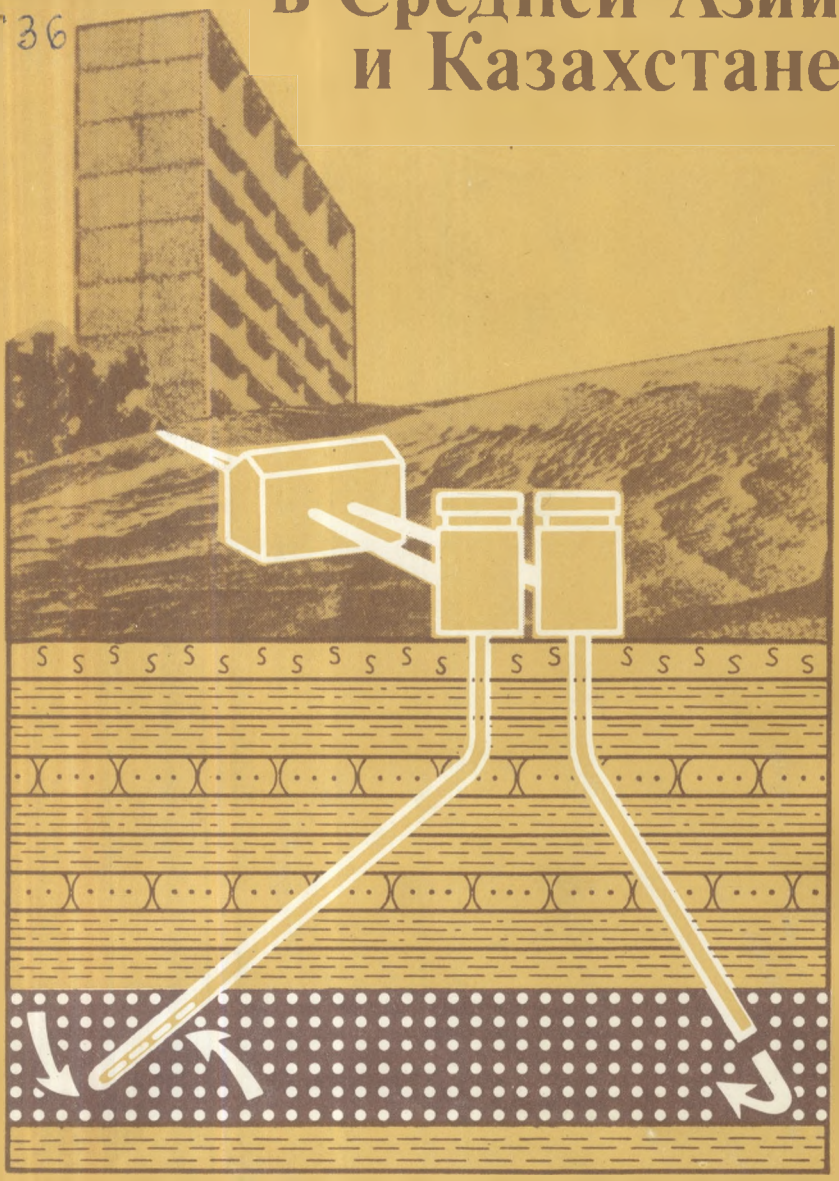
ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ в Средней Азии и Казахстане

550.36
Г36



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ в Средней Азии и Казахстане

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук *А.В. Щербаков*,
кандидат геолого-минералогических наук *В.И. Дворов*

МОСКВА
"НАУКА"
1985

УДК 550.361+550.36.004.14

Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. — М.: Наука, 1985. — 272 с.

В книге обсуждаются фундаментальные научные и прикладные аспекты геотермических исследований применительно к территории Средней Азии и Казахстана. Особое внимание уделено изучению термического режима осадочной толщи, региональных и локальных аномалий теплового потока для построения термической модели литосферы, оценки перспектив прогноза землетрясений. Намечены основные пути использования геотермальных ресурсов аридной зоны СССР, включающие хладоснабжение, получение пресной воды и извлечение редких элементов из термальных рассолов, применение термальных вод для бальнеологических целей.

Рецензенты

Б.Г. Поляк, Н.И. Аршавская

Г $\frac{1903020000-460}{042(02)-85}$ 141-85—IV

© Издательство "Наука", 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научным советом АН СССР по геотермическим исследованиям и Институтом сейсмологии АН ТССР с 3 по 4 октября 1983 г. в г. Ашхабаде было проведено Всесоюзное совещание "Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане".

Целью совещания явилось обсуждение фундаментальных научных и практических аспектов геотермии применительно к территории Средней Азии и Казахстана. Особое внимание было обращено на следующие вопросы: 1) изучение региональных и локальных аномалий поля теплового потока и термические модели литосферы; 2) термический режим, поле напряжений и деформаций в литосфере; оценка перспектив прогноза землетрясений геотермическими методами; ознакомление с опытом режимных геотермических наблюдений на Ашхабадском геодинамическом полигоне; 3) разработка новых методик геотермического эксперимента и физико-математической теории интерпретации геотермических полей; 4) исследование влияния термических условий в осадочных бассейнах на формирование углеводородных залежей; применение геотермических методов для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых; 5) гидрогеохимические исследования термальных вод и рассолов; 6) использование глубинного тепла Земли в народном хозяйстве.

На совещании отмечалось, что в последнее десятилетие наблюдается определенный прогресс в деле проведения геотермических исследований на территории Средней Азии и Казахстана. Ведущими академическими институтами здесь на современном уровне и в значительном объеме поставлены экспериментальные и полевые геотермические исследования. В результате к настоящему времени в Средней Азии и Казахстане величина теплового потока, являющаяся важнейшей энергетической характеристикой литосферы, измерена более чем в 600 глубоких скважинах. По этим материалам впервые составлена карта теплового потока региона в масштабе 1:2500000. Интерпретация данных теплового потока позволила сделать выводы о нестационарности поля теплового потока на территории Средней Азии и Казахстана, обусловленной процессами неотектонической активизации, а также построить термические модели литосферы по профилям глубинного сейсмического зондирования, показывающие резкие различия температуры на одних и тех же глубинах в тектонических структурах разного порядка и возраста. Отмечено про-

странственное совпадение зон высокой сейсмичности и наибольших горизонтальных градиентов теплового потока и глубинных температур.

Успешно развиваются геотермические исследования на локальных нефтегазоносных структурах, позволяющие прогнозировать положение зон генерации углеводородов в осадочных толщах и свойства нефтей в залежах. Доказано существование положительных аномалий температуры и теплового потока над нефтегазоносными структурами, что может служить дополнительным поисковым признаком на нефть и газ.

Заслуживают внимания методические и теоретические исследования в области интерпретации геотермических полей, в частности разработки, констатирующие влияние тепломассопереноса и скорости осадконакопления на тепловой поток и определяющие роль термоупругих напряжений и трещиноватости в формировании напряженного состояния литосферы.

Институтом сейсмологии АН ТССР впервые в стране создана сеть долговременных режимных станций, где проводятся комплексные геотермические, гидрогеологические и геохимические наблюдения с целью определения индикаторов сейсмического прогноза. Анализ режимных наблюдений выявил геотермические флюктуации продолжительностью от нескольких часов до одного и более месяцев при величине колебаний температуры от десятых долей до 1—3° С. На конкретных примерах показана связь временных аномалий геотермического поля с крупными сейсмическими событиями в Копетдагском сейсмоактивном регионе.

Рассмотрен круг вопросов, связанных с практическим применением термальных вод в теплофикационных и технологических целях, в химическом производстве, в бальнеологии. Оценены высокие перспективы получения термальных минеральных вод с уникальными бальнеологическими свойствами в районе г. Ашхабада (пос. Берзенги), а также во внутренних районах Западного Копетдага (Кара-Кала, Терс-Акан и др.). Отмечено, что для условий Средней Азии и Казахстана наиболее целесообразно использование термальных вод и рассолов для извлечения редких и рассеянных элементов, получения пресной воды, хладоснабжения и тепловой интенсификации добычи высокопарафиновых нефтей.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА ЗЕМЛИ

УДК 550.361+550.36.004.14

А.Н. Тихонов, П.Ф. Швецов, И.М. Дворов

ИЗУЧЕНИЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА ЗЕМЛИ В СССР

В настоящее время в СССР геотермическим исследованиям уделяется большое внимание. Они открывают пути как для понимания термического режима, так и для практического использования внутриземного тепла. Эти исследования получили развитие за последние 20 лет. Они координируются Академией наук СССР и сводятся к четырем основным проблемам: 1) земной тепловой поток и его происхождение в зонах различной тектонической активности; 2) усовершенствование и создание новых образцов термометрической и теплофизической аппаратуры для наземных и морских геотермических исследований; 3) изучение геохимических особенностей гидротермальной активности в различных типовых структурах; 4) разработка научных основ картирования и оценки геотермальных ресурсов с различными тепловыми параметрами для практического освоения их в народнохозяйственных целях.

Фундаментальные и прикладные вопросы геотермии решают научно-исследовательские учреждения Академии наук СССР и Академий наук союзных республик, Министерства высшего и среднего специального образования СССР, Министерств геологии СССР, газовой, нефтяной промышленности, энергетики и электрификации и других ведомств. В результате проведенных геотермических исследований были получены следующие основные выводы.

Для понимания эволюции земной коры исключительно информативны результаты измерений теплового потока, характеризующего энергопотери Земли.

В настоящее время пересмотрены основные физические параметры построения модели термического режима Земли с учетом конвектирующей мантии и частично проницаемой литосферы. Показано, что от интенсивности конвекции зависит число термических циклов и многократность проплавления верхней мантии. Разработана теория двухмерных численных тепловых моделей земной коры и литосферы, где были учтены теплофизические и структурно-геологические неоднородности.

Благодаря изучению теплофизических параметров горных пород установлен теплозапирающий эффект литосферного слоя: внутри литосферы теплопроводность переходит через минимум, поскольку

складывается из двух составляющих — молекулярной, падающей с ростом температуры, и лучистой, возрастающей с ростом температуры. Этот минимум препятствует быстрой потере тепла, поэтому недра Земли хранят огромный запас энергии.

Изменения температурного распределения с течением геологического времени определяют достаточно высокую скорость накопления термоупругих напряжений, которая коррелируется с глубинной сейсмичностью.

На основе статистической обработки данных о распределении теплового потока по поверхности земного шара и генерации тепла в литосфере построены карты изолиний глубинных температур на уровнях 25 и 50 км. Показано, что температура на глубине 25 км 300—800, а на глубине 50 км — 600—1500° С.

Построены карты теплового потока для различных участков континентов и океанов: территории СССР (масштаба 1:10000000), европейской части СССР, отдельных регионов Евразии, Сибири (масштаба 1:5000000), юга Восточной Сибири (масштаба 1:5000000), акватории Атлантического океана и арктических областей. Совместно с учеными социалистических стран составлена карта тепловых потоков Восточной Европы масштаба 1:5000000.

Теперь хорошо известно, что различные геологические провинции имеют индивидуальный тепловой режим, связанный с историей тектонического развития регионов, возрастом и активностью геодинамических процессов. Косвенно данное положение подтверждается открытой недавно корреляционной зависимостью между изотопным отношением гелия и тепловым потоком. Показано, что величина теплового потока и отношение $^3He/^4He$ обусловлены одним и тем же процессом тепломассопереноса, а их изменения отражают нестационарные процессы в верхней мантии и тесно связаны с возрастом тектоно-магматической активности.

Весьма ценную информацию несут геотермические данные, получаемые в нефтегазоносных бассейнах. В частности, исследование неоднородности геотемпературного поля этих бассейнов, обусловленной как физическими, так и химическими факторами, позволило констатировать важность геотермических данных как дополнительного нефтепоискового критерия. Кроме того, корреляция теплового потока с другими геолого-геофизическими параметрами наметила возможность использования геотермических данных для геологического картирования, для обнаружения некоторых рудных месторождений, активных разломов и очагов разгрузки термальных вод.

В этом состоит безусловная прикладная значимость геотермических исследований, хотя, разумеется, главная практическая их направленность состоит в оценке геотермальных ресурсов.

Геотермальные ресурсы представляют собой термальные воды и парогидротермы, заключенные в естественных коллекторах (пластового или трещинного типа), а также нагретые водоносные породы, составляющие коллекторы. К наиболее перспективным районам развития термальных вод на территории СССР относятся: 1) пластовые напорные системы, приуроченные к мощным осадочным комплексам мезозойско-кайнозойского возраста: Западно-Сибирская, Предкавказская, Туранская; артезианские области: Куринская, Рионская, Ферганская, Таджикская, Сахалинская и др.; 2) преимущественно трещинные системы вулканических районов Камчатки и Курильских островов, где на небольших глубинах встречены пароводяные и парогазовые флюиды; 3) трещинные и пластово-трещинные водонапорные системы складчатых областей, испытавших интенсивное воздействие новейшего тектогенеза, — Байкальский рифт, Тянь-Шань, Памир, Кавказ.

Термальные воды имеют разнообразнейший химический и газовый состав. Их общая минерализация колеблется от ультрапресных категорий (менее 0,1 г/л) до категорий сверхкрепких рассолов (более 400 г/л). Гидротермы содержат в растворенном составе различные газы: активные (агрессивные), такие, как углекислота, сероводород, двуокись серы, водород; малоактивные: азот, метан; инертные газы: гелий, аргон и др.

Продолжается совершенствование методов геотермического картирования, ведутся работы по геотермальной съемке, выявляются закономерности регионального распределения термальных вод территории СССР и определяются наиболее перспективные месторождения термальных вод для практического использования. Все это дало возможность оценить прогнозные запасы фонтанирующих термальных вод с глубины залегания до 3—3,5 тыс. м от дневной поверхности с температурой от 40 до 250° С и минерализацией до 35 г/л.

Геотермальные месторождения сосредоточены на юге европейской части СССР, в Западной Сибири, Восточной Сибири, на Дальнем Востоке, на Камчатке и Курильских островах, в Казахстане и республиках Средней Азии.

По интервалам температур геотермальные ресурсы распределяются следующим образом:

Температура воды, °С	Дебит, млн. м³/сут	Процент запасов
40—80	12,55—13,75	62,42
80—100	5,25— 5,78	26,45
100—150	1,54— 1,74	7,80
150—250	0,66— 0,73	3,33
	20—22	100

Как видно из приведенной сводки, геотермальные ресурсы относятся к категории энергетически низкопотенциальных.

Указанные цифры прогнозных запасов являются неполными. Они будут в скором времени уточнены и, безусловно, увеличены в несколько раз в связи с развитием более глубокого бурения. Кроме того, здесь не учтены высокоминерализованные термальные воды, тепловая энергия вулканов и т.д.

Большие запасы тепловой энергии сосредоточены в массивах "сухих" горных пород, залегающих на значительной глубине. Схемы эффективной утилизации этого тепла в промышленных целях находятся пока на стадии научно-технической разработки и опытной проверки. Для получения петрогенного тепла требуется вовлечение больших

объемов горных пород со множеством естественных и искусственных трещин, охватывающих равномерно весь объем между скважинами закачки холодной воды и отбора горячей воды или пара. В противном случае, в зонах наиболее активной циркуляции порода быстро охладится и через них пройдет слабонагретая вода, хотя основная часть массива еще будет горячей. Крайне осложняет вопрос эксплуатации искусственных циркуляционных систем полная неизученность химизма взаимодействий вод, содержащих кислород, с породами. В связи с этим тепло "сухих" горных пород хотя и огромно, но пока не включено в итоговую цифру прогнозных геотермальных ресурсов.

Целесообразность народнохозяйственного использования термальных вод целиком и полностью контролируется методологией их использования, которая должна учитывать экономическую эффективность по сравнению с альтернативными источниками энергии.

Направленность использования геотермальных ресурсов обязана соответствовать потенциалу потребителя, его экономико-географическому, климатическому положению и другим факторам.

Основные направления использования геотермальных ресурсов могут быть классифицированы в соответствии с тепловым потенциалом термальных вод: 1) низкотермальные воды с температурой 40—70° С; эти воды целесообразнее всего использовать для: оттайки мерзлых пород и дражных полигонов при разработке рассыпных залежей полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР; снабжения водой животноводческих комплексов, мойки шерсти и теплового орошения; спортивно-оздоровительных целей (плавательные бассейны, душевые и т.д.); интенсификации рыборазведения; 2) среднетермальные воды с температурой 70—100° С; эти воды найдут применение для: отопления и горячего водоснабжения жилых зданий (главным образом вновь сооруженных и оборудованных специальными системами отопления и вентиляции, оптимизированными для условий низкотемпературного теплоснабжения); отопления теплично-парниковых комбинатов; интенсификации нефтеотдачи пластов на месторождениях высокопарафиновых нефтей; извлечения редких и рассеянных элементов: йода, брома, бора, стронция, цезия и т.д.; хладоснабжения (холодильные установки промышленного, коммунального и сельскохозяйственного назначения); в технологических целях — для сушки фруктов, чайного листа и т.д.; 3) высокотермальные воды с температурой 100—150° С; наиболее эффективно могут быть использованы для: комплексной утилизации тепла в соответствии с вышеупомянутыми типами применения по пунктам 1) и 2); получения электрической энергии на геотермальных станциях небольшой мощности, работающих на низкокипящих рабочих жидкостях (изобутан, фреон и т.д.); интенсификации нефтеотдачи пластов на месторождениях высокопарафиновых нефтей; технологических целей в деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной и других отраслях промышленности; 4) парогидротермы и флюиды с температурой выше 150° С, могут применяться для получения электрической энергии, а отработанные воды пригодны для обеспечения теплом промышленных, сельскохозяйственных, коммунальных и других потребителей, расположенных вблизи геотермальных электростанций.

Геотермальные ресурсы, таким образом, находят применение в практических нуждах для отопления и горячего водоснабжения жилых и производственных зданий, в технологических целях, для отопления теплиц и парников в сельском хозяйстве и для получения электрической энергии.

Поскольку основные запасы термальных вод СССР относятся к категории низкопотенциальных, главным их потребителем являются и будут являться в обозримом будущем сельское хозяйство, коммунальное хозяйство (теплоснабжение жилых и промышленных зданий), бальнеология и химия.

Снабжение свежими овощами поздней осенью, в зимнее и весеннее время года — проблема сложная и далеко еще не решенная.

Сфера распространения защищенного грунта в СССР необычайно широка — от субтропиков до Заполярья. Под термином защищенный грунт подразумевается участок земли, на котором создан искусственный благоприятный микроклимат для выращивания внесезонных сельскохозяйственных культур.

Тепличному комбинату площадью 10 га в районах средней полосы СССР необходимо столько тепла, сколько расходует на бытовые и коммунальные нужды современный город с населением 60—70 тыс. жителей.

Теплицы дают возможность выращивать в северных районах страны два-три урожая овощей в год. Большинство тепличных растений произрастает в искусственных условиях всю свою жизнь, для некоторых тепличный режим эффективен лишь на начальных стадиях роста (рассады, цветы и т.д.). Трубопроводная система для обогрева теплиц на каждый гектар имеет протяженность 40 км, и вместе со строительством котельной на нее приходится 40% строительных затрат, остальные же затраты идут на обогрев теплиц. Один гектар защищенного грунта в зависимости от климатических условий требует около 1 тыс. $м^3$/сут горячей воды с температурой 70° С. Чтобы снабдить теплом стандартную теплицу площадью 6 га, нужно подать в нее воду с дебитом 5—6 тыс. $м^3$/сут.

Стоимость 1 Гкал тепла, получаемого от сжигания различных видов топлива, неодинакова: в котельных, работающих на газе, — 3—3,5, на торфе — 4,5, на угле — 5—6 руб. Действующие цены на тепло в виде горячей воды ТЭЦ, отпускаемой тепличным комбинатам, для разных широт колеблются в широких пределах и часто оказываются весьма высокими. Так, Сахалинэнерго отпускает воду по цене 6 руб 53 коп за 1 Гкал, а на Камчатке и в Магаданской области стоимость 1 Гкал еще больше.

Во что же обходится геотермальное отопление без учета стоимости специального бурения скважин?

Использование фонда непродуктивных нефтеразведочных или газовых скважин, как правило, требует их ремонта и дополнительного обустройства. Но даже эти затраты незначительно повышают стоимость 1 Гкал (20—50 коп), если скважины выводят воду с температурой не менее 70° С.

Во всех других случаях, когда геотермальные месторождения

разбуриваются специальными скважинами, стоимость воды едина — 6 коп за 1 $м^3$. Тогда цена 1 Гкал тепла для 70-градусной воды составит около 85 коп, а 100-градусной — 60 коп.

Таким образом, при сопоставлении с котельными геотермальное отопление выглядит более дешевым. Однако сразу следует оговориться, что термальная вода далеко не идеальный теплоноситель. Зачастую она требует специальной очистки до введения в радиаторы отопления. Сброс отработанной воды не всегда можно производить в открытые водоемы, а это означает, что необходима ее закачка обратно в пласт для поддержания пластового давления. Все это в конечном итоге повышает общую стоимость геотермального тепла, но не до той степени, чтобы проиграть в конкурентной борьбе с традиционными источниками энергии.

Относительно суровый климат на большей части территории СССР вынуждает строить множество теплиц, чтобы обеспечить население внесезонными овощами. Если допустить, что потребность человека в овощах во внесезонное время составляет 40—50 кг, то, учитывая урожайность тепличного гектара (20—25 кг с 1 $м^2$ за два вегетативных периода), требуется иметь не менее 2 $м^2$ теплиц на одного человека или в целом по стране — 53 200 га.

Согласно перспективному плану к концу XI пятилетки общая площадь тепличного огорода должна увеличиться до 11—12 тыс. га, а к 1990 г. — удвоиться. И даже тогда на одного жителя страны будет выращиваться только 20 кг овощей в год.

Медленный рост тепличного хозяйства обусловлен не столько высокими затратами на строительство (80 руб — 1 $м^2$), сколько огромными потребностями теплиц в топливе. Чтобы обеспечить теплом теплицы площадью 12 тыс. га, надо сжечь 51,8 млн. т условного топлива в год. Цифра весьма впечатляющая, если учесть, что все прогнозные запасы термальных вод СССР до глубины 3,5 км в тепловом эквиваленте равноценны, т.е. могут заменить десятки миллионов тонн условного топлива в год. Но термальные воды не могут потеснить целиком традиционные источники энергии.

Как было сказано выше, в подавляющем большинстве термальные воды относятся к категории низкопотенциальных, главным их потребителем является сельское хозяйство.

Вот один из примеров. Геотермальная скважина с дебитом 1800—2000 $м^3$/сут и температурой 70—75° С может обогреть 2—2,5 га теплиц. Это позволит ежегодно получать во внесезонное время 450—500 т самых дешевых овощей.

Сегодня мы уже вправе сказать: всюду, где за использование тепла Земли берутся всерьез и активно, неизменно достигают хороших результатов, высокой экономической эффективности.

В настоящее время в нашей стране термальными водами отапливается более 70 га теплиц. Они расположены в следующих районах: в пригороде Петропавловска-Камчатского — 9 га; в Дагестане — 7,5 га; в окрестностях Грозного — 10 га; в Краснодарском крае — 24 га; в Западной Грузии — 16 га. На термальных водах работают небольшие теплицы на севере Чукотки, в пригороде Магадана, западнее Улан-Удэ.

Пока площадь геотермальных теплиц незначительная, но разведанные запасы термальных вод позволяют увеличить ее в ближайшие годы до 1350 га. Это означает, что имеется возможность получать дополнительно 270—338 тыс. т овощей в год.

