где $U_{0,n}$ и $U_{0,n-1}$ - потенциалы в "0"-точке в n -й и $(n-1)$ -й моменты времени. На пятую узловую точку, дополнительно подсоединяемую к нулевой через сопротивление, подается напряжение, равное по величине напряжению в "0"-точке, но в "предыдущий" $(n-1)$ -й момент времени. Из сказанного следует, что задачи нестационарной теплопроводности можно решать на электрических аналоговых устройствах, имеющих сетку только омических сопротивлений. При решении задач по методу Либмана не составляет труда изменить граничные условия, а это значит, что могут быть решены задачи внедрения магматического материала, надвигов, термической активизации и др. Кроме того, в процессе решения можно легко учесть переменность физических свойств (c , ρ , a , k) путем соответствующего изменения сопротивлений R_t и $R_{T,i}$, можно изменять временной шаг, подбирая различные сопротивления.

Мы рассмотрели методику решения нестационарных задач без внутренних источников тепла. В случае же, когда задаются источники, аналогичные дополнительному электрическому току из узловой точки, последовательность решения задачи не изменяется.

Суммарная погрешность результатов решения задач методом электрических аналогий складывается из погрешностей трех видов: а) погрешность метода, обусловленная заменой дифференциального уравнения в частных производных уравнением в конечных разностях; б) погрешность аппаратуры, связанная с неточностью сопротивлений и граничных потенциалов и в) погрешность оператора.

Первый вид погрешности зависит от выбора ячеек ($\Delta x \cdot \Delta y = \delta$) при пространственном разбиении разреза и от интервала времени Δt . Чем меньше интервалы, тем меньше и погрешность метода. Количественную оценку погрешности можно получить эмпирическим путем, проведя измерения при различных δ и Δt . Лучшее всего это сделать для

тел правильной геометрической формы, с тем чтобы сравнить затем точное аналитическое и модельное решение. Подобный анализ проведен нами для бесконечного горизонтального кругового цилиндра при различных значениях контраста теплопроводности $m = k(\text{цил.})/k(\text{ср.})$, где $k(\text{цил.})$ и $k(\text{ср.})$ соответственно коэффициенты теплопроводности цилиндрического включения и окружающей среды. В результате анализа показано, что погрешность зависит от количества ячеек, на которое разбито сечение каждого комплекса с контрастной теплопроводностью. Если тело выходит на дневную поверхность, то достаточно разбиения его на 4-5 ячеек. При этом относительная погрешность не превышает 1%. В случае погруженного тела можно ограничиться разбиением его на 2-3 ячейки. Даже в этом случае относительная погрешность составляет лишь 0,5%.

Для аналогового моделирования чаще всего используются электроинтегратор ЭИ-12 и сеточная модель МСМ (УСМ), имеющие соответственно 448 и 361 узловые точки. В некоторых случаях, например, при решении задач контрастной теплопроводности или учета влияния рельефа этого количества ячеек оказывается недостаточно для достижения необходимой точности. Поэтому приходится разбивать исследуемые разрезы на некоторое число массивов и моделировать каждый из них отдельно. В результате этого на боковых границах массива возникают невязки в значениях безразмерных температур из-за утечки токов. Для устранения этих невязок массивы рассчитывались с перекрытием. Опыт показал, что 10% перекрытия соседних массивов достаточно для устранения невязки.

Погрешности второго и третьего видов, как правило, постоянны (если исключить грубые промахи оператора) и их суммарная величина не превышает 1-2%. Таким образом, метод аналогового моделирования позволяет решать практически все задачи кондуктивной теплопроводности с погрешностью 2-3%. Аналоговое моделирование подкупает своей коммуникабельностью и простотой и этим компенсирует более высокую разрешающую способность численных решений. Тем не менее, возможности численных методов намного шире, особенно, если требуется перебор решений с различными граничными и начальными условиями и с разными теплофизическими параметрами. Численные методы реализуются с помощью компьютеров, распространение которых сейчас настолько широко, что аналоговые машины практически полностью вытеснены.