Велики перспективы геотермального отопления и горячего водоснабжения жилых, производственных и сельскохозяйственных зданий. Если сейчас геотермальным водоснабжением охвачен ряд небольших городов и поселков в Дагестане, Чечено-Ингушетии, Грузии, на Камчатке с общим число жителей более 150 тыс. человек, то к 2000 году эта цифра должна возрасти на порядок за счет подключения к геотермальному отоплению таких городов, как Алма-Ата, Ташкент, Тюмень, Омск, Петропавловск-Камчатский, а также за счет расширения существующих сетей отопления и горячего водоснабжения городов Махачкала, Кизляр, Грозный, Тбилиси, Зугдиди и т.д. Использование термальных вод в теплоснабжении даст значительную экономию, поскольку затраты, связанные с получением 1 Гкал тепла на тепловых установках, эксплуатирующих "традиционное" топливо, выше затрат, связанных с получением 1 Гкал геотермального тепла (особенно для условий Кавказа и Камчатки).

Редко когда геотермальное месторождение попадает в черту того или иного крупного города. Тбилиси, Махачкала, Грозный — города, стоящие на термальных водах, исключение из этого правила. Чаще в площади геотермальных месторождений оказываются небольшие города: Кизляр, Избербаш, Зугдиди и множество поселков, известность которых порою обязана только тому, что они обогреваются подземным теплом, — Эссо, Паужетка, Паратунка (Камчатка), Мостовской (Краснодарский край) и др. А в подавляющем числе случаев термальные воды вскрыты в сельской местности или же в малообжитых районах, которые лишь условно можно назвать сельскими (Западная Сибирь).

Современное село на глазах одного поколения изменило свой облик. В строительстве дерево стало уступать место кирпичу и бетону. Усилилась интеграция населения вокруг колхозных и совхозных усадеб, отчего многие деревни превратились в поселки сельского типа. Изменилось отношение к коммунально-бытовому хозяйству — возникла потребность централизованного отопления и снабжения горячей водой.

В условиях Северного Кавказа отопление сельского поселка в тысячу домов (примерно 5 тыс. жителей) может быть обеспечено двумя-тремя геотермальными скважинами с температурой 70° С и общим дебитом 1000—1500 $м^3$/сут. Такой запас термальной воды трудно даже назвать месторождением. А что, если на территории этого хозяйства скважинами выведено 3—4 тыс. $м^3$ воды в сутки? Кроме отопления и горячего водоснабжения жилых зданий, имеется возможность подать термальную воду в животноводческие фермы, на машинно-тракторный двор, в подсобные помещения — склады, зернохранилища и т.д.

Весьма перспективна геотермальная теплофикация мелких энергопотребителей (поселков, сельскохозяйственных ферм и т.д.), находящихся на территории разведанных месторождений термальных вод. К сожалению, очень часто такая теплофикация производится стихийно,

без должного технологического надзора, тогда как рачительное использование старого фонда разведочных скважин, выведших термальную воду, дало бы значительный экономический эффект.

Разные виды промышленного и сельскохозяйственного производства требуют различного теплового потенциала воды, и практически все встречающиеся разновидности термальных вод могут найти применение в том или ином технологическом процессе. Сушка фруктов и чая, промывка шерсти, обработка древесины, подогрев рыборазводных водоемов и т.д. — все это поглощает значительное количество энергии. Территориальная приуроченность многих месторождений термальных вод к индустриальным потребителям (Кавказ, Средняя Азия, Западная Сибирь, Дальний Восток) позволит во многом сократить энергетический дефицит в том производстве, где требуется горячая вода.

К технологическому водоснабжению имеет прямое отношение та сфера химического производства, которая использует термальные рассолы как сырье для извлечения редких и рассеянных элементов. Существующее на базе термальных вод йодо-бромное производство в ближайшее время должно пополниться промышленными установками по извлечению лития, рубидия, цезия, бора и ряда других элементов.

Для производства электрической энергии используются и низкотемпературные термальные воды. В этом случае теплоносителями в энергопреобразователе являются низкокипящие жидкости (фреон, изобутан, изопропан и др.). При этом имеется возможность превращать в электричество энергию термальных рассолов или воды с температурой ниже 100° С. В настоящее время все геотермальные электростанции мира пока работают на месторождениях природного пара в районах современного вулканизма.

Использование геотермальных ресурсов для получения электрической энергии наиболее перспективно в районах современного вулканизма: на Камчатке и Курильских островах. Эти районы не располагают собственным топливом, его завозят сюда морским путем с Большой Земли. С развитием промышленности и сельского хозяйства только дефицит электрической энергии Камчатской области к 1985 г. составит 100000, 1990 г. — 220000, 1995 г. — 400000 квт-ч.

На Камчатке уже на небольших глубинах (500—1500 м) от дневной поверхности обнаружены парогидротермы с температурой 200—250° С. Прогнозные ресурсы термальных вод и парогидротерм Камчатки могут полностью обеспечить растущие потребности этого района в электрической и тепловой энергии. Прогнозные ресурсы только Мутновского месторождения (в 70 км южнее Петропавловска-Камчатского) оценены геологами в 500000 Ккал/с, что эквивалентно электрической мощности 2 млн. кВт.

Многолетний опыт работы Паужетской опытно-промышленной геотермальной электростанции мощностью 11 тыс. кВт показал ее надежность и экономическую эффективность. Стоимость киловатт-часа составляет 2,9 коп, что в 3—5 раз меньше, чем на дизельных электростанциях равных мощностей, разбросанных в разных районах Камчатки.

Высокая экономическая эффективность геотермальной электростанции очевидна. Геотермальные электростанции несложны в монтаже и предельно просты в эксплуатации. Они не имеют сложных котлов высокого давления, какие обычно ставятся на тепловых электростанциях, и не нуждаются в сооружениях для хранения горючего, а также приспособлений для извлечения и транспортировки золы. Простота в эксплуатации сама по себе способствует автоматическому контролю за турбинными генераторами.

В настоящее время на Камчатке ведутся поисково-разведочные работы для строительства геотермальной электростанции мощностью 50 МВт.

Характерной особенностью использования термальных вод является простота технологических схем. Работа термального комплекса даже в одном административном районе, на отдельном месторождении дает значительный экономический эффект, при этом решаются как эколого-социальные, так и экономические проблемы, сохраняется традиционное топливо.

Рачительное хозяйствование предусматривает комплексное использование теплового потенциала термальных вод. Пример тому — небольшой поселок, районный центр Мостовской Краснодарского края (рисунок). Здесь, в предгорьях Кавказа, выявлены значительные запасы термальных вод с температурой 70—90° С. Впервые в мировой практике термальные воды целого района используются полностью, причем во многих отраслях народного хозяйства. Термальная вода, выведенная с глубины 1,5 км рядом пробуренных скважин, самотеком подается в поселок для отопления и горячего водоснабжения. Ликвидированы котельные, отпала необходимость заготавливать и транспортировать уголь, нефть, дрова. Параллельно отапливаются теплично-парниковый комбинат, другие сельскохозяйственные и животноводческие объекты. Термальные воды в холодное время года подогревают питьевую воду, служат для приготовления кормов, мойки шерсти и других целей. Термальные воды нашли применение в деревообработке. В тепличном комбинате, отапливаемом термальными водами, себестоимость центнера овощей составляет 54 руб против 83 руб, затрачиваемых в теплицах Пашковского тепличного комбината (г. Краснодар), который отапливается мазутом. Каждый год Мостовское тепличное хозяйство экономит более 60 тыс. т условного топлива, а чистая прибыль только от реализации овощей составляет около 2 млн. руб.

Особо остановимся на применении термальных вод в домостроительной индустрии. В пос. Мостовском построен экспериментальный полигон по изготовлению объемных блоков для строительства домов приусадебного типа. При его строительстве были учтены последние достижения в объемно-блочном домостроении, такие, как подача бетона в формы с помощью нагнетателя, пароразогрев бетонной смеси с использованием для получения пара попутного газа и термальной воды. Следует особо подчеркнуть, что впервые в мировой практике на этом полигоне термообработка бетона осуществляется термальной водой. На базе экспериментального полигона ведется разработка технико-экономического обоснования строительства на месторождении термальных вод завода по производству 1000 объемно-

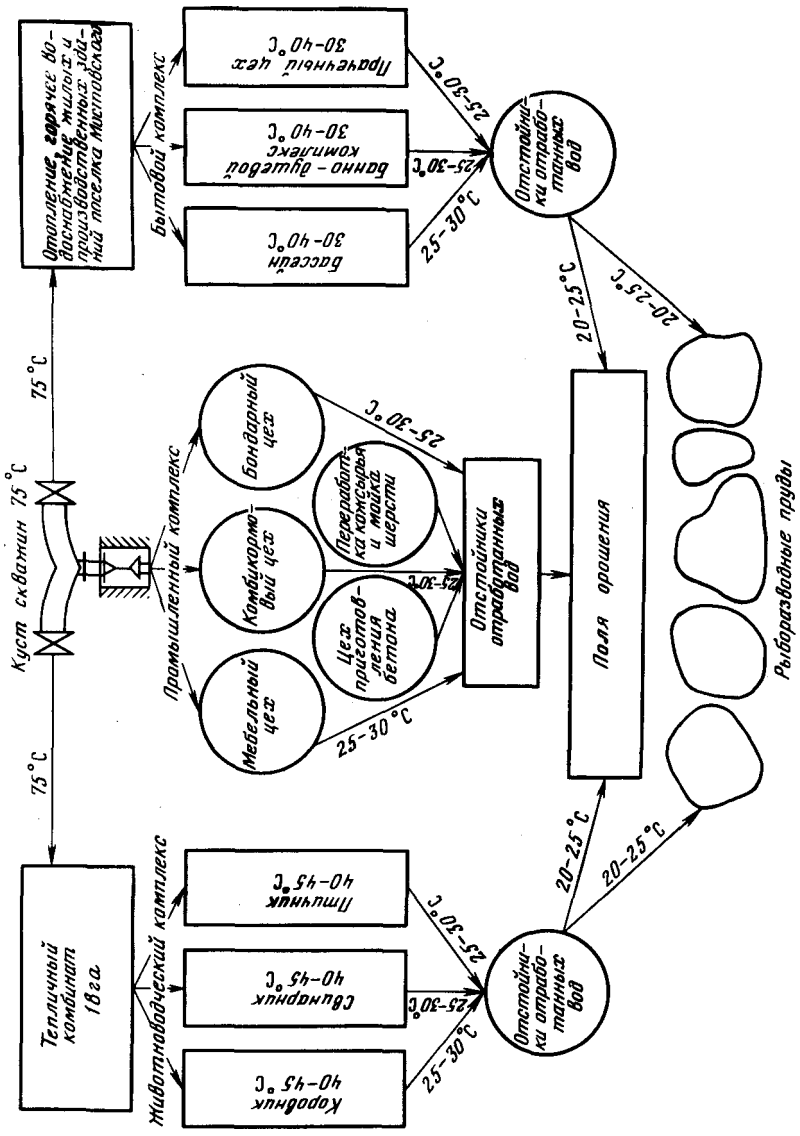


Схема комплексного использования термальных вод в Мостовском районе Краснодарского края

блочных полносборных домов усадебного типа высокой заводской готовности. Это дает возможность экономить ежегодно 40 тыс. т условного топлива. В перспективе предусматривается строительство еще нескольких сельских домостроительных предприятий, а также заводов по изготовлению других видов сборного железобетона с применением термообработки бетона термальными водами. В первую очередь это будут конструкции для строительства хранилищ сена, силоса, комбикормов, зернохранилищ, навесов для сельскохозяйственной техники и т.д. Наконец, чисто бытовой аспект комплексного использования термальных вод. В пос. Мостовской работают банно-душевые установки, прачечный цех и действующий круглый год бассейн.

Почти все термальные воды являются, как правило, лечебными. Высокая эффективность лечения термальными водами и широкое применение их в бальнеологии — одна из особенностей санаторно-курортного дела в СССР. Использование термальных вод в курортном деле с каждым годом растет, чем объясняется широкая потребность в этих водах. Это связано с бурным ростом курортного дела — строительством новых курортов и санаториев, расширением существующих лечебных учреждений и созданием местных бальнеолечебниц, профилакториев и пансионатов.

В нашей стране известно около 250 месторождений термальных вод с дебитом около 300 тыс. $м^3$/сут, пригодных для бальнеологических целей. Из указанного дебита более 100 тыс. $м^3$/сут утверждены как запасы. Увеличивается число заводов розлива минеральных вод. В стране 25 заводов, из которых 16 расположены вблизи лечебных учреждений, 9 эксплуатируют месторождения термальных вод отдельно.

Выше мы говорили, что были выявлены и учтены запасы термальных вод со слабой и умеренной минерализацией (до 35 г/л). Но значительная часть месторождений термальных вод высокоминерализована и представляет собой рассолы, содержащие от 35 до 400 и более граммов солей на литр воды. Они-то и есть минеральное сырье — руда на многие химические элементы.

Термальные воды, особенно хлоридные рассолы, содержат в своем составе огромный комплекс металлических и неметаллических микрокомпонентов, помимо основной солевой нагрузки — хлоридов натрия, калия, магния и кальция. Насыщенность рассолов микрокомпонентами находится в тесной зависимости как от генетической сущности самих рассолов, так и от литолого-структурных и геотермических особенностей вмещающих пород. Тяжелые металлы и сопутствующие им редкие и рассеянные элементы появляются в минерализованных водах либо благодаря выщелачиванию рудных тел и вкраплений, либо в результате определенных геотермических и гидродинамических условий, гарантирующих длительную разгрузку термальных рассолов в приразломных обогащенных металлами зонах.

Термальные воды с высокой минерализацией расположены на большей территории СССР, чем воды слабоминерализованные. Они известны почти во всех районах СССР. По химическому составу рассолы с минерализацией выше 200 г/л известны в Пермской и Куйбышевской областях, Татарской АССР, Московской, Рязанской об-

ластях и других центральных районах. В Москве, например, на глубине 1650 м встречены хлоридные рассолы с минерализацией 274 г/л. Такие же рассолы вскрыты в Харькове, где на глубине 3000 м они имеют температуру 100—113° С. Большинство этих рассолов по химическому составу содержат, мг/л: бром — 100—1500, йод — 5—30, бор — 10—150, имеются иногда в значительных концентрациях рассеянные элементы и редкие щелочи. В Западной и Восточной Сибири существуют крупные месторождения рассолов с высокой температурой. Отдельные месторождения имеют минерализацию 400—600 г/л. Это богатейшая руда, из которой можно промышленным способом извлекать калий, содержащийся в количестве 14—16 г/л, и редкие щелочи. Бром в этих рассолах встречается в концентрациях до 10 г/л, это в 20 раз превышает установленные промышленные концентрации.

Много термальных рассолов в Средней Азии, Казахстане, на Украине, Камчатке, Курильских островах, Сахалине и в других районах страны.

Большая проблема современной науки о минеральных ресурсах — поиски сырья для добычи рассеянных элементов и редких щелочей. Как выясняется, в минералах и породах эти элементы являются микрокомпонентами, поэтому зачастую невыгодно перерабатывать тысячи тонн бедного сырья, чтобы получить несколько килограммов ценного продукта. Термальные рассолы некоторых месторождений содержат редкие щелочи, причем в количествах, либо превышающих концентрации их в бедных рудах, либо сопоставимых.

Есть химические элементы, которые возможно извлекать только из подземных вод. Йод — элемент чрезвычайно важный не только в медицине, но главным образом в химической промышленности. В большинстве стран мира йод добывается из высокоминерализованных термальных вод — рассолов. Это связано с тем, что в природе не существуют собственные минералы йода. Йодистые соединения хорошо растворимы, поэтому в породах йод не накапливается. Правда, в больших количествах йод концентрируется некоторыми морскими водорослями, но добывать эти водоросли как промышленное сырье эффективно лишь при огромном их скоплении, что бывает довольно редко.

Есть другой элемент — гомолог йода — бром. Хотя бром можно добывать из некоторых солей и водорослей, но традиционно бром также получают из сверхкрепких хлоридных рассолов.

Бром и йод начали добывать в России из термальных рассолов еще в начале века. Теперь на термальных рассолах много лет работает Челекенский йодо-бромный завод, где эксплуатируются несколько водоносных горизонтов. Термальные рассолы в настоящее время выводятся на поверхность 150 скважинами. Некоторые из них работают на самоизливе, но большинство переведено на насосную откачку.

Рассолы Челекена высокотермальны, температура на забое достигает 90—105° С, однако на устье скважин температура варьирует в пределах 45—80° С. Кроме высокого содержания йода (26 мг/л) и брома (580 мг/л), в термальных рассолах присутствуют такие компоненты, как рубидий, свинец, цинк, медь, кадмий, мышьяк, стронций.

Челекенские термальные рассолы представляют собой пример проявления мощных современных рудообразующих гидротерм.

Извлечение из термальных вод редких и рассеянных элементов можно вести одновременно с теплотехническим их использованием, получая очень ценный для промышленности продукт без каких-либо затрат. Термальные рассолы являются ценным сырьем для производства многих видов химической продукции и обладают весьма важным достоинством: их легко добывать и транспортировать.

К сожалению, положение таково, что к настоящему времени лишь ограниченное число химических продуктов можно извлекать из природных растворов по дешевой технологической схеме. Это бор, йод, бром, хлористые соли аммония, калия, натрия, кальция, магния. Извлечение же других химических элементов пока затруднено из-за дороговизны технологии.

Большие надежды возлагаются на использование ионообменных смол для избирательного извлечения определенных компонентов из природных вод. В основе этого метода лежит принцип избирательной сорбции ионов полезных элементов или их комплексов со специально введенными в раствор соединениями.

В будущем многие рассолы, находящиеся на больших глубинах в земной коре, могут стать месторождениями ценнейших химических элементов: цезия, бора, стронция, тантала, магния, кальция, вольфрама и многих других элементов. Способы извлечения их будут настолько рентабельны, что рассолы станут такими же источниками полезных ископаемых, как и твердые минеральные концентрации.

Геотермальное хозяйство по сути своей многоотраслевое. Столь же многообразны проблемы технического характера, с которыми приходится сталкиваться при эксплуатации геотермальных месторождений, которые отличаются одно от другого по глубине залегания, дебиту, температуре, химическому составу и, наконец, по степени удаленности от энергопотребителя. Термальные воды не транспортабельны на большие расстояния — в этом состоит одно из главных ограничений их использования. Максимальное расстояние транспортировки геотермальных ресурсов до района потребления зависит от теплосодержания. Практика показала, что для транспортировки пара, используемого для получения электрической энергии, расстояние от скважины до турбины геотермальной станции не должно превышать 2—3 км. Термальная вода, используемая для отопления и горячего водоснабжения, коммунальных и других целей, транспортируется, например, в Исландии до 20 км.

Дебит термальных вод при естественной (фонтанирующей) разгрузке не всегда обеспечивает нужды потребителя. В этом случае необходимо применять принудительную откачку.

Целый ряд типов термальных вод неблагополучны в отношении солеотложения. Зарастание технологической сети труб карбонатом кальция — крайне частое явление в практике геотермального теплоснабжения. Научно-исследовательские работы по предотвращению солезарастания труб ведутся узковедомственно и не получили еще

2. Зак 658

широкого внедрения, хотя в решении этой проблемы достигнуты удовлетворительные результаты.

Весьма остро стоит вопрос о теплообменных устройствах, которые бы дали возможность использовать термальные рассолы и другие воды, по химическому составу не соответствующие кондициям. Проблема рентабельных теплообменников, специально сконструированных для термальных вод, — одна из важнейших задач геотермальной энергетики.

При эксплуатации крупных геотермальных месторождений с большим расходом отработанной воды возникают существенные трудности в деле охраны окружающей среды. Утилизация большого объема воды, особенно если она содержит вредные для живой природы соединения (фенолы, сероводород и т.д.), — сложная техническая задача. По ряду причин единый способ ее решения не может быть предложен, поскольку термальные воды имеют непостоянный и самый разнообразный состав токсичных компонентов. Наиболее эффективно закачивать отработанную воду в тот же пласт, откуда она поступает, хотя это не всегда экономически оправдано. В альтернативном случае термальная вода предварительно должна очищаться от вредных примесей, что также потребует определенных конструкторских разработок и финансовых затрат. Использование геотермальных ресурсов в народнохозяйственных целях — проблема многоотраслевая и требует еще многих научных и технологических разработок.

УДК 550.361+ 550.36.004.14

В.И. Кононов

ОСВОЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ЗА РУБЕЖОМ

Гидротермальные ресурсы, т.е. тепло, аккумулированное в подземных водах, — один из нетрадиционных и притом возобновляемых источников энергии, освоение которых представляет собой неотложную задачу мировой экономики. Гидротермальные ресурсы могут быть использованы для многих целей: для выработки электроэнергии, для теплофикации или хладоснабжения жилых и промышленных зданий, а также горячего водоснабжения; в земледелии, животноводстве и рыборазведении; в обрабатывающей, химической и нефтедобывающей промышленности; в бальнеологических и рекреационных целях. Вот почему проблемы выявления и эксплуатации гидротермальных ресурсов привлекают внимание и постоянно обсуждаются на всемирных и региональных научных форумах (Конференции ООН по новым источникам энергии — солнечной, ветра и геотермальной, Италия (Рим, 1961 г.) и Кения (Найроби, 1981 г.); 1-й и 2-й Симпозиумы ООН по изучению и использованию геотермальных ресурсов, Италия (Пиза, 1970 г.) и США (Сан-Франциско, 1975 г.); Конгресс по термальным водам, геотермальной энергии и вулканизму Средиземноморского региона, Греция (Афины, 1976 г.); Конференция, посвященная геотермальным ресурсам Тихоокеанского региона, Новая Зеландия (Окленд, 1982 г.) и др.

Труды этих симпозиумов, а также специальные монографии под названием "Геотермальная энергия" дали новый обширный материал по рассматриваемому вопросу и послужили основой для составления настоящего обзора. В нем содержатся также данные, опубликованные в специальных ежеквартальных бюллетенях по освоению глубинного тепла в США и Японии, а также в обобщающих работах о "неэлектрическом" использовании геотермальной энергии в мире [Barbier, Fanelli, 1977; Fanelli, Taffi, 1980; Gudmundsson, Palmason, 1981; Грю, 1984; Кениг, 1975; Кононов, 1983; Ellis, Mahon, 1977; Fang Jingen, Xia Dianquan, 1980; Di Pippo, 1979; Truesdell, 1975; Vasques, 1981]. Кроме того, приводятся и личные наблюдения автора, которому довелось побывать на ряде геотермальных объектов Исландии, Италии, США и Мексики.

Использование термальных вод и парогидротерм в практических целях определяется их тепловым потенциалом, ресурсами, глубиной залегания, давлением, химическим составом, влиянием на окружающую среду, а также экономическими особенностями района.

По условиям теплового питания гидротермальные ресурсы можно разделить на две основные группы: 1) формирующиеся в региональном тепловом поле и 2) формирующиеся в аномальных геотермических условиях под воздействием вулканических и магматических процессов. К первым относятся пластовые подземные воды обширных артезианских бассейнов, ко вторым — гидротермальные системы, приуроченные как к пористым осадочным образованиям, так и к трещинным зонам. Тепловой потенциал подземных вод зависит от степени напряженности геотермического режима в данном регионе.

Значения регионального теплового потока в общем изменяются от 30—38 в палеозойских горно-складчатых сооружениях и древних щитах до 75—95 мВт/м^2 в горных сооружениях кайнозойских миогеосинклиналей и областей кайнозойской тектоно-магматической активизации. Анализ геотермических и гидрогеологических условий показывает, что термальные воды с высоким тепловым потенциалом и большим дебитом могут быть вскрыты практически только в областях современного вулканизма, а также кайнозойской складчатости и активизации и местами — в недрах палеозойских плит.