Для персональных компьютеров разработаны стандартные пакеты программ численных расчетов, однако специфика геотермических исследований заставила создать специальные программы, приспособленные для применения в реальной геологической среде.

Программный комплекс "TERMGRAF", разработанный для решения задач нестационарной теплопроводности, позволяет в диалоговом режиме задавать или изменять при необходимости любые условия или параметры. Данный пакет программ составлен В.С.Кудрявцевым и С.А.Перфильевым (МГТУ им.Н.Баумана). Для решения используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка 41×41 узлов (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры которых по осям X и Z возможно изменять по требованию оператора. На боковых границах области моделирования чаще всего задается отсутствие латерального потока, т.е. $dT/dx=0$. На верхней и нижней границах возможно задавать как температуры, так и тепловые потоки. Внутри области моделирования требуется задать конфигурацию

контрастных сред и их теплофизические свойства: температуропроводность - a ($\text{м}^2/\text{с}$), теплопроводность - k ($\text{Вт}/\text{м}\cdot\text{К}$) и плотность тепловых источников - $Q/(c\cdot\rho)$ ($\text{К}/\text{с}$). Весь набор исходных данных, включая значение начальной температуры, от которой начинается итерационный процесс, задается в программе "ENTGRAF". В расчетной части комплекса (программа "TERM") задаются линейные размеры области моделирования (L_x и L_z , км), которые определяют линейные размеры узла сетки ($L_x/41$ и $L_z/41$), а также временной шаг (в млн лет). В результате численного решения уравнения:

$$k d^2T/dx^2 + k d^2T/dz^2 + Q = c\rho dT/dt$$

мы получаем распределение температур и тепловых потоков $q(z)$ и $q(x)$ для выбранного временного шага. Результаты расчетов в графическом виде можно отобразить на мониторе с помощью программы "TERMGRAF". Полученный файл результатов перименовывается в файл начальных температур, и на следующем временном шаге начинается расчет с конечного момента предыдущего временного шага. Возможность дискретизации решения удобна, если есть необходимость изменить структуру геологического разреза, распределение источников и стоков, а также посмотреть результаты расчета палеотемпературного поля.

Сравнение результатов расчета температур и тепловых потоков в стационарном и нестационарном режимах аналоговым и численным методами показало их практически полное совпадение.

Геотермические методы поисков и разведки (терморазведка) сформировались на стыке двух крупных научных направлений: геотермии и разведочной геофизики. Они опираются на фундаментальные положения геотермии, касающиеся происхождения источников теплового поля литосферы, особенностей нормального геотермического поля и факторов, его осложняющих, методических основ получения информации о геотермических параметрах. В то же время в рассматриваемых методах широко используются некоторые общие принципы разведочной геофизики: построение геолого-физической модели изучаемого объекта, понятие "аномалий" и способы их выделения, решение прямой и обратной задач, комплексирование и комплексная интерпретация данных.

Основной физико-геологической предпосылкой применения терморазведки при поисково-разведочных работах является контрастность горных пород и полезных ископаемых по величине коэффициентов теплопроводности, что в сочетании с морфологией, размерами и условиями залегания изучаемого объекта влияет на распределение геотемпературного поля. Сосуществование контраста теплофизических свойств пород и структурно-геологических неоднородностей создает аномалии в поле температур и тепловых потоков, которые в зависимости от их величины могут регистрироваться инструментально или только фиксироваться теоретически.

Поскольку одной из важнейших задач геотермии является изучение глубинного теплового потока, воздействие на его величину разнообразных геологических факторов, включая структурно-геологические неоднородности, рассматривается и оценивается при этом в качестве помех. В терморазведке же, наоборот, отражение в характере теплового поля особенностей геологического строения и размещения полезных ископаемых является важнейшей полезной информацией, на основе которой оцениваются поисково-разведочные и картировочные возможности геотермических методов в конкретных геологических условиях. При этом в терморазведке, как и вообще в разведочной геофизике, сведения об абсолютной величине изучаемых параметров имеют подчиненное значение. Существенно более важной является информация о величине и характере приращений изучаемых параметров геотермического поля в аномальных областях.

Исходя из вышеизложенного, под терморазведкой следует понимать метод разведочной геофизики, основанный на изучении параметров теплового поля участков земной коры, с последующим установлением взаимосвязи этих параметров с особенностями геологического строения и размещения полезных ископаемых.

Становление геотермических методов поисков и разведки в качестве самостоятельного научного направления относится к середине 60-х годов. С этого времени отмечено их интенсивное развитие и опробование, в которых активно участвовали многие научные и производственные коллективы. Данному процессу во многом способствовали начавшиеся в этот же период систематические определения плотности глубинного теплового потока в районах со сложным геологическим строением, в рудных и нефтегазоносных провинциях, которые проводились на основе всестороннего анализа разнообразных осложняющих факторов.

Геотермические методы поисков и разведки представлены в настоящее время сравнительно большим количеством видов и модификаций. Это объясняется достаточно широким кругом геологических задач, для решения которых они используются, и разнообразием условий, в которых они могут быть применены.

В основу классификации геотермических методов положены два принципа: характер исследуемого теплового поля и условия его изучения. В соответствии с этим все геотермические методы могут быть объединены в две группы. В первой - представлены методы, основанные на измерении параметров стационарного (квазистационарного) теплового поля; во второй - методы, в которых исследуются переменные (нестационарные) тепловые поля.

По условиям наблюдений теплового поля выделяются следующие виды терморазведки: скважинная и шахтная терморазведка, термосъемка земной поверхности, термосъемка в шпурах, а также морская и озерная терморазведка. По этому же принципу каждый вид терморазведки в свою очередь может быть представлен совокупностью отдельных модификаций.

За исключением термосъемки поверхности, осуществляемой, как известно, путем регистрации ее теплового излучения, практически во всех других видах и модификациях термической разведки принципиально возможно изучение всех основных параметров теплового поля (температуры, градиента, плотности теплового потока, теплофизических свойств горных пород). Однако в настоящее время эти возможности реализованы только при термических исследованиях глубоких скважин и в морских условиях. Данные виды термической разведки являются наиболее развитыми в аппаратном и методическом отношении, поскольку надежной предпосылкой этому послужили достижения геотермии в аналогичных направлениях.

Специфическими видами геотермических исследований, получившими определенное развитие в связи со становлением терморазведки месторождений полезных ископаемых, являются термосъемка в шпурах (глубиной 0,5-3,0 м), т.е. в зоне периодических изменений температуры, а также шахтные измерения. Развитию этих направлений терморазведки способствовало использование соответствующего опыта, накопленного в смежных областях (горной теплофизике для шахтной терморазведки, агрофизике и метеорологии для обоснования шпуровой термосъемки). Шахтная терморазведка характеризуется двумя особенностями. Первая из них касается специфических тепловых источников - помех, которыми в этих условиях являются вентиляция горных выработок и экзотермические процессы в отработанных участках (самонагревание и самовозгорание руд, цементация закладки). Вторая особенность заключается в возможности изучения геотермических параметров в горизонтальной плоскости. Существенно расширяя возможности терморазведки, это обстоятельство вместе с тем увеличивает неоднородность интерпретации получаемых данных, преодоление которой возможно, в частности, путем измерений на нескольких горизонтах и на основе комплексирования терморазведки с другими методами подземной геофизики.

Применение геотермической съемки в шпурах, т.е. на глубинах, где наблюдаются весьма значительные температурные изменения, а градиенты температуры и тепловые потоки на несколько порядков превышают значения этих параметров в стационарном геотермическом поле, основывается на предположении об одинаковом воздействии внешнего температурного поля в различных пунктах с однородными поверхностными условиями. В соответствии с этим принципом изучаемая площадь представляется в виде совокупности участков с однородными поверхностными условиями, под которыми подразумевается также состав и температуропроводность близповерхностных (до глубины заморов) отложений.