Проявления современного вулканизма и магматической деятельности и связанные с ними высокотемпературные гидротермальные системы сосредоточены в тектонически мобильных поясах земной коры — на островных дугах (Индонезийской, Филиппинской, Японской, Курило-Камчатской, Алеутской и др.), на активных окраинах континентов (Кордильеры, Анды), в альпийских горных сооружениях, обрамляющих внутренние моря (Средиземноморская провинция и др.), в областях эпиплатформенного орогенеза (Аравийско-Африканский ороген, Африканские рифтовые зоны), в пределах срединно-океанических хребтов (Исландия и др.). В этих регионах более 100 гидротермальных систем разбурено скважинами глубиной 1—2 км. В шести из них встречены температуры более 300°С, в 20 — свыше 240°С, а в остальных — около или более 180°С. Среди наиболее высокотемпературных — гидро-

термальные системы Кампи Флегрей в Италии (465° С), Крабла Наумафьядль в Срединной неовулканической рифтовой зоне Исландии, Солтон Си и Серро-Прито, находящиеся на наземном продолжении рифтовой зоны Калифорнийского залива (в них максимальные температуры около 350° С).

Фазовое состояние флюида в резервуаре обусловливается 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 в резервуаре могут служить Лардерелло, Монте-Амиата, Тревале (Италия), Стимбот Спрингс, Валес Кальдеро, Гейзеры Сонома (США), Кавах Камоджанг (Индонезия), Мацукава (Япония). Их температура обычно свыше 240° С.

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 новозеландские месторождения Вайракей, Бродлендс, Каверау, исландские — Наумафьядль—Крабла, Хверагерди, Рейкьянес, японские — Оникобе, Отаке и др. Их температура на глубине колеблется от 180 до 376° С. Тепловая мощность естественной разгрузки отдельных гидротермальных систем лежит в интервале 10^5—10^8 кал/с, оставаясь практически неизменной в течение многих сотен лет. Общий расход пара, выводимого скважинами на гидротермальных системах, в недрах которых образуется сухой пар, колеблется от 250 (Кавах Камоджанг, Мацукава) до более 8000 т/ч (Гейзеры Сонома). Средняя производительность скважин на месторождениях этого типа около 50 т/ч пара, а максимальная — до 270 т/ч пара (Монте-Амиата). При этом давление на устьях скважин обычно от 2 до 8 атм, лишь в отдельных случаях 31—33 атм. Энтальпия флюида составляет 2300—2780 кДж/кг. В гидротермальных системах с преобладанием воды расход пароводяной смеси, выводимой скважинами, от 500 (Отаке, Онума) до более 10000 т/ч (Вайракей, Бродлендс, Тиви). Средняя производительность скважин от 75—100 (Эль Татио, Отаке) до 460 т/ч (Наумафьядль). Самый же большой расход скважины был отмечен в Серро-Прито — 700 т/ч воды и пара. Энтальпия пароводяной смеси изменялась от 935 (Аухачапан) до 1670 кДж/кг (Бродлендс). Давление на устьях скважин обычно 2—10 атм, а иногда (Наумафьядль) достигает 20 атм. На некоторых месторождениях оно на 20—40% выше гидростатического.

Большие запасы тепла могут быть аккумулированы в гидротермальных системах, формирующихся в региональном тепловом поле. В Паннонском бассейне, например, свыше 10^{19} кал. Здесь на глубине 1800—2000 м встречены воды с температурой 85—110° С. Более 6000 м³/ч такой воды выводят 80 скважин со средней производительностью 80—90 м³/ч. Значительные запасы термальных вод заключены в Северо-Мексиканском бассейне, протягивающемся на 1500 км от Мексики до Флориды. Температуры воды на глубине 2500 м составляют здесь

120° С. Подземные воды находятся под высоким геостатическим давлением.

По химическому составу термальные воды и парогидротермы делятся на самые разнообразные типы и виды. Они отличаются как по составу и количеству содержащихся в них газов, так и по ионно-солевому облику и минерализации.

Необычный для парогидротермальных систем сероводородно-углекислый состав газа имеют термы месторождения Мацукава, где скважины выводят сухой пар с концентрацией H_2S, равной 14% об., и температурой 260—280° С, а также парогидротермы (с преобладанием воды), разгружающиеся в районе Матсао Татун на о. Тайвань. Температура последних достигает 293° С. а минерализация составляет 15 г/кг при хлоридно-сульфатном натриевом составе и pH = 2.

Гидротермальные системы, в газовом составе которых в значительных, а иногда господствующих количествах содержится водород, приурочены к Срединной неовулканической рифтовой зоне Исландии. Они отличаются низкой минерализацией (< 1 г/л). Содержание неконденсирующихся газов в таких парогидротермах составляет до 6% вес. В их конденсатах среди анионов ведущую роль играют SO_4, HCO_3 и H_3SiO_4, тогда как в глубинной жидкой фазе преобладают HS и HCO_3. Среди катионов доминирует Na. Лишь вблизи береговой линии некоторые термы этого типа имеют хлоридный натриевый состав и более высокую минерализацию. "Водородные" термы встречены сейчас и в подводных частях океанических рифтов — они обнаружены американскими исследователями на оси Восточно-Тихоокеанского поднятия между 13 и 21° с.ш. и в Калифорнийском заливе [Кононов, 1983; Welhan, Craig, 1979].

В районах современного и раннечетвертичного вулканизма, а также магматической деятельности широко развиты углекислые термы и парогидротермы. Величина минерализации углекислых парогидротерм варьирует в очень широких пределах: от менее 1 до более 300 г/кг. В системах с преобладанием пара она обычно ниже 1 г/кг и конденсат пара имеет гидрокарбонатный или сульфатный натриевый состав при почти полном отсутствии хлоридов. Доля газа в парогазовой смеси колеблется от 1 до 9%. В системах с преобладанием воды парогидротермы имеют, как правило, хлоридный натриевый состав и более высокую минерализацию. У новозеландских гидротермальных месторождений она составляет около 5 г/кг, в широко распространенной группе береговых парогидротерм (Японии, Гваделупы, Италии и др.) — 25 г/кг, а в высокотермальных рассолах калифорнийского грабена достигает 305 г/кг. Расположенные здесь известные парогидротермы Солтон Си с температурой около 340° С представляют собой крепкие хлоридные натриево-кальциевые рассолы с очень высоким содержанием калия, лития и тяжелых металлов. Среди углекислых терм наиболее широко распространены гидрокарбонатные натриевые с минерализацией ниже 5 г/кг.

В областях современного вулканизма широко распространены также азотно-углекислые парогидротермы и термальные воды. Азотно-углекислые парогидротермы отличаются невысокой минерализацией

(< 5 г/кг), щелочной реакцией (pH ⩽ 9) и температурой на глубине 1—2 км 180—200° С. По химическому составу они делятся на гидрокарбонатные (например, исландский Большой Гейзер), сульфатные (Аурхвер в Исландии) и хлоридные (японские Оникобе и Отаке, расположенный в Восточно-Африканской рифтовой зоне гейзер Аллаллобеда и др.). Такой же пестрый состав имеют и азотно-углекислые гидротермы, но среди них встречается группа береговых терм с высокой минерализацией от 5 до 35 г/кг (например, Вакура в Японии, Урун-Дака в Индонезии и др.).

Метановые и азотно-метановые воды широко распространены в артезианских бассейнах, приуроченных к межгорным впадинам и предгорным прогибам, а также некоторым грабенам рифтовых зон. Метановые парогидротермы вскрыты скважинами в грабенах Восточно-Африканской рифтовой зоны (районы озер Катве, Найваша, Хеннингтон), где на глубине менее 1000 м были обнаружены парогидротермы с температурой до 202° С, а также в Мексиканском бассейне. Метановые и азотно-метановые гидротермы встречаются во многих районах Тихоокеанской, Средиземноморской и Восточно-Африканской провинции. Они имеют обычно хлоридный натриевый состав с минерализацией, возрастающей с глубиной от нескольких до 30 г/кг, их температура не превышает обычно 50° С. Это гидротермы впадин Акито и Канте (Япония), Восточно-Яванской впадины (Индонезия), Морера, Ханмер (Новая Зеландия), и др. Особый тип термальных рассолов с таким газовым составом распространен на побережье Красного моря, где на глубине 900—1000 м встречены рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с температурой 65—70° С и минерализацией до 288 г/кг.

Азотные термы по своему анионному составу и минерализации весьма разнообразны (в их катионном составе всегда преобладает натрий). Наиболее широко развиты гидрокарбонатные и сульфатные термы (источники миоцен-плиоценовых платобазальтов Исландии, Восточной Африки и др.). Менее распространены азотные хлоридные натриевые щелочные термы. Обычно они имеют небольшую минерализацию (< 5 г/кг), но на побережье Азиатского и Северо-Американского материков встречаются так называемые береговые термы с минерализацией 10—20 г/кг. Их примерами могут служить источники Атами, Дзебан (Япония), Читоток, Кракал (Индонезия), некоторые источники на о. Фиджи и др.

Таким образом, различные типы термальных вод и парогидротерм существенно отличаются по своему тепловому потенциалу, химическому составу, минерализации, кислотности—щелочности и содержанию газов. Все показатели и определяют выбор той или иной технической схемы для их практического использования. Как показывает опыт эксплуатации гидротермальных ресурсов за рубежом, возможно использование любого из перечисленных выше гидрогеохимических типов терм.

Остановимся на вопросах использования глубинного тепла Земли в практических целях. В настоящее время геотермальные проекты разрабатываются более чем в 60 странах мира, а в некоторых из них, в

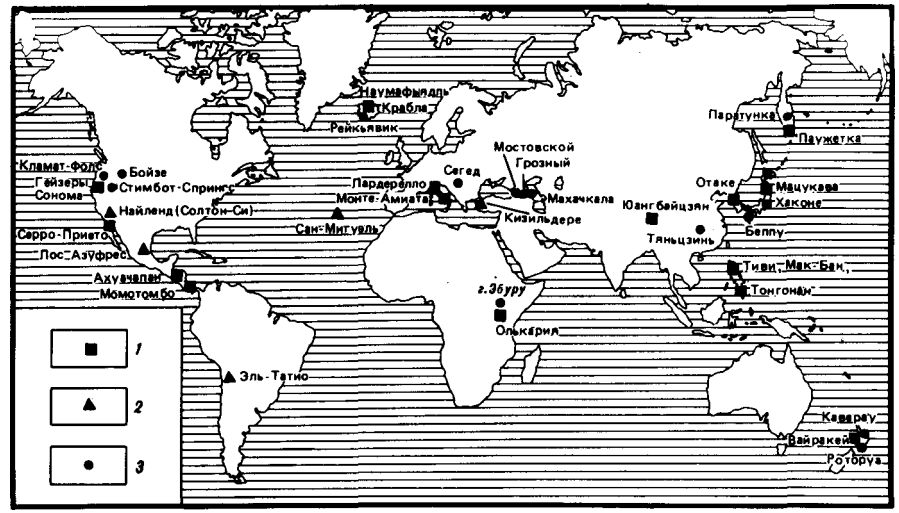


Рис. 1. **Районы освоения гидротермальных ресурсов мира**

1 — действующие ГеоТЭС; *2* — строящиеся и экспериментальные ГеоТЭС; *3* — теплоснабжение городов, индустриальное или сельскохозяйственное использование

частности в США, Исландии, Италии, Мексике, на Филиппинах, в Новой Зеландии, Японии, Венгрии, Франции, освоение гидротермальных ресурсов уже приняло промышленные масштабы.

Производство электроэнергии осуществляется на месторождениях природного пара и пароводяной смеси с теплосодержанием более 840 кДж/кг. Действующие и строящиеся ГеоТЭС имеются сейчас в 13 странах (табл. 1, рис. 1).

В зависимости от температуры, давления и химического состава парогидротерм применяются различные типы энергоустановок.

Наиболее просты и надежны турбины с прямым пароводяным циклом без конденсатора. Они применяются в тех случаях, когда имеется много пара с высоким содержанием неконденсирующихся газов или на удаленных скважинах. Турбины этого типа потребляют вдвое больше пара на 1 квт-ч 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 электрическую энергию тепловые ресурсы рассола или воды с температурой ниже 100° С. Сейчас в мире действует несколько ГеоТЭС такого типа. Так, в Империал Валли (Калифорния) функционируют две установки мощностью по 10 МВт каждая, производящие электроэнергию с помощью турбин, работающих на паре изобутана. Еще одна бинарная геотермальная станция, но большей мощностью (65 МВт), использующая минерализованные воды (14 г/л) с температурой 180° С, будет введена здесь в строй в 1985 г. Четыре двухконтурные геотермальные установки

Таблица 1

Действующие ГеоТЭС

Гидротермальная система	Средняя (максимальная) глубина скважин, м	Средняя (максимальная) температура, °С	Тип флюида (фазовое состояние, преобладающие компоненты газового и солевого состава, минерализация, г/л)			Мощность ГеоТЭС, МВт
1	2	3	4			5
США						
Гейзеры Сонома	1500(3120)	250(285)	Пар (CO_2—H_2)	SO_4—Na	1,33	1237
Империал Валли	1500(2470)	300(360)	ПВС (CO_2)	Cl—Na	260,0	30
Гавайи						5
Филиппины						
Тиви	950(2300)	250	ПВС (CO_2)	Cl—Na	3,7	330
Мак Бан			ПВС (CO_2)	Cl—Na		220
Тонгонан	305	196(224)	ПВС (CO_2)	Cl—Na	3,2	58
Италия						
Лардерелло	650(1600)	170—220(240)	Пар (CO_2)	SO_4—Na	0,5	380,6
Монте Амиата	780(1500)	140—170(190)	Пар (CO_2)	SO_4—Na, NH_3	1,0	22
Тревале	690(1370)	200(264)	Пар (CO_2)	SO_4—Na	1,0	35,9
Искья		175	ПВС (CO_2)	Cl—Na	20,0	0,5
Новая Зеландия						
Вайракей	200—1200(2300)	230(260)	ПВС (CO_2)	Cl—Na	4,6	192
Каверау	800—1120(1250)	250(285)	ПВС (CO_2)	Cl—Na	3,0	10
Япония						
Мацукава	1000(1500)	220(280)	Пар (H_2S—CO_2)	SO_4—Na, Fe	0,8	22
Отаке	500(900)	230(250)	ПВС (CO_2—N_2)	Cl—Na	3,1	13
Хочобару	500(800)	250(300)	ПВС (CO_2—N_2)	Cl—Na	3,0	55
Оникобе	1000(1350)	230(288)	ПВС (CO_2—N_2)	Cl—Na	1,5	25
Онума	800(1700)	200	ПВС (CO_2—N_2)	Cl—Na	3	10
Каконда		200	ПВС (CO_2—Na)	Cl—Na	2	50
Мори, Нигорикава						50
Сугинои						3
Мексика						
Серро-Прето	1300(2630)	300(388)	ПВС (CO_2)	Cl—Na	27,6	180
Лос Азуфрес	(2000)		Пар (CO_2) HCO_3,	SO_4—Na	1,0	25
Сальвадор						
Ахуачапан	1000(1400)	230(250)	ПВС (CO_2—H_2)	Cl—Na	19,3	95
Исландия						
Наумафьядль	1000(1400)	250(289)	ПВС (H_2—CO_2)	HCO_3—SO_4—Na	0,9	3
Крабла	1200(2000)	250(350)	ПВС (H_2—CO_2)	HCO_3—SO_4—Na	0,9	30
Свартсенги	1000(1730)	235—240	ПВС (H_2—CO_2)	Cl—Na	22,5	8
Кения						
Олькария	(1300)	220(286)	ПВС (CH_4)	Cl—HCO_3—Na		30
Индонезия						
Кава Камоджанг	650(761)	220(238)	Пар (CO_2)	SO_4—Na	0,7	30

Таблица 1(окончание)

1	2	3	4		5
Португалия					
Сан-Мигель (Азорские острова)	800—1230	160—200(220)	ПВС	Cl—Na	3
Турция					
Кизилдере	700(1000)	190(220)	ПВС (CO_2)	HCO_3—Na	4,2 0,5(5)
Китай					
Юангбейцзян	26(600)	150(175)			
Хутанг		92	ПВС (CO_2—N_2)		1,0
Фенгшунь, Вентанг, Юиньгкоу, Хуайлай		67—91	ПВС (CO_2—N_2)		0,3
			Вода (N_2)		0,7

Примечание. Пароводяная смесь с преобладанием пара (Пар) и воды (ПВС).

незначительной мощности — от 50 до 200 кВт работают на термальных водах с температурой от 67 до 91°С в КНР. Здесь в качестве вторичного теплоносителя применяют хлорэтан, бутан и изобутан.

Наибольших успехов в геотермальной энергетике достигли США, где к концу 1984 г. общая мощность всех энергоблоков составляла 1272 МВт.

На второе место в последние годы вышли Филиппины, где общая мощность трех действующих сейчас ГеоТЭС составляет 608 МВт. Предполагается увеличить эту мощность в 3 раза.

На третьем месте идет Италия, где первая геотермальная установка начала работать в Лардерелло еще в 1904 г. Здесь в 1979 г. 13 электростанций, работающих на природном паре, имели мощность 380,6 МВт, 4 электростанции в Монте-Амиата — 25 МВт, а электростанции Тревале — 18 МВт. Небольшая электростанция (0,5 МВт) работает на о. Искья, используя пароводяную смесь с температурой 175°С. К концу 1982 г. общая мощность всех ГеоТЭС Италии несколько повысилась и составила 439,6 МВт. Намечено построить еще две ГеоТЭС — на Флегрейских полях (20 МВт) и месторождении Альфина (15 МВт). Однако в гидротермальную систему Кампи Флегрей, по-видимому, внедрился магматический расплав, вследствие чего температура на глубине 1 км повысилась до 465°С, а давление возросло до 300 атм. Строительство ГеоТЭС при таких параметрах пароводяной смеси оказалось невозможным.

В Японии первая крупная (22 МВт) геотермальная электростанция была закончена на месторождении природного пара Мацукава в 1966 г. В Оникобе на пароводяной смеси работает ГеоТЭС мощностью 25 МВт, в Онуме (северо-западная часть вулкана Хачимантай) — 10 МВт, в Отаке — 11 МВт, а в Сугинон — 3 МВт. В последние годы в близлежащих к Отаке районах Хочобару и Каконда построены две ГеоТЭС мощностью 55 и 50 МВт соответственно. ГеоТЭС мощностью 50 МВт пущена в Мори (Нигорикава) на о. Хоккайдо Общая мощность всех

геотермальных электростанций Японии на конец 1982 г. составила 228 МВт. Ведутся активные поиски и разведка других перспективных геотермальных месторождений в районах Изо-Ошима, Ибусуки (Киушу), Назу (Оширокава), Такиноками в северной части Хонсю и др. В ближайшие годы планируется увеличить мощность ГеоТЭС Японии до 500 МВт.

В Мексике высокопродуктивные пароводяные скважины месторождения Серро-Прито, расположенного в Солтонской впадине, могут, как полагают, обеспечить ГеоТЭС мощностью 620 МВт. Сейчас здесь работает станция мощностью 180 МВт, но уже в 1984 г. ее мощность планировалось увеличить до 400 МВт. В вулканическом поясе Мексики работает ГеоТЭС (25 МВт) на месторождении Лос Азуфрес, мощность которой к 1985 г. будет удвоена. Имелась небольшая опытная ГеоТЭС в Пате (3 МВт), которая в настоящее время демонтирована.

На шестом месте по выработке геотермальной электроэнергии стоит Новая Зеландия. В Вайракее с 1958 г. работает электростанция, мощность которой сейчас достигает 192 МВт, небольшая ГеоТЭС (10 МВт) находится в Каверау. Высокую производительность пароводяной смеси имеют скважины в районе Бродлендс, где к 1985 г. планируется строительство ГеоТЭС мощностью 150 МВт. Весьма перспективным считается также месторождение Нафа на п-ве Окленд, где предполагается строительство ГеоТЭС еще большей мощности.

В Сальвадоре на геотермальном месторождении Ахуачапан действует ГеоТЭС мощностью 95 МВт. Предполагается дальнейшее увеличение мощности этой станции.

В Исландии на геотермальном месторождении Наумафьядль—Крабла построено две станции. Одна небольшая ГеоТЭС с турбиной без конденсатора мощностью 3 МВт в течение ряда лет работала на Наумафьядле. Другую станцию мощностью 55 МВт закончили в 1977 г., однако происшедшее здесь извержение вулкана Лейрхнукур отрицательно сказалось на производительности пароводяных скважин. При этом

непосредственно в гидротермальную систему внедрилось магматическое тело, и из скважины, продуцировавшей ранее пароводяную смесь, внезапно полетели тефра и вулканические бомбы. В результате внедрения в гидротермальную систему магмы часть скважины вышла из строя, и в 1978 г. мощность ГеоТЭС составила только 11,5 МВт, причем примерно половина ее шла на собственные нужды станции. В настоящее время пробурены новые скважины, вскрывшие пароводяную смесь. Они позволили увеличить мощность этой ГеоТЭС до 30 МВт. Еще одна ГеоТЭС (8 МВт) работает на месторождении Свартсенги, которое находится на п-ове Рейкьянес. Таким образом, в 1983 г. общая мощность всех геотермальных электростанций Исландии составляла 41 МВт.

В Никарагуа на гидротермальном месторождении Момотомбо построена и начала работать ГеоТЭС мощностью 35 МВт.

В Кении на месторождении Олькария, расположенном рядом с озером Найваша, в 1981 г. вступила в строй ГеоТЭС в 15 МВт, мощность которой затем была удвоена. ГеоТЭС в 30 МВт пущена также в Индонезии. Небольшая установка (3,5 МВт) действует на Тайване.

В Турции, в Кизилдере, после нескольких лет успешной работы маленькой геотермальной установки (0,5 МВт) сейчас подготовлена к пуску ГеоТЭС мощностью 5 МВт.

В Чили ведется строительство ГеоТЭС мощностью до 30 МВт. Исследования и разведочное бурение с этой целью проводятся еще в нескольких странах мира: Эфиопии, Заире, Греции, Коста-Рике, Гватемале, КНР. Помимо четырех небольших геотермальных установок с бинарным циклом, в КНР имеются еще две маломощные ГеоТЭС, использующие воды с температурой от 92 до 175°С с помощью паровакуумных установок низкого давления. Самая крупная из этих станций построена на месторождении Юангбайцзянь в Хисангском автономном районе Тибета, мощность которой 1 МВт, но ее планируется увеличить до 3 МВт. Пока же все ГеоТЭС Китая вырабатывают около 2 МВт.

Кроме выработки электроэнергии, гидротермальные ресурсы могут быть использованы для многих других целей (табл. 2).

Теплоснабжение населенных пунктов позволяет использовать подземные воды с более низкой температурой, чем необходимо для выработки электроэнергии.