При термической съемке в шпурах наиболее существенным вопросом является оценка глубины затухания колебаний температуры с различным периодом, что позволяет обосновать оптимальную глубину наблюдений. Для этого анализируются сведения о затухании не только годовых и суточных колебаний, но и короткопериодных колебаний температуры (с периодом 3-10 суток), обусловленных сменой погоды. Исходными данными для такого анализа являются вариационные наблюдения, осуществляемые непосредственно в пределах исследуемых участков, а также материалы многолетних наблюдений за температурным режимом близповерхностных горизонтов в соответствующем регионе по станциям гидрометеослужбы. Эти материалы, кроме того, позволяют определить оптимальный период работ, в течение которого на выбранной глубине изменения температуры минимальны.

Многолетний опыт опробования шпуровой термосъемки в различных природно-климатических зонах для решения разнообразных геологических задач позволяет сформулировать следующий подход к выбору глубины измерений. В процессе детальных работ (в масштабе 1:10000 и крупнее) наблюдения целесообразно вести на глубине ниже слоя затухания суточных колебаний температуры (0,5-1,0 м), на которой, однако, сохраняются не только годовые, но и короткопериодные изменения (следует иметь в виду, что амплитуда периодических колебаний температуры на какой-либо глубине сравнивается с инструментальной погрешностью измерений, так как теоретически на любой глубине, доступной для терморазведки, существуют периодические вариации температуры). Для более мелкомасштабных съемок рекомендуются измерения на глубинах 1,5-3,0 м, на которых отсутствует влияние короткопериодных колебаний, а имеют место лишь годовые температурные изменения. Термосъемка в слое суточных температурных колебаний за весьма редким исключением оказывается малоэффективной из-за высокого уровня помех.

Применение различных модификаций терморазведки не увязано с характером работ по определенным видам полезных ископаемых. Выбор той или иной модификации геотермических методов осуществляется исходя из конкретной геологической задачи и связанного с ней масштаба исследований, а также с учетом существующей в пределах изучаемой площади сети буровых скважин и горных выработок.

Объектами геотермических поисков и разведки могут быть месторождения разнообразных полезных ископаемых: нефти и газа, полиметаллических, медно-колчеданных и урановых руд, термальных вод, алмазов, золота, каменного угля, солей и др. С помощью терморазведки решаются многие задачи геологического картирования, гидрогеологии и инженерной геологии. Заметная роль принадлежит терморазведке в мерзлотоведении.

Возможности геотермических методов в решении разнообразных геологических задач в сочетании с относительно небольшими затратами на проведение работ составляют основу для широкого применения терморазведки в комплексе с другими методами разведочной геофизики. Однако следует учитывать, что возможности этого метода при поисково-разведочных работах на различные полезные ископаемые изучены и оцениваются весьма неравномерно. Так, наибольшая его эффективность отмечена при поисковых работах на нефть, газ, термальные воды, колчеданные месторождения, а также для выявления и прослеживания разрывных нарушений, тектонически ослабленных зон и др. В то же время возможности терморазведки для поисков кимберлитовых трубок или золотоносных кварцевых жил изучены весьма слабо, так что пока рано говорить о благоприятных предпосылках для этих типов руд.

К настоящему времени сформировались следующие направления термической разведки: нефтегазовая, рудная и морская. Несмотря на различие задач, решаемых каждым из этих видов терморазведки, между ними существует тесная взаимосвязь. Особенно следует подчеркнуть близость многих вопросов, связанных с совершенствованием аппаратуры и методики работ в нефтегазовой и рудной терморазведке, общность физико-геологических предпосылок и приемов интерпретации данных терморазведки нефтегазовых месторождений в континентальных районах и в условиях шельфа. Это обстоятельство предопределяет необходимость систематического использования достижений в каждом из направлений для развития всего метода.

Физической основой появления аномалий на месторождениях нефти и газа является то, что из залежи происходит миграция углеводородов (УВ) к поверхности. Они переносят тепло из глубинных слоев конвективным путем. Кроме того, в толщах осадочных пород могут происходить экзотермические реакции окисления УВ при их взаимодействии с сульфатными подземными водами, а также при участии кислорода, выделяющегося в результате естественного радиолиза подземных вод. В зоне аэрации окисление УВ, мигрирующих из залежи, осуществляется микроорганизмами. Величина температурной аномалии в своде продуктивных структур, по данным Э.Б. Чекалюка и др. (1974), достигает $10^{\circ}\text{--}15^{\circ}\text{C}$, уменьшаясь с приближением к земной поверхности. Над нефтяными залежами по их контурам иногда фиксируются кольцевые отрицательные аномалии теплового потока. Они объясняются влиянием естественной конвекции в залежах.