Использование внутриземного тепла для теплофикации и горячего водоснабжения в наибольших масштабах (с учетом общего числа жителей) осуществляется в Исландии. Здесь около 70% населения или свыше 158000 жителей проживают в домах, обогреваемых геотермальным флюидом и снабжаемых природной горячей водой. В самом Рейкьявике и близлежащих гидротермальных месторождениях скважинами вскрыта маломинерализованная (< 1 г/л) вода с температурой 86—128°С. По бетонированному трубопроводу, включающему две стальные трубы диаметром 35 см, более 400 л/с горячей воды передается в город на расстояние свыше 20 км, остывая на этом пути не более чем на 5°С, и еще столько же горячей воды добывается из недр в черте города. Работа систем извлечения, сбора и распределения термальных вод автоматизирована. Около 110000 жителей Рейкьявика и окрестностей, проживающих в 15614 домах и квартирах, или 97,1% населения города, пользуются системой теплофикации и горячего водоснабжения, работающей на подземных водах. Общая протяженность всех трубопроводов — основных и второстепенных — составляет 326 км. 30 систем теплоснабжения на подземных водах действуют в настоящее время и в других городах и населенных пунктах Исландии — Олафсфьордуре, Сельфоссе, Хверагерди, Саударскрокуре и др. Водами "Северного гейзера" снабжается по 18-километровому трубопроводу г. Хусавик. Эти системы постоянно расширяются, появляются новые, и через 3—5 лет уже 81% населения Исландии будет охвачен теплоснабжением за счет термальных вод. Стоимость обогрева зданий

Таблица 2

Показатели технической возможности использования термальных вод при эксплуатации не менее 25 лет (по данным [Макаренко, Кононов, 1973; Barbier, Fanelli, 1977] с добавлениями автора)

Вид использования	Температура, °С, не менее	Дебит, м³/сут, не менее	Глубина залегания водоносного горизонта, не более	Минерализация, г/л, не более
Выработка электроэнергии ГеоТЭС (10 МВт) с прямым пароводяным циклом	180	10000	3000	15
Выпаривание высококонцентрированных растворов	170	500	2500	
Получение тяжелой воды	170	500	2500	
Сушка лесоматериалов, диатомита, рыбной муки	160	1000	2500	2(50)
Консервирование продуктов	140	500	1500	2
Дистилляция воды	120	500	2500	
Выработка электроэнергии на ГеоТЭС (10 МВт) с применением промежуточных низкокипящих веществ	80	20000	2500	
Сушка органических материалов, водорослей, травы, овощей	100	500	1500	2(50)
Мойка и сушка шерсти	100	500	1500	2(50)
Теплоснабжение населенных пунктов	65	1000	2500	5(50)
Хладоснабжение	70	500	1500	50
Животноводство	45	500	1500	2
Теплично-парниковое хозяйство (обогрев воздуха и почвы)	60	500	1500	10(50)
Горячее водоснабжение	50	1000	1500	1(50)
Выращивание грибов	50	—	—	2
Подогрев почвы	40	500	1500	2(50)
Бассейны для плавания	30	250	1000	50
Брожение и производство ферментов	30	—	—	2
Оттаивание мерзлых пород	30	250	2000	
Разведение рыбы	20	500	1000	1

Примечание. В скобках указана допустимая минерализация вод для геотермальных установок с теплообменником.

термальной водой в Исландии в 2 раза меньше, чем при использовании жидкого топлива.

В Венгрии около 9% извлекаемых геотермальных ресурсов используется для теплофикации и горячего водоснабжения. Здесь имеется 8 районных систем теплофикации жилых и общественных зданий на подземных горячих водах. Такие системы функционируют в городах Будапеште, Сегеде, Ходмезевасархеже и др. В Будапеште таким образом отапливается 5600 квартир, а в Сегеде — около 1200 зданий. Более широко термальные воды используются для горячего водоснабжения.

Такие же системы функционируют в Румынии, где в городах Орадя и Сынниколау-Маре для отопления около 3000 квартир используются воды с температурой 65°С, и в Италии, где термальные воды (65—87°С) с расходом 340 л/с поступают в 74 отеля и частные здания в г. Абано.

Во Франции имеется в настоящее время шесть теплофикационных систем — две на термальных водах Аквитанского бассейна и четыре — Парижского. В Париже термальными водами снабжается, в частности, здание радио и телевидения. Районная система теплоснабжения действует в г. Мелуне, где термальная вода, отдав свое тепло 300 зданиям, закачивается назад в водоносный горизонт. В г. Монт Марсан подобная система теплоснабжения обслуживает госпиталь и военные казармы. Всего во Франции таким образом обогревается около 20000 квартир, и имеются планы строительства еще четырех районных систем теплоснабжения термальными водами. Главной особенностью большинства геотермальных теплофикационных систем, созданных во Франции, является использование высокоминерализованных вод (до 32 г/л) с помощью теплообменников.

Существуют геотермальные теплофикационные системы и в Новой Зеландии в городах Роторуа и Каверау. Общая потребляемая ими тепловая мощность около 30 МВт. При этом норма потребления тепла в семи общественных зданиях г. Роторуа — 0,1 КВт/м^2 площади теплофицированных помещений.

Девять районных систем теплоснабжения используют термальные воды с общим расходом 200 л/с и температурой 70—85°С в Японии. В районах Товада и Окава термальные воды подаются от источников по трубопроводам длиной соответственно 11,5 и 12 км и с расходом 14—22 л/с. В районе действующей ГеоТЭС Отаке на п-ове Кюсю термальными водами отапливается жилой комплекс из пяти поселков, четырех санаториев и двух гостиниц, а также теплицы ботанического сада.

В США термальные воды наиболее успешно используются в штатах Орегон, Калифорния и Айдахо. В г. Бойзе (Айдахо) геотермальная система теплоснабжения зданий функционирует с конца прошлого века. Сейчас она обеспечивает теплом 200 домов и 12 предприятий. В г. Кламат Фолс (Орегон) обогрев 468 помещений осуществляется с помощью теплообменников, в которых вторичной жидкостью является водопроводная вода. Ведется разведка гидротермальных месторождений также в штатах Невада, Юта, Нью-Мексико и Аризона.

Первые шаги по использованию термальных вод для теплоснабжения жилых домов и административных зданий сделаны в КНР в городах Тяньцзинь и Пекин. Предполагается, что в Пекине с 8-миллионным населением часть зданий (около 10%) будет отапливаться за счет термальных вод.

Для хладоснабжения использование геотермального флюида пока применяется в очень небольших масштабах. Геотермальные системы кондиционирования воздуха действуют сейчас в Японии (Беппу) и Новой Зеландии (Роторуа). Для кондиционирования воздуха в отеле г. Роторуа используется термальная вода с температурой 143°С. Она нагревает в теплообменнике чистую воду до 117°С, которая приводит в действие абсорбционную холодильную машину на бромиде лития. Омывающая ее вода охлаждается до 6,2°С и поступает в систему кондиционирования воздуха. Изучаются варианты получения отрицательных температур для морозильных камер. В будущем этот вид использования глубинного тепла может получить широкое распространение, особенно в жарких странах Африки, Азии и Центральной Америки.

Индустриальное использование геотермальных ресурсов уже сейчас применяется во многих технологических процессах — в химической, лесообрабатывающей и целлюлозно-бумажной промышленности, для дистилляции воды, при мойке и сушке шерсти и т.д. Разные процессы требуют использования пара или термальных вод разных параметров (см. табл. 2). Так, для выпаривания высококонцентрированных растворов необходима пароводяная смесь с температурой не менее 170°С. Для сушки органических материалов, водорослей, травы, овощей, чая нужна термальная вода с температурой 100°С. Теплая вода с температурой 30°С может быть использована в текстильной промышленности, а также при брожении и производстве ферментов и оттайке мерзлых пород.

Таким образом, тепло глубинных флюидов могло бы найти широкое применение во многих производственных процессах. Однако пока такое использование не соответствует большим потенциальным возможностям этого экономически выгодного источника энергии. Геотермальные флюиды применяются сейчас в индустриальных процессах в Новой Зеландии, Исландии, Японии, КНР, на Филиппинах, в США и Румынии.

В Румынии высокопроизводительная сушильная установка запущена на заводе керамики в г. Лугожа, термальные воды используются также и на мебельном комбинате рядом с г. Орадя.

В Новой Зеландии геотермальный пар (215 т/ч) используется в Каверау для сушки древесины, привода машин, транспортирующих бревна на целлюлозно-бумажной фабрике. 100 т/ч геотермального пара используется здесь для генерации с помощью теплообменников чистого пара, необходимого для производства бумаги и картона; еще 15 т/ч пара — в различных вспомогательных процессах.

В Исландии вблизи оз. Миватн исландско-американской фирмой построен диатомовый завод, на котором сушка диатомового ила производится паром (50 т/ч) с температурой 183°С. В год на нем вырабатывается 24000 т диатомита. В Рейкьявике в летний период подключается производство по переработке (сушке и вялению) рыбы.

В г. Рейкхоларе на небольшом предприятии производят сушку морских водорослей (3600 т/год), для чего потребляется 80 л/с термальной воды с температурой 100°С.

В КНР воды с температурой 20—30°С используются на четырех текстильных фабриках в г. Тяньцзине.

На Филиппинах в районе Тиви (Албай) с помощью природного пара сушат рис и выпаривают соль из морской воды.

В США (Империал Валли), Японии (Ибусуки) и Восточной Африке (г. Эбуру) на геотермальном тепле работают дистиляционные установки для получения пресной воды.

В Саппоро термальная вода с температурой 88°С и расходом 1,5 л/с пропускается через трубки под дорожным покрытием на расстояние около 600 м на крутом склоне для предотвращения его обледенения. Небольшое (15×130 м) дорожное покрытие с обогревом термальной водой сделано в Кламат-Фолсе. Необычно применение горячей воды из скважин в Стимбот Спрингсе (Невада), где геотермальная энергия используется для получения пластической взрывчатки.

Возможность извлечения химических компонентов из геотермального пара или рассолов также привлекает внимание специалистов. Добыча борной кислоты из пара началась в районе Лардерелло еще в 1827 г. и продолжается по настоящее время. В небольших масштабах осуществлялось извлечение хлорида кальция из геотермального рассола Империал Валли. Там же производился сухой лед из углекислоты, содержащейся в парогазовых струях. Извлечение солей из геотермального рассола планируется в Исландии на месторождении Рейкьянес и в Мексике на месторождении Серро-Прито.

В Северном Вайоминге (США) термальные воды с температурой 93°С закачиваются в нефтяное месторождение Солт Крик для увеличения добычи нефти.

В будущем, вероятно, будет осуществляться комплексное использование термальных флюидов — для производства электроэнергии или теплоснабжения и извлечения ценных химических компонентов.

Сельскохозяйственное использование термальных вод находит все большее применение. Гидротермы широко используются для обогрева теплиц и открытого грунта, теплого орошения, а также в животноводстве и рыбном хозяйстве.

Наиболее успешно такое использование осуществляется в Венгрии, где площадь теплиц составляла в 1980 г. 1900000 м², и в Исландии — 145000 м². Меньшую площадь занимают теплицы на термальных водах в Японии (64900 м²), Румынии (30000 м²), Италии (26700 м²), США (2500 м²), Новой Зеландии и Турции. В основном там выращиваются овощи. Однако в ряде стран значительная часть площади теплиц отводится также под цветы (Исландия) и декоративные растения (Италия).

В Японии в теплицах Атагавы выращивают 5400 сортов тропических растений и среди них 63 типа водяных лилий.

В Новой Зеландии на почвах, обогреваемых геотермальным флюидом, разводят грибы.

В КНР в провинции Хунань осуществляется теплое орошение

рисовых полей термальными водами, что позволяет получать здесь три урожая в год.

Термальные воды в Венгрии, Новой Зеландии, Исландии и КНР используют также в животноводстве для обогрева и чистки коровников, свинарников, а также в рыбоводстве. В Японии, Исландии и США они обогревают водоемы, где разводят мальков зеркального карпа, угря и лосося. Так, в Японии на экспериментальной станции в Шикабе (Хоккайдо) в водоеме с постоянной температурой 23°С в год выращивают 25000 угрей (3800 кг). В Атагаве с использованием термальных вод в специальных бассейнах с температурой 20—28°С разводят свыше 450 особей различных видов крокодилов.

Использование термальных вод в курортном деле известно с давних времен. Во многих странах термальные источники используются в медицинских целях для ванн и лечения минеральными водами на курортах, а также в плавательных бассейнах. Районы их выхода являются объектами туризма и отдыха.

Особенно широко используются в этих целях термальные воды Японии, на островах которой насчитываются тысячи курортов, а также (в меньших масштабах) термы ФРГ, Италии, Мексики, Венгрии, Румынии, Чехословакии, КНР. Множество открытых бассейнов с термальной водой построено в различных районах Исландии.

Экономическая оценка использования геотермальных ресурсов должна учитывать географическое положение источников термальных вод, наличие и состояние дорог, общее хозяйственное развитие района, обеспеченность его другими видами энергетических ресурсов и т.п. Проведенные разными исследователями такие экономические оценки показывают, что стоимость продукции различных действующих геотермальных установок, как правило, существенно ниже, чем она была при использовании топлива или атомной станции. По расчетам Т. Болдижара [1975], в Венгрии стоимость $1 \cdot 10^6$ ккал геотермального тепла составляет 150 форинтов, а при сжигании угля этот выход энергии обходится в 550 форинтов. При этом происходит сокращение затрат питьевой воды на 90%. Наилучший экономический эффект дает комплексное использование термальных вод.

Влияние на окружающую среду, которым сопровождается использование геотермальной энергии, также меньше, чем воздействие на нее тепловых или атомных станций. Все же оно проявляется в ряде случаев. Так, при выбросе из скважин пароводяной смеси резко увеличивается уровень шума. Иногда на значительные расстояния протягиваются трубопроводы, меняя местный ландшафт.

При сбросе на дневную поверхность отработанных термальных вод может происходить загрязнение водоемов. Как уже отмечалось выше, гидротермы часто содержат большое количество солей и среди них F, B, As и тяжелые металлы. Простые расчеты, выполненные Э. Берманом [1978], показывают, что в ГеоТЭС мощностью 100 МВт в год поступает 100 млн. т воды, которая может вынести из недр 100000 т солей хлора, 100—1000 т аммиака, фтора, серной кислоты и 1000—10000 т сероводорода. В Серро-Прито, например, количество попутно сбрасываемой на ГеоТЭС соленой (2%) воды достигает в сутки 570000 м³.

3. Зак. 658

При ее выпаривании будет образовываться 12000 т/сут солей. В Новой Зеландии в р. Вайкато, куда сбрасывает термальные воды ГеоТЭС, в рыбе, выловленной ниже по течению от станции, оказалось в 4,5 раза больше ртути, чем в рыбе, пойманной выше по течению.

Вокруг действующих ГеоТЭС происходит также загрязнение воздуха. Выходящий на поверхность пар содержит 0,5—6% вес. неконденсирующегося газа (CO_2, H_2S, CH_4 и NH_4). Подсчитано, что для ГеоТЭС мощностью 1000 МВт требуется 195000 т/сут пара. С учетом содержания H_2S в паре ($2{,}25 \cdot 10^{-2}$% вес.) это означает, что в атмосферу в сутки будет выделяться 44 т сероводорода [Берман, 1978]. Запах сероводорода ощущается в долине, где расположены Гейзеры Сонома и на месторождении Роторуа.

Возможно также и тепловое загрязнение среды — в районах крупных ГеоТЭС, вероятно, происходит нагревание атмосферы. Кроме того, на градирнях испаряется существенное количество воды (около 60 млн. м^3 воды в год на ГеоТЭС мощностью 1000 МВт), что может сказаться на климате в данной местности.

Отмечаются случаи оседания земли при откачке из подземного резервуара больших объемов жидкости (Вайракей, Серро-Прито).

Опыты в Колорадо показали, что и закачка воды глубоко под землю может стимулировать сейсмическую активность, хотя опасность больших землетрясений невелика.

В настоящее время во многих странах ведутся интенсивные исследования по разработке мероприятий, уменьшающих вредное воздействие этого источника энергии на окружающую среду. Проведены удачные опыты по закачке использованной термальной воды в скважины в Витербо, Ахуачапане, Отаке, Гейзерах Сонома, Серро-Прито, Империал Валли и Валлес Кальдеро. Разрабатываются специальные акустические камеры и звукогасители для снижения уровня шума действующих скважин. Разрабатывается технология, не допускающая выброса газов в атмосферу.

В настоящее время из недр Земли ежегодно извлекается около 2 млрд. кал/с глубинного тепла, которое превращается в 2750 МВт электрической энергии. Еще 0,7 млрд. кал/с добывается сегодня для теплоснабжения промышленных и населенных пунктов и других целей. Однако потребность в энергии, и в том числе потребление геотермальных ресурсов, постоянно увеличивается. Общее потребление внутриземного тепла растет во многих странах. В Исландии, например, оно возросло с 1960 по 1969 г. на 130%, а с 1969 по 1975 г. продолжало увеличиваться ежегодно на 17%. В США за последние 20 лет резко увеличилась мощность геотермальных электростанций — с 12,5 в 1960 г. до 932,2 МВт в 1982 г. (рис. 2, 3).

Возможно также и некоторое увеличение выработки электроэнергии на ГеоТЭС Италии, Японии, Филиппин и Мексики. В Италии изучаются перспективы новых геотермальных районов, но в основном за счет перехода от менее экономичных неконденсационных турбин к конденсационным. В ближайшие годы мощность ГеоТЭС здесь планируется увеличить до 480 МВт.

В текущем десятилетии может быть удвоено потребление термальных вод в Венгрии. Предполагается сооружение систем теплоснабжения в Югославии и Чехословакии. Помимо стран, где уже достигнуты определенные успехи в использовании геотермальных ресурсов, большой интерес к этому новому источнику энергии проявляется также в Турции, Эфиопии, Кении, Никарагуа, Чили, Индии. В этих странах при содействии ООН были выявлены перспективы использования глубинного тепла и разрабатывались геотермальные проекты.

Низкотемпературные геотермальные ресурсы обнаружены и в будущем будут использоваться в Алжире, Аргентине, Бразилии, Боли-

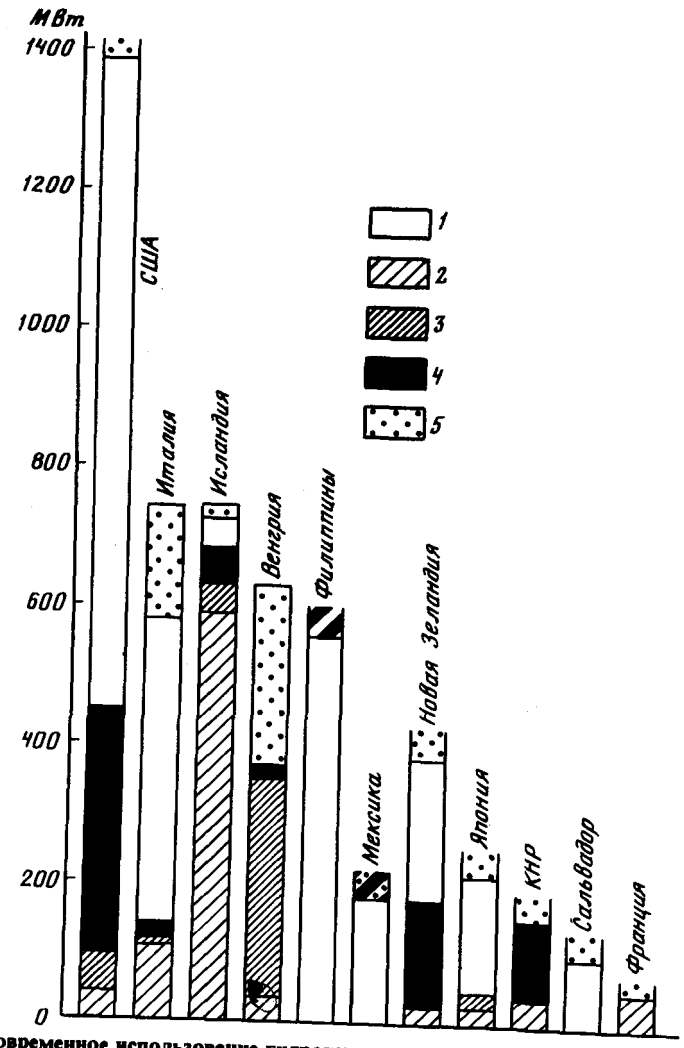


Рис. 2. **Современное использование гидротермальных ресурсов за рубежом**
1 — для выработки электроэнергии; *2* — для теплоснабжения зданий; *3* — в сельском хозяйстве; *4* — в промышленности; *5* — бальнеологии

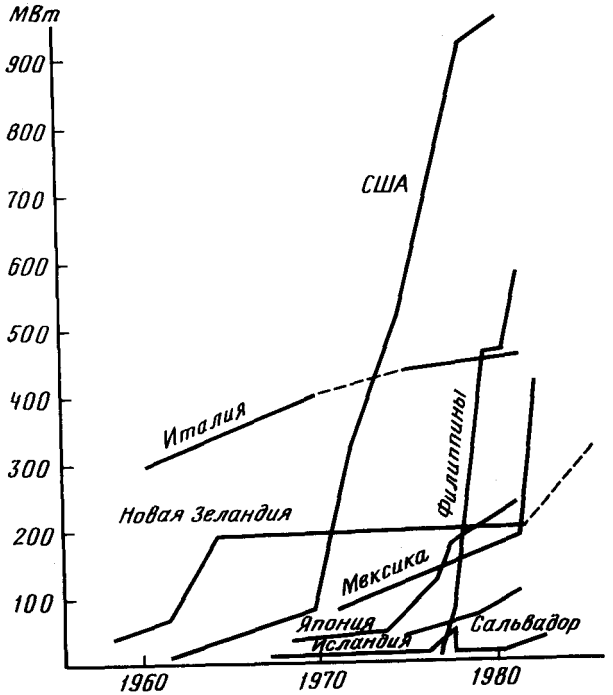


Рис. 3. **Рост мощности ГеоТЭС**

вии, Австралии, Канаде, Эквадоре, Фиджи, Перу, Швейцарии, Уганде, Танзании, Таиланде и в некоторых других странах. Интерес к разведке и использованию гидротермальных месторождений постоянно растет.

Литература

Берман Э. Геотермальная энергия. М.: Мир, 1978. 411 с.

Болдижар Т. Получение геотермальной энергии из водоносных горизонтов осадочных пород в Венгрии. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 122—143.

Грю П.К. Геотермальные ресурсы Калифорнии. — В кн.: Энергетические ресурсы мира: Докл. на 27-й МГК. М., 1984, с. 109—117.

Кениг Дж.Б. Состояние разработок геотермальных месторождений в мире. — В кн.: Геотермальная энергия. М.: Мир, 1975, с. 22—68.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 215 с.

Макаренко Ф.А., Кононов В.И. Гидротермальные районы СССР и перспективы их освоения. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 74—84.

Barbier E., Fanelli M. Nonelectric uses of geothermal energy. — Progr. Energy and Combustion Sci., 1977, vol. 3, N 2, p. 73—103.

Di Pippo R. International developments in geothermal power. — ASTM Stand. News, 1979, N 10, p. 19—28.

Ellis A.J., Mahon W.A.J. Chemistry and geothermal systems. N.Y.: Acad. press, 1977. 385 p.

Fanelli M., Tafti L. Status of geothermal research and development in the world. — Rev. de l'Institut Francais du Petrole, 1980, mai-juin, vol. 35, N 3, p. 429—448.

Fang Jingen, Xia Dianquan. Using geothermal resources in China. — Q. bul. Geo-heat utilization center, 1980, vol. 5, N 2, p. 14—18.

Gudmudsson J.S., Palmason G. World survey of low-temperature geothermal energy utilization. — In: UN Confence on New and Reneable sources of Energy. N.Y., 1981, p. 5—148.

Truesdell A. Geochemical techiques in exploration. — In: II UN Symposium on the development and uses of geothermal resources. San Francisco, California, U.S.A., 1975, vol. 1, p. 53—79.

Vasques N.C. Summary of the Geothermal development in the Philippines. — Geothermics, 1981, vol. 10, N 1, p. 75—80.

Welhan J.A., Craig H. Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids. — Geophys. Res. Lett., 1979, vol. 6, N 11, p. 829—831.

УДК 550.361+550.36.004.14

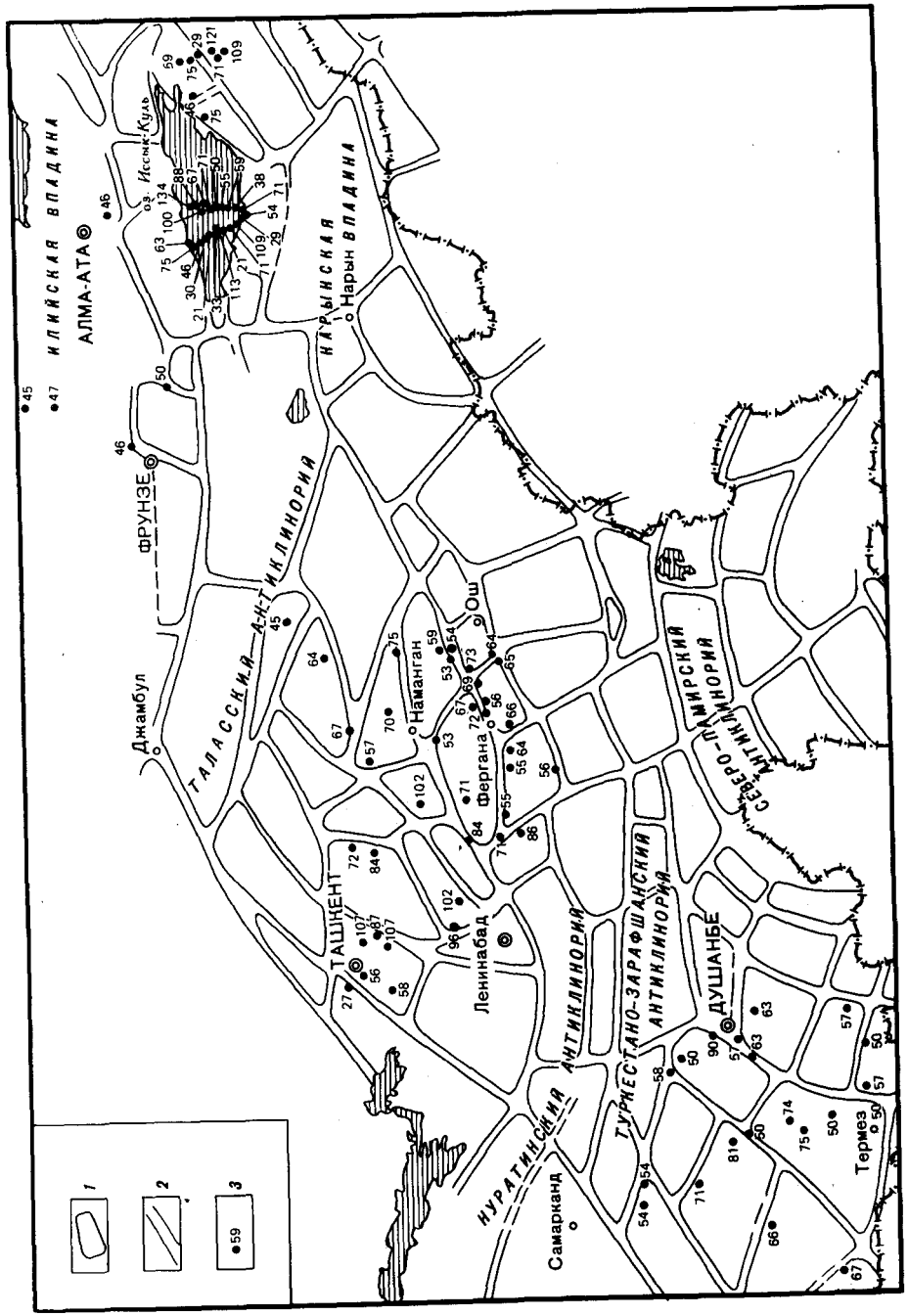
Е.А. Любимова

НОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ В ГЕОТЕРМИКЕ

Последнее десятилетие характеризуется лавинным накоплением новостей как в результатах, так и в методах геотермических исследований. Новые подходы получили развитие и в науках о Земле, которые прямым образом касаются геотермики. Результаты определений теплового потока в областях срединных океанических хребтов и островных дуг значительно расширили содержание моделей спрединга дна океана, конвекции в верхней мантии и моделей тектоники литосферных плит в областях субдукции.

При рассмотрении геотермических данных по Средней Азии становится необходимым учитывать новые геотектонические аспекты. В соответствии с ними можно отметить, что образование гор Внутренней Азии обычно связывается с вертикальными глыбовыми движениями, например при рассмотрении хребтов Байкальской рифтовой зоны. Однако в создании других хребтов все более признается роль горизонтальной компоненты [Molnar, Tapponnier, 1977; Пак и др., 1982]. Внутриазиатский сейсмический пояс отвечает границам литосферных плит. Однако рассеянность сейсмичности на обширной площади свидетельствует о том, что границы плит не представляют какой-то единой линии, а образованы мозаикой малых блоков и микроплит. На основе карт сейсмоактивных разломов Внутренней Азии, составленных по материалам дешифрирования космических фотоснимков, эта область представляется разбитой на серию блоков, составляющих в совокупности гигантскую брекчию.

Эти представления перекликаются с независимо установленными фактами, свидетельствующими о свойствах дискретности горных пород и расчлененности земной коры на блоки системой геологических разломов [Садовский и др., 1982]. На рис. 1 представлена карта-схема распределения блоков для территории Средней Азии, подготовленная в ИФЗ АН СССР [Ермилин, Чигарев, 1981], на которой показаны значения тепловых потоков по высокоточным определениям



ИФЗ АН СССР и новым [Любимова, Фирсов, 1966; Любимова и др., 1973; Зуев и др., 1971].

Распределение блоков земной коры по размерам для различных районов земной коры Средней Азии дано по Н.В. Чигареву [см.: Садовский и др., 1982]:

Размер, км	36	49	60	66	93	110	130
Число, %	10	19	29	20	8,0	10.0	4,0

Просматриваются два характерных размера: L=55 км и L=90 км [Садовский и др., 1982]. Первый из этих масштабов связывают с неоднородностями, образующими верхнюю часть земной коры, ограниченной поверхностью консолидированного фундамента, второй — с блоками земной коры и литосферы в целом. "Преимущественным" размерам блоков соответствуют "преимущественные" магнитуды землетрясений. Последним соответствуют "преимущественные" размеры очага землетрясений.

Определения плотности теплового потока по скважинным измерениям геотермического градиента и теплопроводности для Средней Азии распределены неравномерно и приурочены главным образом к депрессионным структурам и прогибам. Значения теплового потока заключены в интервале от 27 мВт/м^2 в Приташкентском прогибе до 100 мВт/м^2 в Иссык-Кульской впадине.

Депрессии Средней Азии заполнены значительной толщей осадков. Влияние эффектов осадконакопления на величину теплового потока различно в центральных и периферийных частях Средней Азии. Например, для Ферганской впадины этот эффект был рассмотрен нами [Аршавская и др., 1983]. Значения тепловых потоков представлены в табл. 1. Учтены данные о толщине коры и генерации тепла.

На рис. 2 приведены гистограммные кривые распределения блоков земной коры по L из статьи М.А. Садовского и др. [1982] и распределение плотности тепловых потоков q для Средней Азии, соответствующее рис. 1. Фактически обе кривые повторяют друг друга: выделяются преимущественные значения аномалий в случае L, км: 55 и 110, в случае q, мВт/м^2: 58 и 115. По-видимому, эти масштабы тесно связаны с выходом из недр тектонической энергии через тепловой поток. Эта закономерность имеет бóльшую общность, чем возрастная зависимость теплового потока для континентов. Последняя была недавно пересмотрена индийскими геофизиками [Rao et al., 1982], показавшими, что масса приповерхностных эффектов в виде эрозионного процесса или седиментации маскируют ее.

В настоящее время существующие материалы геотермических

Рис. 1. **Распределение теплового потока и дискретно-блочных структур Средней Азии. Использована схема тектонических подвижек, связанных с прогнозом сейсмических событий** [Ермилин, Чигарев, 1981]

1 — сейсмоблоки; *2* — разделение зоны; *3* — значения тепловых потоков, мВт/м^2 (по данным автора)

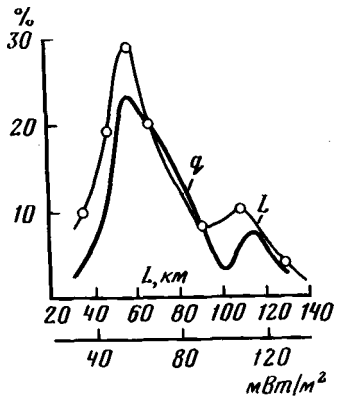


Рис. 2. Гистограммы распределения блоков земной коры по размерам L (км) и тепловых потоков (q) Средней Азии

исследований Средней Азии неравноценны по качеству. Геотермическая информация, основанная на данных по определению глубины изотермы Кюри магнетита по аэромагнитным данным, носит косвенный и весьма приближенный характер [Таль-Вирский, 1982], так как, во-первых, определение кромок магнитоактивных масс крайне неоднозначно [Страхов, Лапина, 1976] и, во-вторых, геотермический градиент определяется очень грубо всего по двум точкам на уровне температуры Кюри и нейтрального слоя [Таль-Вирский, 1982]. Вместе с тем проблема определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел, по данным наблюдений Δz или ΔT, является чрезвычайно трудной, даже в тех случаях, когда аномалии создаются изолированными объектами и значение нормального поля установлено с высокой точностью [Страхов, Лапина, 1976].

Проблема усложняется, когда длина профилей не очень велика, а значение поля известно с некоторой ошибкой. Как отмечают крупнейшие специалисты в данном вопросе, эта проблема становится практически неразрешимой, если имеется чередование намагниченных тел (прямо и обратно). В.Н. Страхов и М.И Лапина рассчитали, что степень неоднозначности задачи определения нижних кромок крайне велика: поля на поверхности почти неразличимы или различаются всего на 1,5% при расхождении в глубинах нижних кромок намагниченных тел в 80%. Поэтому попытка покрыть геотермически неизученные площади за счет такой косвенной очень недостоверной информации не приводит к успеху.

Таблица 1

Тепловой поток в тектонических структурах Средней Азии различного эндогенного режима

Регион	Возраст тектогенеза	Тепловой поток, мВт/м²		
		полный	коровый	мантийный
Иссык-Кульская депрессия	Каледонский (с новейшей активизацией)	67	54	13
Ферганская депрессия	Герцинский (с новейшей активизацией)			
центральная часть		73	66	7
периферийные области		80	63	17
Приташкентский прогиб	То же	71	54	17
Бухаро-Хивинская зона	Эпигерцинская плита	63	55	8
Таджикская депрессия	Альпийский	75	60	15
Кураминский хребет	Герцинский (с новейшей активизацией)	100	63	37

Международный комитет по стандартам в геотермике в 1982 г. в г. Либлице (ЧССР) подтвердил справедливость только непосредственных прямых измерений через определение глубинного градиента в скважинах или морях и в этом же месте локальных определений теплопроводности.

В табл. 2 приведены данные детальных определений теплового потока группой ИФЗ АН СССР через дно глубоководного озера Иссык-Куль методом электронного термоградиентографа. Эти данные использованы на рис. 1. Они дополнены Ю.Г. Шварцманом [1980]. Озеро Иссык-Куль является глубоководным и плоскодонным и представляет собой центр Иссык-Кульской котловины. Основная часть дна находится на глубине 500—600 м. Берега круто оборваны. Именно на больших глубинах были произведены определения теплового потока с катера, на борту которого было укреплено спуско-подъемное устройство для термоградиентографа ПТГ-3М. Среднее значение теплового потока по Иссык-Кульской впадине составляет 61±25 мВт/м². Высокий разброс величин обусловлен переменной, местами повышенной радиоактивностью верхнего слоя глинистых осадков, в четыре раза превышающих кларковые значения, полученные по методу осколкорадиографии. Теплогенерация осадочного слоя здесь может быть оценена как 2,4 мкВт/м³. Если принять толщину гранито-гнейсового слоя 21 км и генерацию тепла в нем 1,9 мкВт/м³, толщину гранулитбазитового слоя 25 км и генерацию тепла в нем 0,4 мкВт/м³, то вклад в полный тепловой поток от гранито-гнейсового слоя составит 40 мВт/м², от гранулитбазитового — всего 10 мВт/м². Тогда тепловой поток из мантии составит небольшую величину — около 10 мВт/м² за счет обогащенности коры Иссык-Кульской впадины радиоактивными источниками тепла (рис. 3). Температура у подножия границы Мохо (40 км) этой впадины составит 700—800°С. Температура солидуса в верхней мантии будет достигаться на уровне 125—150 км, что согласуется с представлениями о залегании на этой глубине кровли астеносферного слоя [Пак и др., 1982; Юдахин, 1983].

Другой пример детального определения теплового потока в скважинах с использованием современного лазерного способа определения теплопроводности образцов относится к Афгано-Таджикской впадине и Душанбинской ступени в скв. Бабатаг (q=57 мВт/м²), Шаамбары (q=60 мВт/м²), Яван (q=57 мВт/м²), Кызымчек (q=57 мВт/м²), Каштар (q=47 мВт/м²), Сарыкамыш (q=50 мВт/м²), Кураганга (q=53 мВт/м²), Далан (q=61 мВт/м²). Около 70 значений теплопроводности определено по кернам из этих скважин с помощью подвижного источника тепла при использовании дистанционной регистрации температуры [Попов и др., 1983]. В современной модификации этот быстродействующий метод определяет теплофизические свойства самого верхнего слоя образца породы с точностью не ниже 5%.

Таблица 2

Значения теплового потока и сопутствующие данные для Иссык-Кульского блока Средней Азии

Номер точки	Название точки	Координаты		Геотермический градиент мК/м	Коэффициент теплопроводности, Вт/мК	Тепловой поток, мВт/м^2
		северная широта	восточная долгота			
1	7201	42°31′	77°05′	140	0,96	134
2	7202	42 29	77 04	105	1,0	100
3	7203	42 28	77 05	90	0,98	88
4	7204	42 25	77 04	70	0,96	67
5	7205	42 23	77 05	72	1,0	71
6	7206	42 21	77 04	61	0,96	59
7	7207	42 18	77 04	62	0,94	59
8	7208	42 15	77 04	60	0,98	59
9	7209	42 14	77 04	38	1,0	38
10	7210	42 10	77 03	75	0,95	71
11	7211	42 13	76 56	57	0,95	54
12	7212	42 16	76 53	30	0,98	29
13	7213	42 18	76 52	112	0,97	109
14	7214	42 19	76 51	76	0,94	71
15	7215	42 21	76 50	127	0,96	121
16	7216	42 23	76 49	116	0,97	113
17	7217	42 24	76 48	36	0,93	34
18	7218	42 25	76 48	22	0,95	21
19	7219	42 26	76 47	30	0,98	29
20	7220	42 27	76 46	50	0,92	46
21	7225	42 30	76 45	76	1,0	75
22	7226	42 32	76 44	60	1,04	63
23	7229	42 26	78 38	29	1,0	29
24	7230	42 28	78 38	50	0,9	46
25	7231	42 29	78 38	76	1,0	75
26	7232	42 30	78 38	66	0,9	59
27	7233	42 14	78 40	122	1,0	109
28	7234	42 16	78 40	76	0,94	71
29	7235	42 17	78 40	127	0,96	121
30	7229	42 26	78 38	29	1,0	29
31	7230	42 28	78 38	50	0,9	46
32	7231	42 29	78 38	76	1,0	75
33	7232	42 30	78 38	66	0,9	59
34	7233	42 14	78 40	112	1,0	109
35	7234	42 16	78 40	76	0,94	71
36	7235	42 17	78 40	127	0,96	121

Вообще применение тепловых дистанционных методов является одним из новых горизонтов в геофизике, открывающих возможность определять раздробленность коры, неоднородность поверхностных свойств, наличие геотермальных ресурсов.

Новым является постановка режимных геотермических наблюдений на сейсмоактивных территориях. К настоящему моменту накоп-

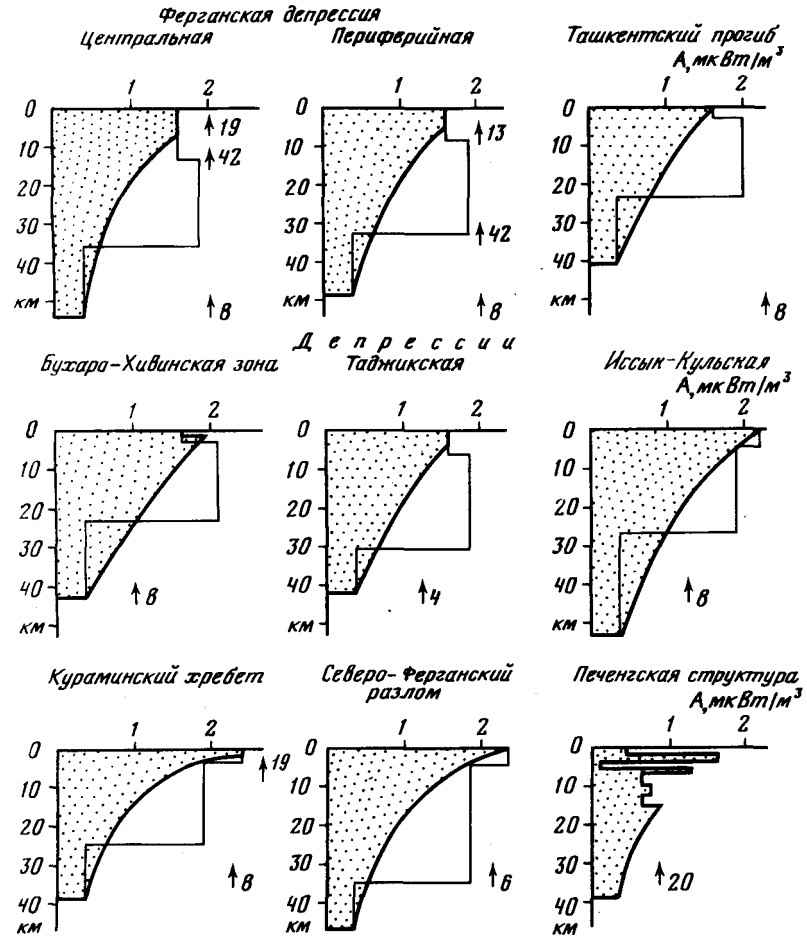


Рис. 3. Модели генерации тепла в различных блоках земной коры Средней Азии и Кольского полуострова (Печенга)

Цифра у стрелки — тепловой поток, мВт/м^2

лен некоторый опыт режимных наблюдений над вариациями температуры в скважинах сейсмоактивных полигонов. Систематическое возрастание температуры и уровня воды в скв. Пржевальск за 2,5 мес отмечалось накануне Пржевальского землетрясения 5 июня 1970 г. при эпицентральном расстоянии 30 км. Трехкратное увеличение теплового потока зафиксировано за 2 года перед Дагестанским землетрясением 14 мая 1970 г., причем после главных толчков величина теплового потока быстро снизилась до нормального уровня. Изменения температуры от 0,3 до 2°С измерены в изливающихся скважинах и горячих источниках Ферганской депрессии за 10—20 сут перед землетрясениями 1974—1976 гг. при эпицентральном расстоянии порядка 100 км.

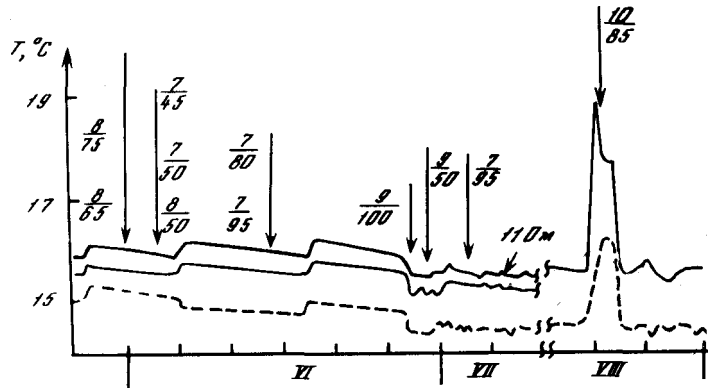


Рис. 4. **Фрагменты режимных геотермических наблюдений в 1981 г. в скважинах Шекинского сейсморайона АзССР**

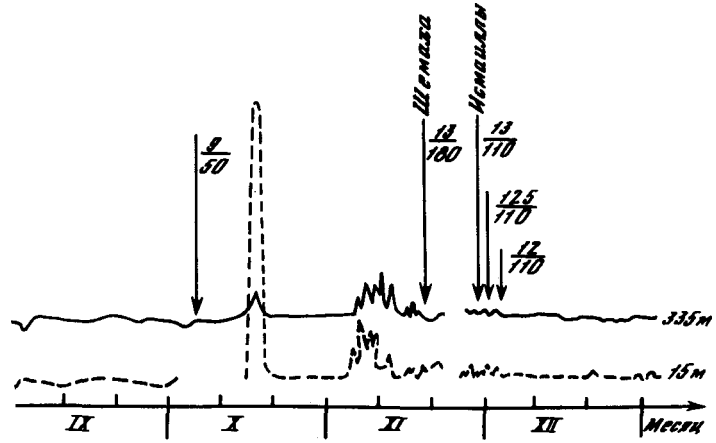
Стрелки соответствуют толчкам землетрясений. В числителе — энергетический класс, в знаменателе — расстояние до эпицентра. С "августа" масштаб по горизонтали уменьшен вдвое

В Копетдагской сейсмоактивной зоне Ашхабадского региона установлены возрастания температуры от 1 до 5°С на глубинах 40, 140, 220 м: за 1—2 мес перед землетрясением в феврале 1978 г. при К=12 и эпицентральном расстоянии l=140 км, в мае 1978 г. при К=13 и l=400 км и в июне 1978 г. при К=14 и l=200 км [Аширов и др., 1979].

Вариации температуры, названные косейсмическими, зафиксированы с высокой точностью вблизи вулкана Узу в Японии в мелких скважинах [Shimamura, Watanabe, 1981]. Для регистрации температуры были использованы кварцевые терморезисторы для наблюдения вариаций температуры с точностью до нескольких сотых градуса. В результате были зафиксированы аномально высокие косейсмические температурные вариации в вулканической зоне.

На рис. 4 приведен фрагмент из цикла наших совместных наблюдений с Т.А. Исмаил-Заде и др. [1982] над вариациями температур в скважине до 300 м в сейсмоактивной зоне АзССР Шеки, которые фиксируют аномальные всплески температур перед землетрясениями энергетических классов К=10—14 в 1981 г.