Наблюдаемые аномалии на месторождениях полиметаллических сульфидных руд объясняются большой теплопроводностью руд

(пирита, галенита, сфалерита и др.) по сравнению с вмещающими породами. Так, теплопроводность рудных минералов достигает 8-20 Вт/м·К, а вмещающих терригенных или карбонатных пород - 2-3 Вт/м·К. Это обуславливает концентрацию теплового потока в высокотеплопроводном рудном комплексе и его разрежение в относительно низкотеплопроводных вмещающих породах. Величина аномалии теплового потока за счет контраста теплопроводности может достигать 50-80% от величины фонового теплового потока при субвертикальном расположении рудного тела. В температурном поле величина аномалии намного ниже и зачастую не выходит за пределы точности измерений. При наклонном залегании рудных тел аномалия теплового потока несколько ниже - 30-40% - в случае контраста теплопроводности 1,8 и 20-30% - при контрасте 1,5. Интенсивность температурных аномалий составляет 0,3° и 0,2°С соответственно.

Вторым важным фактором, определяющим появление аномалий над сульфидными рудами, является окисление сульфидов. Оно сопровождается значительным тепловыделением (3300-8400 кДж/кг), что в пересчете на плотность теплового потока дает аномалию 20-80 мВт/м². Температурная аномалия над сульфидными залежами на земной поверхности может достигать долей градуса, а на глубине первых десятков метров - нескольких градусов (Лахтионов, Тархов, 1970).

Одной из модификаций терморазведки является поиск и разведка нефтегазовых структур на шельфе с помощью геотермических методов. Первые опытные измерения, выполненные на море, указывают на целесообразность применения терморазведки в комплексе с другими геофизическими методами разведки. Отличительная особенность морской терморазведки по сравнению с другими методами - простота измерительной аппаратуры и методики измерений, быстрота и дешевизна работ. Морские условия более благоприятны для терморазведки по сравнению с терморазведкой на суше в мелких скважинах. Наличие на большей части дна акваторий мягких илов позволяет легко заглублять датчики температур на глубины до 5-7 м под действием гравитации или простыми техническими средствами.

Основные требования, предъявляемые к методике проведения морских терморазведочных работ, определяются из решения задачи, моделирующей возмущение глубинного теплового потока неоднородностями, расположенными в осадочной толще пород под дном моря, и из количественных оценок влияния внешних тепловых помех на параметры геотемпературного поля. Большие по амплитуде температурные аномалии (скачки температуры), наблюдаемые в придонных осадках акваторий, необходимо, прежде всего, связывать с экзотермическими тепловыми влияниями, а также с гидрогеологическими факторами: разгрузкой термальных вод, фильтрацией, межпластовыми перетоками и т.п. Например, за счет скрытой разгрузки термальных вод в осадки на глубине первых метров могут наблюдаться аномалии температуры до единиц и даже десятков градусов. Аномалии за счет контрастной теплопроводности в условиях сложного залегания комплексов могут достигать десятых долей градуса.

При терморазведке трудно ожидать оценки глубинного теплового потока, потому что внешние периодические сезонные и суточные температурные волны практически полностью искажают его величину. Однако, если учесть, что амплитуда такой волны инвариантна на большой территории, и съемка производится относительно быстро, то внешнее тепловое воздействие в данном случае будет являться постоянной величиной и не скажется на интенсивности и форме аномалии относительно фоновых значений.

Появление аномалий в разломных и прогибных зонах объясняется, в первую очередь, теплопереносом подземными водами, движущимися по разломам. Температурные аномалии могут достигать единиц градусов в приповерхностных слоях при скоростях фильтрации подземных вод порядка нескольких метров в сутки.

Тепловую модель месторождения можно представить с помощью системы вертикальных сечений, перпендикулярных горизонтальной оси. Процессы теплопереноса и теплогенерации могут быть описаны уравнением:

$$d/dx(k dT/dx) + d/dz(k dT/dz) - d/dx(c\rho v_x T) - d/dz(c\rho v_z T) + W(x,z,t) = c\rho_p dT/dt,$$

где v - скорость движения подземных вод, k, ρ, ρ_p - теплопроводность вмещающих пород, плотность воды и плотность пород соответственно, W - плотность тепловых источников, учитывающая не только теплогенерацию, но и теплообмен между смежными вертикальными сечениями.

Начало координат совмещается с поверхностью Земли. Рассматриваемая область ограничивается координатами $-a < x < a$ и $0 < z < b$, которые выбираются так, чтобы тепловое влияние залежи не распространялось на границу. Граничные условия на земной поверхности должны учитывать теплообмен между почвой и атмосферной конвекцией, радиацию и затраты тепла при фазовых переходах. В тех случаях, когда геотермические аномалии анализируются вблизи поверхности, как правило, задаются граничные условия третьего рода:

$$k dT/dz = N(t)(T_s - T_n),$$

где $N(t)$ - коэффициент теплообмена, T_s - эквивалентная температура воздуха, T_n - температура земной поверхности.

При изучении процессов теплопереноса в недрах можно использовать граничные условия первого рода, задавая гармоническое изменение температуры во времени на поверхности Земли:

$$T_n(t) = T_0 + \sum_{i=1}^2 A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i),$$

где A_i - амплитуда температурных колебаний, $\omega_i = 2\pi/t_i$ - круговая частота, t_1 - суточный период, t_2 - годовой период колебаний, φ_i - начальная фаза.

Остальные граничные условия могут быть записаны в следующем виде:

$$\begin{aligned} x = \pm a, \quad dT/dx &= 0; \\ z = b, \quad -k dT/dz &= q_r(x), \end{aligned}$$

где $q_r(x)$ - глубинный тепловой поток.

Решение поставленной задачи обычно получают на компьютере с помощью численных разностных методов.

Переходим к заключительному разделу, описывающему наиболее значимый вид прикладной геотермии, - *утилизация геотермальных ресурсов в хозяйственных целях*.

Геотермальные ресурсы могут быть использованы для выработки электроэнергии, для теплофикации или холодоснабжения жилых и промышленных зданий, а также горячего водоснабжения; в земледелии, животноводстве и рыбоводстве; в обрабатывающей, химической и нефтяной промышленности; в курортологических и бальнеологических целях.

По условиям теплового питания гидротермальные ресурсы можно разделить на две группы: а) формирующиеся в аномальных геотермических условиях под действием современных вулканических и магматических процессов; б) формирующиеся в региональном тепловом поле. К первым относятся гидротермальные системы, приуроченные к пористым осадочным образованиям и к трещинным зонам, а ко вторым - пластовые подземные воды обширных артезианских бассейнов.

Высокотемпературные гидротермальные системы, пригодные для выработки энергии, приурочены к тектонически мобильным поясам земной коры: к переходным зонам острово-дужного типа (Курило-Камчатская, Японская, Филиппинская, Ново-Зеландская и др.), к активным окраинам континентов (Кордильеры, Анды), к Средиземноморскому поясу (Калабрийская, Критская зоны), к областям эпиплатформенного орогенеза (Байкальская и Африканская рифтовые системы), к средне-оксаническим хребтам (Исландия, Азорь), к "горячим точкам" (Гавайи, Рюкю). В этих регионах бурением вскрыты наиболее высокотемпературные системы с температурами, достигающими до 300°C. Среди наиболее высокотемпературных можно назвать гидротермальные системы: Кампи Флегрей в Италии (465°C), Крабла-Наумафьядль в Исландии, Селтон Си в американской Калифорнии и Сьерро-Прието в мексиканской Калифорнии - все они имеют температуры около 350°C. В разведанных на территории Камчатки гидротермальных системах Паужетка и Мутновка температуры флюида достигают 250°C.