Перед сильными землетрясениями 19 ноября (Шемаха) и 30 ноября 1981 г. (Исмаиллы) вариации температуры зарегистрированы 15—19 октября с максимальным значением Δt=5,7°С на глубине 110 м. После 4 ноября наблюдались вариации температуры с суточным квазипериодом и максимальным значением Δt=1,4°С. Перед землетрясением 19 ноября (Шемаха) величина Δt сократилась до 0,3°С, и на этом уровне эти вариации продолжались до землетрясения 30 ноября (Исмаиллы) и его первых афтершоков. Выделение тепла и повышение температуры внутри земной коры перед землетрясением может происходить при тектонических деформациях в результате трения вдоль разломов. Деформации складкообразования могут привести к повышению температуры на единицы градусов; тогда можно полагать, что тектонические деформации, которые приводят к разрушению пород во время землетрясения, могут вызывать еще большее повышение температуры. Изменение температуры перед землетрясением, обусловленное тектоническими деформациями, происходит по всему объему области подготовки землетрясения, и температура должна изменяться в зависимости от степени деформации и выжимания грунтовых вод. Передача тепла из области тепловыделения вблизи очага на разные расстояния осуществляется не только теплопроводностью, но и главным образом перемещением флюидов. Отмечены как долгосрочные (от 1 года до 1—2 месяцев), так и краткосрочные (от 1—5 суток до 2—3 недель) "тревоги". Размер зоны проявления "температурного предвестника" составляет $R=10^{0,48M}$, где М — значение магнитуды землетрясения.



Для района Шеки (скв. Биладжик) по оценкам сейсмической опасности, сделанным на основе модели И.П. Добровольского [1980], величина зоны проявления бралась 100 км.

На роль циркуляции флюидов указывают не только режимные геотермические наблюдения, но и глубинные исследования теплового потока, получившие некоторое завершение к настоящему времени. Так, в районе Печенги на Кольском полуострове по выстоявшимся термограммам был установлен факт определенного возрастания теплового потока с глубиной от 28—36 мВт/м^2 в верхних свитах матерт и ждановской до 49,5 мВт/м^2 в заполярнинской свите на глубине 3 км и ниже [Любимова и др., 1983]. В зоне Лучломпольского разлома на глубине 4,5—5 км выявлено повышение теплового потока до 67 мВт/м^2 и ниже — снова уменьшение потока до 40—44 мВт/м^2 в области архейского комплекса (см. рис. 3). Анализ факторов показал, что наибольший вклад в искажение теплового потока и геотермического градиента вносит нисходящая фильтрация подземных вод в зоне экзогенной трещиноватости. Характерно, что по геотермическим данным оценивается вертикальная составляющая скорости фильтрации $v \cong 0,4$ см/год. Повышение теплового потока с глубин

около 3 км может быть связано с тепловой разгрузкой по субгоризонтальной зоне разлома. В уравнении теплового баланса $\Delta Q = \rho c v \Delta t$ можно взять соответствующие наблюдениям значения Δt и ΔQ и оценить скорость фильтрации в субгоризонтальном направлении как десятые доли сантиметра в год.

Таким образом, трещиноватость и раздробленность пород оказывают существенное влияние на тепломассоперенос в верхней зоне земной коры.

Литература

Аршавская Н.И., Киреев И.А., Любимова Е.А. Тепловой поток и сейсмичность депрессий Средней Азии. М., 1983. 46 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ, N 5504—83.

Аширов Т., Гулев Б.И., Сопиев В.А., Смирнов Я.Б. Некоторые результаты режимных геотермических наблюдений в Ашхабадской сейсмоактивной зоне. — Изв. АН ТССР, 1979, N 3, с. 31—35.

Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, N 11, с. 23—31.

Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука, 1981. 128 с.

Исмаил-Заде Т.А., Любимова Е.А., Мухтаров А.Ш. и др. Вариации температуры в сейсмоактивном районе Шеки по наблюдениям в гидрогеологических скважинах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, N 9, с. 86—90.

Зуев Ю.Н., Искандеров Э., Муминов И.А. О теплофизических свойствах горных пород некоторых районов Западного и Южного Тянь-Шаня и геотермических условиях Ферганской впадины. — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971.

Любимова Е.А., Милановский С.Ю., Смирнова Е.В. О новых результатах изучения теплового потока на Балтийском щите. М., 1983. 28 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ, N 5403—83.

Любимова Е.А., Фирсов Ф.В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М.: Наука, 1966, с. 88—105.

Любимова Е.А, Фирсов Ф.В., Зуев Ю.Н. Данные о геотермическом градиенте и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. — Верхняя мантия, 1973, N 12, с. 78—98.

Пак В.А., Джамалов Д.Б., Эргешев Т.Э., Хамрабаев И.Х. Некоторые общие вопросы строения и геодинамики литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 221—229.

Попов Ю.А., Семенов В.Г., Коростелев В.М, Березин В.В. Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, N 7, с. 86—93.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, N 12, с. 3—18.

Страхов В.Н., Лапина М.И. К вопросу о точности определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел. — В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с. 157—167.

Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 271 с.

Шварцман Ю.Г. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980, с. 76—92.

Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.

Molnar P., Tapponnier P. The collision between India and Eurasia. — Sci. Amer., 1977, vol. 236, N 4, p. 30—41.

Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K. Age dependance of continental heat flow — fantasy and facts. — Earth Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 59, p. 288—302.

Shimamura H., Watanabe H. Coseismic changes in groundwater temperature of the Usu volcanic region. — Nature, 1981, vol. 291, N 5811, p. 137—138.

УДК 550.361+550.36.004.14

Б.Ф. Маврицкий, А.А. Шпак

ИССЛЕДОВАНИЯ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД СССР

Важнейшей составной частью исследования термальных вод как нового вида возобновляемого теплоэнергетического сырья является выявление и оценка их ресурсов. Практическое значение термальных вод как одного из грандиозных теплоносителей земной коры впервые было подчеркнуто на Всесоюзном совещании по геотермическим исследованиям в г. Тбилиси (1956 г.), где приводились первые систематизированные сведения о геотермических условиях недр Советского Союза и распространении термальных вод различной температуры и состава [Проблемы..., 1961].

После Тбилисского совещания геотермические исследования сконцентрировались в основном в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР (руководитель исследований Ф.А. Макаренко), а начиная с 1961 г. — также во ВСЕГИНГЕО Министерства геологии СССР. В результате совместных исследований была опубликована монографическая сводка о закономерностях развития, составе и температуре термальных вод в отдельных районах СССР [Термальные воды..., 1963]. В ней высказывались также соображения о возможностях практического использования термальных вод для теплоснабжения и электроснабжения и замещения этим естественным теплоносителем значительного количества топлива традиционных видов.

Постановление Совета Министров СССР о развитии работ по использованию в народном хозяйстве глубинного тепла Земли (1963 г.) послужило основой для широкого и планомерного изучения ресурсов термальных вод. На первой карте термальных вод СССР (1968 г.) нашли отражение основные закономерности распространения термальных вод, их приуроченность к различным тектоническим структурам. При ее составлении также были нанесены районы, слабоизученные в гидрогеотермическом отношении и перспективные с точки зрения практического освоения термальных вод. Выполненные исследования позволили начать планомерные поиски и разведку термальных вод как нового вида теплоэнергетического сырья.

На Всесоюзных геотермических совещаниях и конференциях в 1964, 1969 и 1978 гг. отмечались постепенное расширение и углубление гидрогеологических исследований, и в частности исследований по формированию и оценке ресурсов термальных вод [Геотермические исследования..., 1966; Изучение и использование..., 1973; Региональная геотермия..., 1967].

В 1966 г. началось промышленное использование термальных вод. В этих целях в системе Мингазпрома создали Кавказское и Камчатское, а позднее Грузинское, Северо-Кавказское и Кубанское промысловые управления по использованию глубинного тепла Земли.

Первые систематизированные данные о ресурсах термальных вод

СССР [Маврицкий, 1971] были опубликованы в 1971 г., а в 1975 г. вышла в свет монографическая сводка, содержащая более подробные сведения [Маврицкий, 1975]. Были охарактеризованы ресурсы термальных вод в пластовых и трещинных водонапорных системах. В пластовых системах они имеют региональное распространение и приурочены к депрессионным зонам (платформам, межгорным впадинам, предгорным прогибам), выполненным терригенными и карбонатными породами морского и континентального происхождения, местами с развитыми галогенными толщами сложного генезиса. В трещинных системах термальные воды распространены локально и приурочены к крупным зонам тектонических нарушений (шовные зоны, зоны глубинных разломов) в толще изверженных, метаморфических и вулканогенно-осадочных пород.

В составе рассмотренных водонапорных систем были выделены области и районы, перспективные с точки зрения практического использования термальных вод. Они характеризуются повышенной величиной геотермического градиента (от 3°С/100 м и выше), значительной величиной водопроводимости водоносных комплексов (более 10 $м^2$/сут) и широким развитием самоизливающихся пресных, солоноватых и соленых термальных вод.

Среди пластовых водонапорных систем к перспективным районам отнесены депрессионные структуры, выполненные мезозойскими и кайнозойскими осадочными породами различного генезиса, среди трещинных водонапорных систем — складчатые области, испытавшие сильное воздействие неотектонических движений, наиболее ярко проявившиеся в районах современного вулканизма.

Оцененные общие запасы термальных вод перспективных районов [Маврицкий, 1975] с температурой от 40 до 200°С и минерализацией до 35 г/л при условии насосной эксплуатации скважин в пластовых системах с понижением динамического уровня на 100 м ниже поверхности земли составили 21 млн. $м^3$/сут. При принятом коэффициенте полезного использования тепла термальных вод 0,5 прогнозные запасы заключенного в них тепла оказались эквивалентными сжиганию 30—40 млн. т условного топлива. Из указанных общих запасов прогнозные запасы термальных вод пластовых систем составляют более 95%, а запасы термальных вод трещинных систем — около 5%.

В связи с разработкой перспективного топливно-энергетического баланса на одиннадцатую и последующие пятилетки институтом ВСЕГИНГЕО в 1976—1980 гг. был осуществлен следующий этап региональной оценки эксплуатационных запасов термальных вод. Этот этап характеризуется ориентацией на внедрение прогрессивных и интенсивных методов извлечения геотермальных ресурсов, на решение задач охраны окружающей среды от теплового и химического загрязнения, а также на более строгую реализацию геолого-экономических принципов оценки запасов. Необходимость геолого-экономического подхода к оценке эксплуатационных запасов термальных вод уже на региональной стадии исследований диктуется высокими капитальными вложениями в их разведку и промышленное освоение, а также в природоохранные мероприятия, небольшими, как правило, запасами отдельных месторождений (эксплуатационных участков), невысоким в большинстве случаев теплоэнергетическим потенциалом термальных вод, а также наличием альтернативных источников теплоснабжения, базирующихся на традиционных видах топливно-энергетических ресурсов.

При оценке эксплуатационных запасов в соответствии с геолого-экономическим принципом величина отбора термальных вод и их теплоэнергетический потенциал в пределах перспективных районов были определены на базе комплексного решения гидрогеологических, теплофизических, гидравлических и технико-экономических задач, направленных на получение максимального экономического эффекта от использования данного вида теплоэнергетических ресурсов при минимально необходимых общественных затратах. В качестве критерия оптимальности рассматривается приближенный показатель экономического выигрыша, приносимого этим ресурсом. Этот показатель определяется как разница между замыкающими и прямыми затратами на прирост или организацию производства продукции (тепло, горячая вода, электроэнергия). Для переоценки запасов были разработаны алгоритмы и составлены программы для решения гидродинамических, тепловых и технико-экономических задач по оценке ресурсов на ЭЦВМ [Шпак, 1980].

Для пластовых водонапорных систем оценка запасов выполнена применительно к двум методам разработки перспективных водоносных комплексов — без поддержания и с поддержанием пластовых давлений (ППД), осуществляемого путем обратной закачки в пласт использованных термальных вод. Применительно к разработке водоносных комплексов (горизонтов) без ППД оценка запасов приведена для фонтанного и насосного способов эксплуатации. Запасы термальных вод трещинных водонапорных систем определены по их естественной разгрузке с учетом возможного увеличения ее в 3—7 раз при разбуривании месторождений.

Предварительные положительные геолого-экономические оценки метода ППД [Шпак, Кондачков, 1976], а также наличие соответствующего наземного теплообменного оборудования позволили на рассматриваемом этапе также расширить диапазон оцениваемых вод по минерализации до 100, а в ряде случаев — до 200 г/л. Такой подход оправдан также с позиций комплексного использования термальных вод как теплоэнергетического и гидроминерального сырья.

Общие запасы пластовых водонапорных систем с термальной водой, имеющей температуру от 40 до 120°С (редко до 160°С) и минерализацию от 1 до 100 г/л (редко до 200 г/л) составили[1]:

При фонтанной эсплуатации	20 млн. $м^3$/сут
По теплу	42 млн. Гкал/год, или 6 млн. т у.т./год[2]

[1] Кроме авторов, в оценке запасов принимали участие Г.К. Антоненко, Т.Б. Гребенщикова, Н.С. Отман.

[2] Размерность т у.т. — тонны условного топлива.

При насосной эксплуатации — 32 млн. м³/сут
По теплу — 409 млн. Гкал/год, или 40 млн. т у.т./год.

Из общих запасов потенциальные запасы термальных вод первоочередного освоения, имеющих температуру более 50° С и минерализацию до 10 г/л, составили:

При фонтанной эксплуатации — 11 млн. м³/сут.
По теплу — 20 млн. Гкал/год, или 3 млн. т у.т./год

При насосной эксплуатации — 6,7 млн. м³/сут
По теплу — 87 млн. Гкал/год или 12 млн. т у.т./год.

Запасы термальных вод трещинных водонапорных систем с температурой от 50 до 100° С и минерализацией 1—3 г/л составляют:

При фонтанной эксплуатации — 0,8 млн. м³/сут
По теплу — 15,1 млн. Гкал/год, или 2,1 млн. т у.т./год.

Запасы парогидротерм с температурой 150—250° С и минерализацией до 5—20 г/л могут обеспечить работу геотермальных электростанций общей мощностью до 1000 МВт.

В табл. 1 показано распределение запасов термальных вод первоочередного освоения по экономическим районам.

Выполненные геолого-экономические исследования позволили оценить перспективность применения рассмотренных методов разработки геотермальных месторождений. Так, было однозначно показано, что разработка геотермальных месторождений без ППД при фонтанном способе эксплуатации скважин должна рассматриваться как сугубо экстенсивный метод, позволяющий извлечь ничтожную долю запасов термальных вод и тепла. При этом способе, как правило, возможно создание лишь мелких водозаборов (для пластовых систем до 6—12 скважин) с незначительной производительностью по воде (в пределах до 20—30 тыс. м³/сут) и теплу. Существенным недостатком является также ограниченность территорий, в пределах которых целесообразно применение фонтанного способа. Это обычно площади с высокими значениями напоров (превышающими поверхность земли) и водопроводимостей. Приведенные затраты на получение 1 Гкал тепла при рассматриваемом способе эксплуатации в подавляющем большинстве случаев приближаются к уровню замыкающих затрат, что в сочетании с небольшими объемами производства продукции (тепла) обеспечивает относительно невысокие величины годового экономического эффекта.

Насосный способ эксплуатации, несмотря на ряд технических сложностей его реализации, обеспечивает существенное расширение перспектив практического использования термальных вод, а также возможность создания относительно крупных водозаборов (для пластовых систем до 12—24 скважин) с производительностью по воде до 100 тыс. м³/сут. Приведенные затраты при этом способе, как правило,

Таблица 1

Потенциальные эксплуатационные запасы термальных вод пластовых водонапорных систем и заключенного в них тепла по перспективным районам СССР при разработке с поддержанием пластовых давлений (минерализация менее 35 г/л, температура более 50° С)

Экономический район и подрайон	Водоносный комплекс	Температура воды, °С	Общие эксплуатационные запасы		Экономически целесообразные объемы освоения		
			млн. м³/сут	млн. Гкал/сут	млн. м³/сут.	млн. Гкал/сут	% от общих запасов
Южный: Крымская область	Дат-палеоценовый, нижнемеловой	50—100	36	602	2	30	5
Закавказский: Азербайджанская ССР	Апшеронский, комплекс продуктивной толщи, майкопский	50—100	41	638	2	32	5
Северо-Кавказский	Чокрак-караганский, нижнемеловой	50—120	193	3508	10	175	5
Дальневосточный: Сахалинская область	Неогеновый	50—65	8	82	2	2	2
Сибирь: Западная Сибирь и Тюменская область	Альб-сеноманский, неокомский	50—80	5114	62 742	51	627	1
Казахстан: Западный	Альб-сеноманский, неокомский	50—80	99	1264	1	13	1
Южный	Меловой, юрский, триасовый	50—120	87	1147	2	34	2—3
Средняя Азия:	Турон-сенонский, альб-сеноманский, неокомский	50—80	118	1089	2,5	2	2
Узбекская ССР					72,5	915, или 130 млн. т у.т./год	

Примечание. Запасы оценены в пределах глубин до 3500 м.

ниже, чем при фонтанной эксплуатации, что в сочетании с высокими годовыми объемами производства тепла обеспечивает ощутимо более высокий уровень годового экономического эффекта.

При планировании промышленного освоения ресурсов термальных вод традиционными методами (без ППД) в подавляющем большинстве случаев учитывается необходимость дополнительного решения вопросов сброса использованных вод. Следует подчеркнуть, что в числе оцененных запасов термальные воды первоочередного освоения с минерализацией ниже 10 г/л составляют всего 20%, остальные имеют минерализацию от 10 до 100 г/л и более. В ряде случаев вопросы сброса могут возникнуть и при освоении запасов вод с минерализацией до 10 г/л, особенно когда воды содержат значительное количество фенолов.

Принципиально новые перспективы теплоэнергетического использования термальных вод открываются при внедрении интенсивного метода разработки их месторождений с поддержанием пластовых давлений, позволяющего одновременно решать вопросы безопасного для природы сброса вод.

Сравнение различных способов разработки месторождений по величине коэффициента извлечения тепла также показывает эффективность метода ППД. При разработке без ППД фонтанным способом эксплуатации скважин этот коэффициент не превышает $(3—10)\cdot 10^{-3}$%, при насосном способе увеличивается до $(1—2)\cdot 10^{-2}$%, а при разработке с ППД составляет 5—12%, если практически неизменна температура добываемого теплоносителя (снижение этого показателя не превышает 5—10%). В последнем случае извлекается тепло, аккумулированное подземными водами и скелетом водовмещающих пород, в то время как другие два способа разработки извлекают только тепло незначительной доли упругих запасов термальных вод.

Эксплуатационные запасы термальных вод пластовых водонапорных систем с применением метода ППД рассчитаны только для самоизливающихся вод с минерализацией до 35 г/л и температурой более 50°С. При плотном размещении водозаборов эти запасы составляют по теплу до $71\cdot 10^9$ Гкал/год, что эквивалентно сжиганию $10\cdot 10^9$ т у.т./год.

При наиболее экономически целесообразном размещении водозаборов масштаб освоения общих запасов, оцененных по методу ППД, не превысит 1—5% и составит 910—980 млн. Гкал/год, что может обеспечить годовую экономию топлива до 130—140 млн. т у.т. (см. табл. 1).

Экономическую эффективность метода разработки с ППД можно показать на примере Северного Кавказа. Экономические показатели рассчитаны для глубин скважин до 3000 м при напорах термальных вод, превышающих поверхность земли. Прямые приведенные затраты на добычу 1 Гкал составляют: при фонтанном способе — 7—9, при насосном способе — 2,5—3,2, при разработке с ППД — 3,2—6 руб/Гкал. Следует подчеркнуть, что приведенные затраты при фонтанном и насосном способах эксплуатации указаны без учета затрат на сброс и захоронение использованных вод. Себестоимость добычи 1 Гкал тепла при разработке с ППД в различных районах может колебаться

от 1,7 до 8,7 руб. и сопоставима с районными тарифами на отпускаемое тепло (чаще ниже этих тарифов).

Несмотря на существенные различия в степени извлечения тепла из недр при разных методах разработки месторождений, основным методом эксплуатации термальных вод на территории СССР в настоящее время является фонтанный — самый экстенсивный из всех методов эксплуатации. Отсутствие соответствующих погружных специальных насосов не позволяет применять метод насосной откачки термальных вод, который мог бы значительно поднять уровень извлечения запасов тепла из недр, повысив тем самым экономическую эффективность эксплуатации.

Внедрение метода разработки с ППД позволяет создавать крупные концентрированные водозаборы (до 24—48 скважин) с производительностью по воде до 200—250 тыс. $м^3$/сут и более. При определении возможных масштабов внедрения этого метода в практику разработки геотермальных месторождений следует ориентироваться на опыт разработки с ППД нефтяных месторождений, а также на опыт захоронения в глубокие водоносные горизонты промышленных стоков. В указанных отраслях отработаны отдельные вопросы технологии освоения нагнетательных скважин, увеличения их приемистости и поддержания ее на заданном уровне, имеются также необходимые технические средства для закачки воды [Буераков и др., 1976]. В определенной мере разработаны также вопросы физико-химического взаимодействия в системе "закачиваемые воды — пластовые воды — водовмещающие породы" и др.

При эксплуатации термальных вод надо учитывать, что при температуре более 70°С они склонны к солеотложению, что приводит к закупориванию теплотехнического оборудования и устьевых частей скважин. Даже при минерализации до 1 г/л при температуре изливающихся вод 100—110°С солеотложение может идти довольно интенсивно, особенно если коллектор сложен карбонатными породами (например, скважины на участке Охурей в Грузинской ССР). Это явление связано с нарушением карбонатного равновесия в процессе выделения растворенной в воде углекислоты в свободную (газовую) фазу. Кроме того, термальные воды, будучи бескислородными, при соприкосновании с воздухом в ряде случаев начинают оказывать сильное коррозионное воздействие на трубы и другое теплотехническое оборудование. Это воздействие усиливается в случае присутствия в воде таких газов, как углекислота и сероводород.

Разработка месторождений с применением метода поддержания пластовых давлений в сочетании с применением теплообменных устройств может способствовать уменьшению указанных выше отрицательных явлений.

Вместе с тем внедрение метода ППД в промышленном масштабе предусматривает решение целого ряда вопросов, в том числе проведение следующих наиболее важных исследований и разработок:

исследование процессов фильтрации и теплопереноса при эксплуатации глубоких водоносных горизонтов с учетом присущей им неоднородности по комплексу фильтрационных, емкостных и теплофизи-

ческих параметров и совершенствование на базе этих исследований методики прогнозирования процессов охлаждения водоносного горизонта и продвижения в нем закачиваемых вод;

разработка рациональных методов разведки месторождений термальных вод и оценки эксплуатационных запасов теплоносителя применительно к эсплуатации с поддержанием пластовых давлений;

исследование физико-химических процессов в системах "отработанные термальные воды (промстоки) — пластовые термальные воды — водовмещающие породы" и оценка их влияния на коллекторские свойства пород продуктивного горизонта;

исследование процессов коррозии и солеотложения при эксплуатации месторождений и теплотехническом использовании минерализованных термальных вод;

разработка рациональных методов освоения нагнетательных скважин, улучшения и поддержания их приемистости в процессе закачки вод;

исследование условий применимости теплообменных устройств при различном составе и температуре термальных вод.

Первоначальную практическую реализацию и экспериментальную проверку полученных решений необходимо осуществлять на сети опытно-промышленных полигонов, количество и размещение которых должно быть обосновано с учетом специфики геолого-гидрогеотермических условий основных перспективных на термальные воды районов страны.

В качестве первоочередных объектов для создания таких полигонов следует рекомендовать разведанные месторождения термальных вод в Предкавказье, промышленное освоение которых сдерживается из-за нерешенности вопросов сброса вод (Лабинское, Кизлярское и др.), участки бурения глубоких параметрических скважин (Каясула, Ачису, Тарумовка) для создания экспериментальных ГеоТЭС на подземных водах с температурой 150—170°С, а также разрабатываемые месторождения, где требуется увеличение ресурсов природных теплоносителей (Ханкальское, Мостовское, Вознесенское и др.). Решение перечисленных выше вопросов позволит уточнить возможные масштабы освоения гидрогеотермальных ресурсов при отработке с ППД и технико-экономические показатели их использования.