Фазовое состояние флюида в резервуаре обуславливается соотношением интенсивности теплового и водного питания системы. В высоконагретых породах с низкой проницаемостью и недостаточным для восполнения расхода терм поступлением подземных вод преобладает сухой пар. Примерами парогидротермальных систем с преобладанием пара могут служить Лардсвелло, Монте-Амиата, Травале в Италии, Стимбот Спрингс, Гейзеры Сонома в США, Манукава в Японии. Их температуры обычно выше 240°C. В системах, заключенных в более проницаемых коллекторах, преобладает вода. Поступая в скважины, эти парогидротермы вскипают. При этом только от 13 до 25% жидкости переходит в насыщенный влажный пар. Наиболее известными парогидротермальными системами такого типа являются: Вайраксей, Бродлендс, Каверау в Новой Зеландии, Наумафьядль-Крабла, Рейкьянес в Исландии, Оникобе, Отаке в Японии и др. Их температура колеблется от 180° до 376°C. Тепловая мощность естественной разгрузки отдельных гидротермальных систем составляет $2 \cdot 10^4 - 10^8$ Дж/с, оставаясь практически неизменной в течение многих веков. Расход пара, выводимого в системах с сухим паром, колеблется от 250 до 8000 т/час (Гейзеры Сонома). Средняя производительность скважин на месторождениях этого типа около 50 т/час пара, а максимальная - до 270 т/час пара (Монте-Амиата). Энтальпия флюида составляет 2,3-2,8 МДж/кг. В гидротермальных системах с преобладанием воды расход пароводяной смеси, выводимой скважинами, от 500 до более 10000 т/час (Вайраксей). Средняя производительность скважин от 75-100 до 460 т/час (Наумафьядль) и максимум 700 т/час (Сьерро-Прието). Энтальпия пароводяной смеси изменяется от 935 (Аухачапан) до 1670 кДж/кг (Бродлендс).

Большие запасы тепла могут быть аккумулированы в гидротермальных системах, формирующихся в региональном тепловом поле. К таким системам можно отнести Паппонский бассейн, Северо-Мексиканский бассейн, Северо-Кавказский и Закавказский бассейны и др. Температура вод в этих регионах на глубинах до 1 км достигает 100°-120°C.

По химическому и газовому составу выделяются сероводородно-углекислые, водородные, углекислые, азотные, азотно-углекислые, метановые и азотно-метановые. Различные типы термальных вод и парогидротерм имеют разный тепловой потенциал, что обуславливает выбор той или иной технологии их практического использования.

В настоящее время геотермальные ресурсы разрабатываются более чем в 60 странах мира, а в некоторых из них освоение этих ресурсов приняло промышленные масштабы. Среди таких стран, использующих геотермальное тепло для выработки электричества, места распределены следующим образом: 1) США, 2) Филиппины, 3) Италия, 4) Япония, 5) Мексика, 6) Новая Зеландия, 7) Сальвадор, 8) Исландия, 9) Никарагуа, 10) Кения, 11) Турция, 12) Чили, 13) Китай. Целый ряд стран также используют глубинное тепло в хозяйственных целях: Венгрия, Франция, Греция, Гватемала. В этот круг стран входит и Россия, но

занимает одно из последних мест по количеству производимой геотермальной энергии. Действующие и строящиеся ГеоТЭС имеются сейчас в 13 странах.

В зависимости от температуры, давления и химического состава парогидротерм применяются различные типы энергоустановок.

Турбины с прямым пароводяным циклом без конденсатора применяются в тех случаях, когда имеется много пара с высоким содержанием неконденсирующихся газов. Турбины этого типа потребляют вдвое больше пара на 1 кВт-час вырабатываемой энергии, чем более экономичные паровакуумные турбины с конденсатором (до 20 и 10 кг пара соответственно).