Анализ результатов, полученных при оценке запасов, современного состояния техники и технологии разработки геотермальных месторождений, использования природных теплоносителей и их последующего сброса без угрозы загрязнения окружающей среды, показывает, что на ближайшую перспективу первоочередными районами изучения и промышленного освоения термальных вод пластовых водонапорных систем останутся районы развития самоизливающихся вод с температурой более 50°С и минерализацией до 10 г/л. К числу таких районов относятся Предкавказье, Западная Грузия, Южный Казахстан, отдельные участки и площади в пределах Азербайджана и Узбекистана, Равнинного Крыма, юга Западной Сибири, отдельные участки Сахалина.

Термальные воды трещинных водонапорных систем, имея локальное

Таблица 2

Потенциальные запасы термальных вод СССР первоочередного освоения (минерализация до 10 г/л, температура более 50°С). Составили Б.Ф. Маврицкий, А.А. Шпак, Г.К. Антоненко, Т.Б. Гребенщикова, Н.С. Отман

Экономический район и подрайон	Водоносные комплексы, трещинные системы	Способы эксплуатации			
		фонтанный		насосный	
		тыс. м³/сут	млн. Гкал/год	тыс. м³/сут	млн. Гкал/год
Южный: Крымская область	Дат-палеоценовый, нижнемеловой	4	0,05	52	0,5
Закавказский:					
Грузинская ССР	Неокомский	36	0,5	270	5,3
Азербайджанская ССР	От апшеронского до майкопского	6,5	0,1	150	2,1
Северо-Кавказский	Чокрак-караганский, нижнемеловой	103	2,2	630	12,0
Сибирь:					
Западная Сибирь и Тюменская область	Альб-сеноманский, неокомский	102	1,1	2450	27,0
Забайкалье	Неогеновые комплексы и трещинные системы	72	1,1	50	0,5
Дальневосточный:		75	1,1	335	3,5
Сахалинская область	Неогеновые комплексы и трещинные системы, кроме того, запасы парогидротерм	до 50—80 МВт			
Камчатская область	Трещинные системы, кроме того, запасы парогидротерм	450 до 900 МВт	10,7	—	—
Казахстан:					
Западный	Альб-сеноманский, неокомский	15	0,1	135	1,0
Южный	Меловой, юрский, триасовый	210	3,5	1750	25,6
Средняя Азия:					
Узбекская ССР	Меловые комплексы	80	0,7	900	10,0

Примечание. Общие запасы термальных вод по стране: при фонтанной эксплуатации — 1154 тыс. м³/сут и 20,1 млн. Гкал/год; при насосной эксплуатации — 6722 тыс м³/сут и 87,5 млн. Гкал/год, или 12,5 ту.т./год. Общие запасы парогидротерм районов современного вулканизма могут обеспечить работу ГеоТЭС мощностью до 980 МВт.

распространение, могут использоваться для теплоснабжения сельскохозяйственных объектов, населенных пунктов и санаторных комплексов. Их запасы представлены в табл. 2. К районам, где термальные воды найдут широкое применение для теплоснабжения и лечебных целей, относится район БАМ, главным образом в пределах Байкальского рифта. Как показывают данные табл. 1, термальные воды и парогидротермы районов современного вулканизма могут стать важ-

ным источником тепловой и электрической энергии. На Камчатке только наиболее крупные из выявленных термопроявлений при их освоении смогут обеспечить все потребности области в тепле и электроэнергии. То же касается Курильских островов, особенно трех наиболее крупных. Здесь же могут быть созданы местные курорты и бальнеолечебницы на термальных водах самого разнообразного профиля.

По данным института ВНИИКТЭП Госплана СССР потребность в топливно-энергетических ресурсах в целом по СССР в 1990 г.может превысить 3000 млн. т у.т. При этом на перспективные районы развития термальных вод ориентировочно приходится около трети этой потребности. Сопоставление этих значений потребности с приведенными данными о ресурсах термальных вод (с учетом того обстоятельства, что в структуре топливно-энергетического баланса значительная доля ресурсов — 30—40% — расходуется на теплоснабжение) свидетельствует о возможности покрытия в перспективе существенной доли тепловых нагрузок за счет использования термальных вод. Разумное комплексирование видов использования термальных вод — для теплоснабжения, электроснабжения, бальнеологии, извлечения ценных химических элементов, закачки в нефтяные пласты и для других технических нужд — будет способствовать повышению эффективности этой отрасли.

Литература

Буераков А.В., Ильковский К.Б., Шпак А.А. Временные рекомендации по изучению поглощающих горизонтов и проектированию закачки промстоков газодобывающих предприятий. Саратов, 1976. 128 с.

Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966. 343 с.

Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973. 328 с.

Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М.: Наука, 1971. 242 с.

Маврицкий Б.Ф. Ресурсы термальных вод СССР. М.: Недра, 1975. 212 с.

Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2. 323 с.

Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М.: Наука, 1967. 287 с.

Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 263 с.

Шпак А.А. Методические рекомендации по региональной оценке эксплуатационных запасов термальных вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1980. 41 с.

Шпак А.А., Кондачков Ю.М. Оценка показателей разработки геотермальных месторождений с применением методов поддержания пластовых давлений. — Тр. ВНИИЭгазпром, 1976, вып. 1/4, с. 16—21.

УДК 550.361+550.36.004.14

А.В. Щербаков

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КАК МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ДЛЯ ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Проблема поисков перспективных месторождений термальных вод промышленного значения требует всестороннего анализа особенностей формирования, распределения и пространственного изменения их химического состава в различных природных обстановках. Несмотря на широкое распространение термальных вод, содержащих ценные химические компоненты, перспективные их месторождения обычно занимают сравнительно ограниченные районы или площади, характеризующиеся строго определенными геоструктурными, литолого-фациальными и термогидрогеохимическими условиями.

В настоящее время из подземных термальных вод извлекают I, Br, поваренную соль, а в ряде зарубежных стран также соединения B, Li, Rb, Ge и W. Немалое значение приобретают и другие химические элементы — Ba, Sr, Cd, Cs и As, кондиционные содержания которых нередко встречаются в водах этого типа.

Еще в начале текущего столетия русские ученые проявили интерес к изучению содержания в подземных водах ценных микроэлементов. Одним из первых указывал на возможность извлечения B и Br из восходящих термальных источников В.Г. Хлопин [1926].

В развитии геохимии термальных вод в нашей стране большую роль сыграла работа В.И. Вернадского [1934], в которой основное внимание уделяется процессам образования химического состава подземной гидросферы. Подземную воду он рассматривал как своеобразный минерал, жидкая и газообразная фазы которого непрерывно перемещаются в земной коре, соприкасаются, тесно взаимодействуют со всей живой и неживой природой и, наконец, играют огромную роль во всех геохимических процессах, в том числе и в образовании полезных ископаемых. В.И. Вернадский впервые обобщил данные по составу подземных вод, выделил основные химические элементы и их соединения, миграция и концентрация которых тесно связаны с деятельностью природных газоводных растворов.

Однако всестороннее изучение региональных и генетических закономерностей распределения и пространственного изменения состава подземных вод и рассолов как сырья для химической промышленности стало широко развиваться только в 1939 г. во ВСЕГИНГЕО и несколько позже в Лаборатории гидрогеологических проблем имени академика Ф.П. Саваренского.

В результате многолетних работ большой группы ученых (Н.К. Игнатович, В.М. Куканов, Н.А. Плотников, Л.С. Балашов, А.И. Силин-Бекчурин, А.В. Щербаков и др.) удалось выявить общие особенности и факторы распределения минерализации и концентрации микроэлементов в термальных водах европейской части СССР, Западной Туркмении и Средней Азии. Одновременно были выделены

перспективные площади на подземные промышленные воды и впервые дана оценка запасов на отдельных месторождениях йодобромных вод.

Позднее по этой проблеме опубликовано несколько монографических работ [Балашов, 1960; Игнатович, 1948; Силин-Бекчурин, 1949; Токарев, Щербаков, 1956]. Все они посвящены изучению подземных вод отдельных районов территории СССР. Примечательно, что некоторые типы термальных вод артезианских бассейнов имеют весьма высокие концентрации промышленно полезных микроэлементов.

Трудами большого числа геологов и гидрогеохимиков созданы основы учения о геохимической эволюции подземной гидросферы, связанной на протяжении всей геологической истории в питании и вещественном обмене как с подкоровыми пространствами Земли, так и с наземными водами и с осадками атмосферы. Именно воды, в частности термальные, являются важнейшим фактором не только миграции и аккумуляции вещества, но и формирования многих месторождений полезных ископаемых.

Термальные воды высокой минерализации (200—450 г/л) формируются, как правило, при наличии в разрезе осадочного чехла галогенных формаций. Эту закономерность подтверждают контуры распространения наиболее концентрированных термальных рассолов, совпадающие с залежами соли. Накопление хлоридов Br, Sr, Rb, Li и других ценных компонентов в термальных рассольных водах с весьма замедленным движением на значительных глубинах и в разнообразных по фациально-литологическому составу вмещающих породах — распространенное явление, и оно должно объясняться физико-химическими процессами (ионный обмен, гидратация, диффузия и др.), характер которых можно считать достаточно выясненным.

Геохимический процесс, приводящий к обогащению термальных вод редкими и рассеянными микроэлементами, определяется, с одной стороны, свойствами самих химических элементов и их соединений, с другой — специфической обстановкой окружающей среды: повышенным содержанием этих элементов в горных породах, влиянием активных газов (O_2, CO_2, H_2, H_2S и др.), изменением Eh—pH, воздействием температурного фактора совместно с высоким давлением и т.д.

Эффективность выщелачивания ценных микроэлементов из пород, их растворения и накопления в подземных водах (As, B, Li, F, Cs, Rb и др.) зависит от форм ассоциирования этих элементов в породе-источнике (сорбированное состояние, захват внутрь кристаллических решеток или дислокаций кристаллов и т.д.). Переход микроэлементов в водную среду регулируется комплексообразующими свойствами раствора и его ионной силой. Накопление высоких содержаний микроэлементов в подземных рассолах определено фактором времени, т.е. временем взаимодействия породы с омывающими ее подземными водами седиментационных бассейнов.

Научный анализ установленных эмпирически фактов показывает, что наиболее обогащенными микроэлементами являются глубокие термальные рассолы седиментационного генезиса с замедленным

гидродинамическим режимом. Эти рассолы заключены в относительно молодых тектонических областях, например в пределах Альпийской складчатой зоны юга Советского Союза. Рассолы древних солеродных бассейнов представляют также определенный интерес, если области их сосредоточения не ограничены одной лишь соляной толщей, а погружены на значительную глубину, что гарантирует высокие давления и температуры.

С увеличением глубины залегания термальных вод и ростом их минерализации в региональном плане наблюдается резкое повышение концентрации Br, Sr, Li, Rb [Щербаков, 1968]. Повышение давления способствует обогащению, еще большему концентрированию этих компонентов благодаря процессам изоморфного замещения или гидратации. Высокое всестороннее давление, действующее на скелет породы в области погружения, может вызвать переходы акцессорных элементов из кристаллических решеток минералов в окружающую среду, т.е. в высокоминерализованный водный раствор. Для каждой группы химических микроэлементов эти переходы проходят по-разному, но принципиально они означают обмен элементов в пределах двухфазной системы: порода — раствор.

В условиях больших глубин (3—5 км) возможен и процесс растворения под давлением, чем можно объяснить появление в глубоких рассолах щелочных (Li, Rb, Cs) и щелочно-земельных микроэлементов (Sr, Ba и др.). Вероятным источником этих элементов могут служить силикатные полевошпатовые минералы, претерпевшие растворение в местах максимальных давлений (вершины кристаллов, острия обломков и др.) и частично перекристаллизованные в среде рассолов.

О тяжелых металлах известно лишь то, что они не концентрируются в галоидных слоях. Ввиду этого сгущение подземных рассолов должно приводить к увеличению концентраций тяжелых металлов, если последние не подвержены сорбции или соосаждению с второстепенными ингредиентами выпадающих солей (например $CaCO_3$).

Таким образом, седиментационные рассолы оказываются более богатыми такими химическими элементами, как As, B, Pb, F, Li, Cs, Rb и др. по сравнению с рассолами выщелачивания галоидных солей, представленных главным образом солями растворенного галита, редко сильвинита или другими калийными солями.

Большинство редких микроэлементов накапливается одновременно с увеличением концентрации главных макроэлементов. Это иллюстрируется корреляционными зависимостями, которые для изучающихся рассольных месторождений имеют вид достоверных связей [Shcherbakov, Dvorov, 1970]. Чаще всего это квазилинейные регрессии с коэффициентами корреляций 0,4—0,68. Положительные регрессии величин концентраций ряда микроэлементов по минерализации характерны и для седиментационных рассолов, и рассолов выщелачивания в разной степени. Действительно, сгущение рассола неминуемо должно привести к концентрированию малых элементов, с одной стороны, и увеличению ионной силы раствора, с другой, что также способствует переходу большинства микроэлементов из пород в раствор.

Достаточно четко проявляются корреляционные связи концентраций Br, Sr, As, Rb, Pb с величиной общей минерализации растворов. Есть микроэлементы, концентрации которых не коррелируются с общей минерализацией рассолов. Например I, не связанной непосредственно с солевым составом рассолов, контролируется определенными термическими, динамическими и литохимическими условиями, чаще всего отвечающими внутриконтурной зоне нефтяных и газовых залежей.

Не везде и не во всех случаях с минерализацией коррелируется концентрация B. Чаще всего положительной корреляции следует ожидать при анализе соотношений: бор — температура подземных вод. С повышением температуры подземных вод обычно растет концентрация B в глубокозалегающих водах. В связи с этим B может давать самые различные зависимости по общей минерализации. В случае возрастания минерализации рассола в процессе его сгущения концентрация B интенсивно возрастает, особенно на стадии выпадения в твердую фазу галита. Вместе с тем можно встретить и обратную зависимость концентрации рассолов (Южно-Каспийская впадина). Принимая во внимание особенность B создавать при высоких температурах летучие соединения, как органические, так и неорганические, правомерно предположить его глубинное происхождение. Связь бороносных водных растворов с глубокопогруженными морскими породами геосинклинальных областей достаточно очевидна, хотя о способах экстракции бора из пород и последующей миграции его в более высокие горизонты трудно сказать что-либо определенное.

Хлоридные натриево-кальциевые термальные рассолы, омывающие сульфидные полиметаллические месторождения, всегда несут значительные концентрации Zn, Pb, Cu, As, Li, Rb, V и др. Большие величины ионных сил Cl—Na—Ca-рассолов (M=200 г/л), с одной стороны, и отсутствие ионов-осадителей для большинства микроэлементов, с другой, создают наиболее благоприятные условия для накопления последних. Хлор-ион, будучи основным анионом галоидных рассолов, выступает как универсальный лиганд для многих комплексов тяжелых металлов (Pb, Cu, Zn, Cd и т.д.). За исключением соединения Cl с Ag(AgCl), все остальные металлохлоридные комплексы являются достаточно растворимыми, и это способствует достижению значительных валовых концентраций тяжелых металлов в термальных хлоридных рассолах.

Предельные количества микроэлементов часто контролируются степенью метаморфизации (сгущения) рассольных растворов. Это относится как к щелочным (Li, Rb, Cs) и щелочно-земельным металлам (Sr, Ba), так и к некоторым галоидам (I, F). Следует заметить, что для щелочных микроэлементов и бора эта особенность определена отсутствием собственных соединений, способных выпадать в твердую фазу.

Таким образом, концентрирование полезных микроэлементов в природных условиях происходит главным образом в галоидных рассолах высокой минерализации. Как необходимое условие при этом выступают термальность и глубина залегания этих рассолов, а также

приуроченность к труднопроницаемым, обогащенным микроэлементами горизонтам водовмещающих пород или тектоническим зонам.

В области классификации термальных вод имеется много схем, основанных на температурных, химических, генетических и других принципах. Известно, что температура подземных вод отражает возрастные, тектонические, литологические и гидродинамические особенности водовмещающих толщ.

Источники воды и тепловой энергии в верхней части земной коры, как правило, рассредоточены, степень же нагретости подземных вод целиком и полностью зависит от характера теплового поля. Нагрев подземных вод происходит за счет кондуктивного теплообмена с вмещающими толщами, и лишь в редких случаях он обусловлен воздействием восходящих конвективных потоков при внедрении глубинного теплоносителя — магмы и надкритического флюида в водоносные горизонты. Последнее справедливо для водовмещающих толщ, находящихся в сфере влияния остывающих магматических очагов.

При большом разнообразии геотермических обстановок температура подземных вод варьирует в очень широком диапазоне. При составлении классификаций подземных вод по температуре в большинстве случаев учитывались следующие условия: физическое состояние и фазовые переходы воды, влияние температуры на течение биохимических процессов и скорость химических реакций, возможность использования подземных вод для практических целей. Поскольку большинство современных температурных классификаций сходится в определении переохлажденных (ниже 0° C), холодных (ниже 20° C) и теплых (20—37° C) подземных вод, а расхождения в более высокой области температур носят во многом лишь терминологический характер ("умеренно горячие", "весьма горячие" и т.п.), остановимся на десятибалльной шкале температур подземных вод, которая приведена в табл. 1.

Для промышленных и лечебных (бальнеологических) целей наибольшего внимания заслуживает разделение подземных минеральных вод на основе сходства и различий по принципам их практического использования. Если для промышленных подземных вод наиболее важным показателем является содержание ценного элемента, который выгодно из этих вод извлекать, то для специфических вод необходимо учитывать нижние пределы содержания отдельных полезных элементов, которые могут оказывать на организм человека лечебные действия. В табл. 2 приведена классификация промышленных и специфических вод с учетом перечисленных выше соображений.

Рентабельность извлечения ряда ценных элементов определяется не только температурой и составом воды, но и другими условиями. Так, при большой глубине скважин, малом дебите их и глубоком динамическом уровне эксплуатация промышленных вод может оказаться невыгодной. В то же время в благоприятных гидрогеологических условиях (небольшая глубина залегания подземных вод; высокие фильтрационные свойства пород, обеспечивающие большие дебиты скважин; наибольшая глубина динамических уровней от поверхности и т.д.) может оказаться эффективной эксплуатация под-

Таблица 1

Классификация подземных вод по температуре

Балл	Температурные типы вод	Степень нагретости	Шкала температуры, °С	Физические и биохимические критерии температурных границ
1	Переохлажденные	Исключительно холодные	Ниже 0	Переход воды из жидкого состояния в твердое
2	Холодные	Весьма холодные	0—4	При температуре 4°С и нормальном давлении вода обладает наибольшей плотностью
3	"	Умеренно холодные	4—20	Единица вязкости (сантипуаз определена при температуре 20°С)
4	Термальные	Теплые	20—37	Границей между теплыми и горячими водами принята температура человеческого тела (37°С)
5	"	Горячие	37—50	Оптимальная температура для роста анаэробных бактерий
6	"	Весьма горячие	50—100	При температуре 100°С вода переходит в пар при атмосферном давлении
7	Высокотермальные	Умеренно перегретые	100—200	Яркое проявление термометаморфизма (гидролиз карбонатов с выделением CO_2, генерация абиогенного CH_4, H_2S и др.)
8	"	Весьма перегретые	200—375	Процессы углефикации органического вещества и углеводородов; уровень максимальной растворимости SiO_2
9	Флюидные	Исключительно перегретые	375—700	Существование ассоциаций, характерных для газа и жидкости (теряется граница раздела между жидкой и газовой фазами)
10	"	"	>700	Разрыв водородных связей, мономерные молекулы воды группируются вокруг отдельных ионов

земных вод при наличии концентраций ценных элементов меньше указанных в табл. 2. При эксплуатации промышленных подземных вод имеет значение решение вопросов транспортировки их к заводу, сброса отработанных вод и других технико-экономических показателей.

Среди промышленных подземных вод многих районов СССР особое место занимают месторождения Южно-Каспийской впадины (Челекен, Боя-Даг, Нефтечала и др.). Запасы йодо-бромных вод этих месторождений огромны, а ряд их положительных особенностей заставляет обратить на них самое серьезное внимание.

Южно-Каспийская впадина — обширная область тектонического прогибания земной коры, протягивающаяся в субширотном направлении и содержащая множество брахиантиклинальных поднятий. Эта область уникальна не только по размерам, но и по мощности выполняющих ее в прогибах осадочных образований. Мощность мезозойско-кайнозойских осадков, содержащих многопластовые горизонты подземных термальных вод, достигает по геофизическим данным в При-

Таблица 2

Классификация промышленных и лечебных вод

Название вод по микрокомпонентному составу	Компоненты состава	Минимальные концентрации компонента	
		мг/л	%
Воды промышленные для минерального сырья			
Йодные	I	18	$1{,}8\cdot10^{-3}$
Бромные	Br	200	$2\cdot10^{-2}$
Борные	B	250	$2{,}5\cdot10^{-2}$
Стронциевые	Sr	500	$5\cdot10^{-2}$
Литиевые	Li	10	$1\cdot10^{-3}$
Рубидиевые	Rb	5	$5\cdot10^{-4}$
Цезиевые	Cs	1	$1\cdot10^{-4}$
Радиевые	Ra	10^{-5}	$1\cdot10^{-9}$
Воды для лечебных целей			
Йодные	I	5	$5\cdot10^{-4}$
Бромные	Br	25	$2{,}5\cdot10^{-3}$
Борные	B	10	$1\cdot10^{-3}$
Стронциевые	Sr	10	$1\cdot10^{-3}$
Литиевые	Li	5	$5\cdot10^{-4}$
Радиевые	Ra	10^{-8}	$1\cdot10^{-12}$
Мышьяковистые	As	0,5	$5\cdot10^{-5}$
Бариевые	Ba	5	$5\cdot10^{-4}$
Железистые	Fe	20	$2\cdot10^{-3}$

куринской погруженной полосе Южно-Каспийского прогиба 10—12 км, в Западно-Туркменской полосе — 12—15 км и в центральной, наиболее погруженной части Южного Каспия — 20—25 км.

Четко намечается снижение минерализации хлоридных натриевых подземных вод с глубиной залегания. Минерализация этих вод — 30—310 г/л.

Графики распределения ценных элементов по глубине, построенные на основании единичных анализов, показывают, что содержание Br и Sr с глубиной ощутимо уменьшается, B — увеличивается, I в вертикальном разрезе не дает никаких закономерных изменений в концентрации.

В пределах предгорных и межгорных впадин альпийской геосинклинальной области юга СССР промышленные воды встречаются почти повсеместно (Азово-Кубанский, Терско-Кумский и другие артезианские бассейны). В Азово-Кубанском бассейне йодные воды приурочены к песчано-глинистым отложениям меотиса—сармата Западно-Кубанского прогиба. Минерализация воды здесь достигает 70—90 г/л, содержание йода — 50—60 мг/л. Отмечается повышенное содержание аммония — до 140 мг/л. Содержание других ценных элементов в воде незначительное.

Термальные воды Терско-Кумского бассейна содержат значительно меньшие концентрации йода, но зато в их составе присутствуют другие ценные элементы. Минерализация этих вод — 20—130 г/л.

Наиболее перспективной для добычи и переработки промышленных вод является территория, прослеживающаяся в восточной части Русской платформы между р. Волгой и Уральским хребтом. Этот район выполнен мощной (до 400 м и более) толщей палеозойских пород, представленных преимущественно карбонатными и в меньшей степени терригенными отложениями. Максимальная минерализация хлоридных натриевых вод 300—325 г/л (Марпосад — на глубине 1 800 м в породах среднего девона; Мозырь — на глубине 2600—2800 м в породах верхнего девона). С водами восточных районов связаны высокие содержания Br — от 250 до 2000, Sr — от 190 до 1 300, I — от 10 до 75 мг/л.