В двухконтурных установках и теплообменниках в качестве вторичного теплоносителя используют низкокипящие жидкости (фреон, изобутан и др.). В этом случае можно превращать в электроэнергию тепловые ресурсы рассола или воды с температурой ниже 100°C. Установки такого типа действуют в Империи Велии (Калифорния, США), где теплоносителем являются высокоминерализованные воды.

Использование внутриземного тепла для теплофикации и горячего водоснабжения в наибольших масштабах осуществляется в Исландии, где около 80% населения проживает в домах, обогреваемых геотермальным теплом. Большие успехи в геотермальном теплоснабжении жилых и производственных зданий достигнуты в Венгрии, Франции, Румынии, Новой Зеландии, США, Китае. В России половина жилых домов в городах Махачкала, Кизляр, Избербан также отапливаются термальными водами.

Термальные воды широко используются в сельском хозяйстве: для обогрева и чистки коровников, свиноводов, для мойки шерсти, в рыбозаводящем хозяйстве и т.п.

Минимальное воздействие на окружающую среду городов, низкие цены, изобилие геотермальной энергии и возможность снизить зависимость от органического топлива - основные преимущества, обеспечивающие продолжение исследований и разработок в области геотермального теплоснабжения. С помощью относительно простой установки - теплового насоса - в сферу применения могут быть вовлечены низкотемпературные запасы глубинного тепла.

Принцип действия геотермических тепловых насосов (ГТН) тот же, что применяется в холодильнике, только цикл теплообмена направляется в другую сторону. ГТН отбирает тепло из недр с помощью первичного теплоносителя, который отдает его фреону, циркулирующему по вторичному контуру. Нагретый таким образом фреон приобретает еще большую температуру за счет сжатия и обменивается теплом с рабочим контуром, нагревающим здание. ГТН способны помочь утилизировать энергию для малых потребителей: возможность установки индивидуального ГТН (одного на дом) делает его весьма доступным. ГТН эффективны при обычных температурах, существующих на глубине 10-30 м.

Как утверждают Дж.Лино и Дж.Лунд из Геотермального центра Орегонского технологического института, преобразование геотермального тепла возможно при всех температурах.

На сегодняшний день в США имеется 452 проекта прямого преобразования энергии, принцип действия большинства из которых основан на использовании ГТН. Типичные ГТН, используемые для домов, собирают около 7,5 кВт мощности при ее годовой потребности ($7500 \times 365 \times 24 = 65,7$ МВт-час энергии). Таким образом, использование ГТН для 200 тыс. домов эквивалентно строительству новой электростанции мощностью 1000 МВт. Хотя текущая стоимость ГТН около 2000 долларов, т.е. большая, чем других индивидуальных систем теплоснабжения, она окупается за 3-5 лет эксплуатации.

В отличие от других возобновляемых источников энергии геотермальной энергии не препятствует циклическое извлечение, как в случае ветровой и солнечной. Поэтому это постоянный извлекаемый ресурс, не требующий строгой стратегии сохранения.

По сравнению с традиционным органическим топливом и атомной энергией геотермальная энергия экологически более чистая во многих отношениях. Справедливости ради, нужно сказать о существовании нескольких негативных аспектов прямого использования геотермальной энергии: для инфраструктуры требуются трубопроводы и скважины, псевдобные для индивидуального жилища.

ВОПРОСЫ ДЛЯ ПОВТОРЕНИЯ

1. Какие вы знаете методы, применяемые для расчета стационарных и нестационарных термических полей?
2. Методика аналогового моделирования теплофизических процессов. Как рассчитать погрешности моделирования?
3. Методика численного моделирования теплофизических процессов.
4. Каковы физико-геологические предпосылки применения методов терморазведки на рудных и нефтегазовых месторождениях?
5. Классификация видов и методов терморазведки.
6. Можно ли оценить глубинный тепловой поток, применяя методы терморазведки?
7. В чем заключаются причины формирования аномалий теплового поля в условиях трещиноватости?
8. Сферы применения геотермальных ресурсов.
9. Назовите несколько известных гидротермальных систем. Каковы их температурные и энергетические характеристики?
10. Каковы типы термопреобразующих установок?
11. Что такое "тепловой насос"? Каков принцип его работы?