В маточных рассолах, вскрытых скважинами в толщах соляных куполов Урало-Эмбинского района на глубине 850 м, были обнаружены хлоридные магниевые подземные воды с минерализацией 450 г/л и максимальным содержанием брома 15 г/л.

Особый интерес представляет территория Восточно-Сибирской платформы, где рассольные воды встречены в верхнерифейских и нижнекембрийских (Ангарский бассейн), юрско-триасовых (Якутский бассейн) и каменноугольно-девонских отложениях (Хатангский бассейн). Наиболее крепкие хлоридные кальциевые рассолы распространены в соленосных, преимущественно карбонатных нижнекембрийских отложениях Присаяно-Енисейской и Прибайкало-Ленской синеклизы, в среднекембрийских доломитах Тунгусской синеклизы и верхнерифейских отложениях Анабарской антеклизы. Концентрация рассолов, залегающих здесь на глубине от 400 до 3 000 м, достигает 350—600 г/л.

Поисковые критерии на термальные воды промышленного значения — это определенные предпосылки и признаки, базирующиеся на широкой геологической, гидрогеологической и термогидрогеохимической основе, позволяющей изучать и подмечать парагенетические связи между вещественным составом водовмещающих пород, их возрастом, термической и геохимической средой, с одной стороны, и сопутствующими им подземными водами с различным ионно-солевым и газовым составами — с другой. Научный анализ указанных парагенетических связей позволит оценить возможность накопления в данных условиях высоких концентраций ценных химических элементов.

При рассмотрении поисковых критериев на термальные воды промышленного значения необходимо выделить (по степени вероятности): 1) поисковые предпосылки и 2) поисковые признаки.

Главнейшими предпосылками для поисков месторождений термальных вод промышленного значения являются: геоструктурные, гидродинамические, фациально-литологические, стратиграфические, геоморфологические, гидрохимические, термобарические и др. Рассмотрим кратко их особенности.

Геоструктурные предпосылки. Весьма благоприятной геоструктурной обстановкой для формирования термальных вод промышленного значения являются раскрывающиеся геологические структуры: а) областей современной вулканической деятельности, где соединения B, As, Rb и Cs выносятся на поверхность земли вместе с парами и гидротермами; б) предгорных прогибов и межгорных впадин — районов локализации галогенов, рудных минералов, нефтей, газов и органического вещества.

Гидродинамические предпосылки. В земной коре химические элементы, в том числе редкие и рассеянные, беспрерывно мигрируют, что связано в основном с гидродинамическими условиями мобильных геологических структур. Наиболее ярко проявляется миграция термальных вод различного химического состава в геосинклинальный период развития, когда из вулканов и фумарол происходит выделение значительного количества глубинных газоводных растворов.

Особые гидродинамические условия характерны для межгорных впадин и предгорных краевых прогибов с имеющимися в их пределах структурными поднятиями (купола, брахиантиклинали и др.). Эти структурные поднятия на фоне общего погружения межгорных и предгорных прогибов занимают особое место, как наиболее ярко выраженные участки подземного дренажа, в сторону которых напорные термальные воды часто поднимаются по водоносным горизонтам и тектоническим нарушениям из тектонических депрессий.

Стратиграфические и фациально-литологические предпосылки. На размещение термальных рассолов с высоким содержанием Br, I, Sr большое влияние оказывают галогенные фации нижнекембрийского, девонского и верхнеюрского возрастов. С галогенными осадками юрского возраста (солями калия, магния, гипсами, ангидритами) связан ряд месторождений боратов в Германской Демократической Республике и у нас в Прикаспии.

Геоморфологические предпосылки. Области разгрузки термальных вод, обогащенных Br, Sr, I и др., часто приурочиваются к пониженным участкам, например погребенным формам рельефа (долины рек, озерные впадины, бассейны морей и др.). Разгружающиеся глубокие воды и рассолы могут отлагать соляные осадки, иногда замещающие сопряженные породы.

Известны исключительные случаи внедрения термальных рассолов в пресные речные воды в долине Волги и Камы. Значительные разгрузки глубинных рассолов и нефти наблюдаются в речной аллювий в Пенсильванском нефтеносном бассейне (США), а также непосредственно через морское дно (Красное, Каспийское моря и др.).

Гидрохимические предпосылки. Химический состав термальных вод оказывает большое влияние на переход микрокомпонентов из твердой фазы в жидкую, а также на их миграцию в подземной гидросфере. Известно, например, что в хлоридно-гидрокарбонатных натриевых водах, обогащенных углекислотой, бора, йода и фтора больше, чем в хлоридно-кальциевых водах. Соосаждение бора и радия из термальных вод происходит при участии гидроокиси железа и марганца, карбонатов кальция и др. Бор осаждается карбонатами кальция из водной среды вследствие близости размеров ионных радиусов CO_3^{2-} и BO_3^{2-}.

Термобарические предпосылки. Температура подземных вод способствует растворимости минералов и определяет распределение летучих элементов (B, F, I и др.) между жидкой и газообразной фазами. Поэтому термальные воды в большинстве случаев более насыщены ценными компонентами, чем холодные или теплые. Так, присутствие

5. Зак. 658

Таблица 3

Требования к промышленным водам, содержащим I, Br, B

Извлечение	Минимальные концентрации, мг/л			Щелочность, мг-экв/л	Максимальные концентрации, мг/л		
	I	Br	B		нафтеновых кислот	галоидопоглощения	нефти
Только I	18	—	—	30	600	80	40
Только Br	—	250	—	10	600	80	40
I и Br	10	200	—	1	600	80	40
I, Br и B	10	150	500* 200**	—	600	80	40

* В виде B_2O_3 для получения буры.
** В виде B_2O_3 для микроудобрения.

значительных количеств бора в термальных рассолах чаще всего связано с повышенными температурами. На примере рассолов Южно-Каспийского бассейна видно, что наиболее бороносными являются глубокие высокотермальные воды. Выше по разрезу содержание бора быстро падает.

Давление в породах проявляется не столько своим непосредственным влиянием на растворимость фтор-, бор- и йодсодержащих соединений в породах, сколько способностью удерживать в водных растворах определенное количество летучих соединений. Высокое давление препятствует процессу выделения летучих соединений. Сильно пониженное давление, наоборот, вызывает быстрое выделение летучих компонентов (B, I, F, CO_2 и др.).

Прямые поисковые признаки на промышленные термальные воды — повышенное содержание в них микрокомпонентов. Для некоторых типов подземных вод разработаны требования, определяющие минимальные концентрации ценных элементов в подземных водах промышленного значения. В табл. 3 приведены требования, утвержденные Госхимкомитетом при Совете Министров СССР от 31 мая 1960 г.

Таким образом, вопрос о целесообразности эксплуатации промышленных подземных вод должен решаться по совокупности всех условий; при этом могут быть отступления от указанных выше кондиций по концентрациям ценных элементов в зависимости от показателей по дебиту скважин и глубине динамического уровня.

В заключение следует отметить, что только учет геоструктурных и термогидрогеохимических условий региона, а также всесторонний анализ природных факторов позволяет гидрогеологу подойти к решению генезиса месторождений термальных вод. Генетическая же характеристика месторождений, безусловно, необходима для направления поисков, разведки и эксплуатации таких вод.

Литература

Балашов Л.С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн. М.; Л., 1960. 279 с. (Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР; Т. 25).

Бондаренко С.С., Плотников Н.А. Исследования ресурсов промышленных подземных вод. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии. Минск: Наука и техника, 1978, с. 43—51.

Вернадский В.И. История природных вод. — В кн.: История минералов земной коры. Л.: Госгеохимиздат, 1934, т. 2, ч. 1, с. 201—403.

Игнатович Н.К. Гидрогеология Русской платформы. М.: Госгеолиздат, 1948. 333 с.

Силин-Бекчурин А.И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. М.; Л., 1949. 159 с. (Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР; Т. 4).

Токарев Н.А., Щербаков А.В. Радиогидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 263 с.

Хлопин В.Г. Бор. — В кн.: Нерудные ископаемые. М., 1926, т. 1, с. 91—98.

Щербаков А.В. Оценка эксплуатационных ресурсов йодо-бромных вод на Челекене. М., 1945. 112 с. (Изв. ВГФ; Вып. 1).

Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.

Shcherbakov A.V., Dvorov V.I. Thermal waters as a Source for Extraction of Chemicals. — Geothermics, 1970, vol. 2, p. 1636—1639.

УДК 550.361+550.36.004.14

В.В. Иванов

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В КУРОРТНОМ ДЕЛЕ СССР

Последние десятилетия характеризуются быстрым ростом использования в СССР минеральных и в том числе термальных вод. Это обусловлено в первую очередь интенсивным развитием курортного дела — строительством новых и расширением действующих курортов и санаториев, созданием многих местных бальнеолечебниц, санаториев-профилакториев и пансионатов. На многих курортах расширяется использование термальных вод в теплоэнергетических и хозяйственных целях (для отопления зданий санаториев и бальнеолечебниц, теплиц, парников и др.).

За последние 20 лет число используемых месторождений минеральных вод в курортном деле СССР возросло примерно в 2 раза: если в 1963 г. использовалось 288, то сейчас более 550 месторождений. Среди них месторождения с термальными водами, температура которых превышает 35°С, составляют 40—50%.

Температура вод, как известно, один из важнейших факторов, определяющих возможности применения (технику подготовки) любых типов вод для бальнеологического (наружного) применения, и имеет решающее значение для использования их в целях теплофикации. Для бальнеологического использования наиболее удобны горячие воды с температурой 35—42°С, которые не требуют специальных мер ни для подогрева, ни для охлаждения. Воды теплые (20—35°С) применяются без дополнительного подогрева только для купаний в бассейнах и для хозяйственно-бытовых целей. Воды очень горячие (42°С и более) могут использоваться в бальнеологических целях

только с предварительным охлаждением, что для некоторых типов вод связано с серьезными трудностями.

В пределах территории СССР с ее исключительно разнообразным геологическим строением и гидрогеологическими условиями известны все главнейшие типы термальных вод, формирующихся в различных геохимических обстановках земной коры. Естественно, что значение и возможности практического использования разных по химическому составу, генезису и температуре групп термальных вод в бальнеологических и теплоэнергетических целях далеко не одинаковы.

В пределах территории СССР выделяются шесть основных групп термальных вод, которые в различных масштабах распространены и во многих других странах.

Области современного активного вулканизма. В них формируются две главные, весьма характерные по своему генезису и химическому составу группы термальных вод.

Кислые фумарольные термы образуются в сфере влияния активных магматических очагов под влиянием вулканических газов. В зависимости от состава и условий поступления указанных газов формируются две разновидности названных терм. Фумарольные термы глубинного формирования, образующиеся в результате насыщения подземных вод на глубине вулканическими высокотемпературными (сотни градусов) газами сложного состава (HCl, HF, H_2S, SO_2, B и др.), имеют обычно сульфатно-хлоридный состав, содержат свободные H_2SO_4 и HCl, очень высокие концентрации Fe и Al, иногда обладают очень высокой минерализацией.

При поступлении в воды вулканических газов, уже "профильтрованных" на глубине через подземные воды и содержащих в основном только CO_2 и H_2S, возникают фумарольные термы поверхностного формирования, сульфатные, содержащие только свободную H_2SO_4.

Все фумарольные термы образуются за счет геологически современных атмосферных вод, анионный состав которых определяется составом вулканических газов, а сложный катионный состав (Fe, Al, Ca, Na и др.) — выщелачиванием кислыми термальными растворами вулканических пород.

Охарактеризованная группа необычных термальных вод представляет интерес только для бальнеологического использования при условии, конечно, своей доступности. Эти термы широко применяются в лечебных целях в Японии, в СССР — только в бальнеолечебнице Кислый Ключ на о. Кунашир. Для теплоэнергетического использования они интереса не представляют.

Азотно-углекислые термы — это в основном хлоридные натриевые, низкоминерализованные, обычно высококремнистые (H_2SiO_3 более 100 мг/л), часто с большим содержанием бора, высокотермальные воды (до 200°С и выше). Они формируются в глубинных восстановительных условиях в вулканических и вулканогенно-осадочных породах, выходят на поверхность во многих областях современного вулканизма (Новая Зеландия, Исландия, Япония, Камчатка, Курильские острова и др.) по тектоническим разломам в виде естественных кипящих источников (в частности, гейзеров) и вскрыты в последние десятилетия в ряде вулканических областей скважинами на глубинах от 300 до 1 200 м. Образование этих терм происходит за счет атмосферных и частично, возможно, остатков древних метаморфизованных морских вод в результате сочетания ряда сложных взаимосвязанных процессов (поступления глубинных магматических и метаморфических газов, выщелачивания горных пород, восстановления сульфатов и др.).

Ввиду часто очень большого дебита и температуры эти термы представляют наибольший интерес для теплоэнергетического использования — создания геотермальных электростанций (Паужетская на Камчатке и др.). Они успешно используются для отопления жилых зданий, теплиц и других хозяйственных целей, могут также эффективно применяться в бальнеологических целях.

Области развития молодых глубинных магматических и термометаморфических процессов четвертичной и позднетретичной интрузивной и вулканической деятельности. В них широко развиты углекислые термы.

Углекислые термы формируются обычно на значительных глубинах, в условиях повышенного теплового режима недр, в разнообразных горных породах в результате обогащения подземных вод CO_2 в основном термометаморфического происхождения. Ионный состав этих терм весьма разнообразен и определяется исходным составом подземных вод, которые могут иметь самое различное происхождение, и составом пород, выщелачиваемых углекислыми термами. Минерализация углекислых терм может быть весьма различной — от нескольких до десятков и сотен граммов в литре.

Среди анионов характерным компонентом углекислых терм умеренной минерализации являются гидрокарбонаты, при высокой минерализации — хлориды (морского происхождения); в катионном составе терм преобладает Na, за ним обычно стоит Ca. Многие углекислые термы содержат в повышенных концентрациях H_2SiO_3, иногда Fe и As, которые ими заимствуются из горных пород. Большинство углекислых терм содержит весьма большие количества CO_2 (до десятков граммов в литре). При выходе их на поверхность в скважинах часто возникает мощный газлифт, с одной стороны, сильно повышающий водоотдачу скважин, с другой — вызывающий интенсивную дегазацию вод.

Во многих областях СССР углекислые термы образуют крупные (преимущественно, однако, локальные) месторождения, служащие базой ряда известных бальнеологических курортов (Пятигорское, Железноводское, Джермукское, Анваканское, Исти-Су, Аршанское и др.).

Углекислые термы — одна из наиболее ценных групп лечебных вод, широко используемых как для наружного, так и для внутреннего применения. Для теплоэнергетического использования они интереса не представляют.

Области, в которых молодые и современные магматические и термометаморфические процессы отсутствуют. В этих областях формируются три характерные группы термальных вод, существенно отличающиеся и по генезису, и по химическому составу от вышеохарактеризованных групп терм.

Главнейшие группы термальных вод СССР

Термы	Породы, в которых формируются воды	Основной газовый состав	Обычная минерализация, г/л	Основной ионный состав: анионы	Основной ионный состав: катионы	Специфика	pH	Характерные представители
Кислые фумарольные								
Поверхностного формирования	Вулканические	CO_2, H_2S	До 7,5	SO_4	Fe, Al, Na, Ca	H_2SO_4	1,0—5,5	Менделеевские
					NH_4, H	H_2SiO_3		Сернозаводские
Глубинного формирования	"	CO_2, следы H_2S	До 25	SO_4, Cl	Fe, Al, H, Na	H_2SO_4	<3	Верхнеюрьевские
					Ca	HCl	Иногда < 1	Кислый Ключ
						H_2SiO_3		Головнинские
Азотно-углекислые	Вулканические и вулканогенно-осадочные	CO_2, N_2	До 5	Cl	Na	H_2SiO_3	На глубине	Паужетские
						HBO_2	< 7	Гейзерные
							На поверхности > 8	Горячий Пляж
Углекислые	Изверженные, вулканические и метаморфические	CO_2	До 5	HCO_3, SO_4	Na	H_2SiO_3	< 7	Налачевские
				Cl	Na, Ca	иногда As		Пущинские
	Осадочные, прорванные массивами интрузивных пород	CO_2	До 7	Cl, HCO_3	Na	H_2SiO_3	То же	Пятигорские
				SO_4	Na, Ca			Джермукские
								Исти-Су
				Cl, HCO_3	Na	"	"	Ессентукские
	Осадочные нормальной солености	CO_2	4	Cl	Na, Ca			Нагутские
Азотные слабоминерализованные щелочные	Граниты	N_2	До 1,5	HCO_3, SO_4	Na	H_2SiO_3, F	> 8	Кульдурские
				Cl	Редко Na, Ca	Иногда Rn, HS		Горячинские
								Белокурихинские
								Ходжа-Оби-Гармские
	Другие изверженные и метаморфические	N_2	До 2	То же	То же	H_2SiO_3	>8	Паратунские
						Иногда HS		Тальские
	Хорошо промытые осадочные песчано-глинистые и карбонатные	N_2	До 2	"	"	Редко Rn	> 7	Ташкентские
								Черкесские
								Лабинские
								Цхалтубские
Азотно-метановые и метановые	Осадочные нормальной солености	N_2, CH_4, CH_4	До 35	Cl	Na, Ca	—	6,5—8,0	Западно-Сибирские
				HCO_3, Cl	Na			Майкопские
	Засоленные осадочные	CH_4	35—500	Cl	Na, Ca	—	4,0—7,8	Чартакские
					Mg, Ca			Азизбековские
								Керкитагские
Сульфидные сложного газового состава	Осадочные битуминозные преимущественно карбонатные	CH_4	До 35	Cl	Na	H_2S, HS	6,7—8,7	Мацестинские
		H_2S, CO_2, N_2		Cl, HCO_3	Na, Ca			Талгинские
								Шиховские

Азотные слабоминерализованные щелочные термы широко распространены во многих областях новейших тектонических движений (высокой сейсмичности), где они образуют, главным образом в изверженных (граниты) и вулканических породах, многочисленные месторождения трещинно-жильных вод. Они характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (H_2SiO_3 + $HSiO_3$ до 100—140 мг/л) и известны как кремнистые термы. В гранитах они нередко обогащены F и Rn, иногда HS.

В массивах кристаллических пород ресурсы месторождений этих терм ограниченные (до 15—20 л/с, редко выше).

В СССР эти термы представлены многочисленными месторождениями (Кульдурское, Тальское, Горячинское, Белокурихинское, Ходжа-Оби-Гармское и др.).

В глубоких, хорошо промытых горизонтах осадочных отложений

предгорных и межгорных артезианских бассейнов формируются аналогичные слабоминерализованные термальные воды, но с низким содержанием H_2SiO_3 и обычно ничтожными концентрациями F и Rn (Приташкентский бассейн, месторождения Черкесское, Мостовское, Лабинское, Цхалтубо и др.). Ресурсы этих пластовых и трещинно-пластовых вод значительные.

Термы эти широко используются в бальнеологических целях, а благодаря большим дебитам и высокой температуре — и для теплофикации. Благоприятный устойчивый химический состав этих терм допускает прямое использование их (без теплообменников) в отопительных системах, а после них и в лечебных целях — в ваннах и бассейнах (например, курорт Кульдур).

Азотно-метановые и метановые термы — это наиболее широко распространенная группа термальных вод глубоких горизонтов арте-

зианских бассейнов платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, формирующихся в различных по составу осадочных отложениях за счет, как правило, древних метаморфизованных морских вод, часто в различной степени разбавленных водами атмосферного происхождения (бассейна Западно-Сибирский, Азово-Кубанский, Терско-Кумский, Ферганский и др.).

По составу это хлоридные натриевые (и кальциево-натриевые), реже гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией, обычно не превышающей минерализации океанических вод (35 г/л). Во многих пунктах эти высоконапорные самоизливающиеся высокодебитные воды выводятся глубокими скважинами (с дебитами до 20—30 л/с) и используются для лечения на многих курортах и в бальнеолечебницах (Нальчик, Саки, Талица, Тюмень, Майкоп, Махачкала и др.). Воды пригодны и частично используются (с применением теплообменников) также для теплофикации.

Значительно меньше в этой группе терм распространены (в соленосных отложениях) хлоридные рассолы разнообразного катионного состава, иногда очень высокой минерализации — до нескольких сотен граммов в литре (Челекенские, Керкитагские и др.). Рассолы могут применяться в бальнеотехнических целях только при сильном разведении другими слабоминерализованными водами.

Сульфидные, метановые и более сложного газового состава термы по геологическим условиям распространения и формирования химического состава близки предыдущей, но отличаются высоким содержанием сульфидов (H_2S + HS), достигающим 400—600, а иногда и 1 000 мг/л. Это хлоридные или гидрокарбонатно-хлоридные, бессульфатные, натриевые, реже кальциево-натриевые термы с минерализацией преимущественно до 25—35 г/л (Мацеста, Талги, Шихово, Усть-Качка и др.). Значительно реже формируются крепкие сульфидные рассолы с минерализацией более 100—150 г/л и содержанием сульфидов более 200—300 мг/л (например, Гаурдагские). Накопление сульфидов в рассматриваемых термах при умеренных их температурах (до 60—70°С), как и для холодных вод, объясняется биохимическими процессами восстановления сульфатов (преимущественно в битуминозных карбонатных породах, не содержащих железа и других металлов), а в более высокотермальных водах, наиболее вероятно, химическими процессами восстановления сульфатов или разложения сероорганических соединений.

Сульфидные термальные воды — исключительно важная группа вод для бальнеологического использования, но в теплоэнергетическом отношении они не представляют интереса.

Краткая сравнительная характеристика перечисленных основных групп природных термальных вод приведена в таблице.

В заключение необходимо отметить, что рациональная плановая эксплуатация любых месторождений термальных вод возможна как известно, только на основе их эксплуатационных запасов, утвержденных в ГКЗ СССР (или в ТКЗ). К сожалению, в ряде мест, и в частности на Северном Кавказе, до настоящего времени имеются случаи ввода в эксплуатацию месторождений термальных вод без утверждения их

запасов, только на основе данных кратковременных выпусков. Между тем, выведение больших количеств термальных вод скважинами из глубоких горизонтов или трещинных зон может вызывать серьезные нарушения в ранее существовавшем режиме их месторождений и приводить к длительному нестационарному их фонтанированию. При этом чем больше дебит выведенных вод, тем значительнее могут быть нарушения их режима и тем более необходимы длительные опытные работы для оценки их эксплуатационных запасов гидравлическим методом. Поэтому крайне необходимо, чтобы масштабы опытных выпусков термальных вод находились в полном соответствии с будущей реальной потребностью в этих водах и вполне достоверно обосновывали их возможные эксплуатационные запасы.

Большие трудности возникают часто при использовании в курортных целях весьма ценных высокотермальных (более 50—60°С) углекислых вод, из которых вследствие их интенсивной дегазации (выделения спонтанной CO_2) может происходить выпадение карбонатов кальция (травертинообразование). В результате могут очень быстро закупориваться как оголовки скважин и идущие от них трубопроводы, так и верхние части эксплуатационных колонн скважин.

Наиболее эффективным способом борьбы с этим опасным процессом является устройство (в скважинах) специальных подземных теплообменников, в которые могут направляться (по межтрубным пространствам на глубину нескольких десятков метров) холодные поверхностные пресные воды. В результате охлаждения термальных вод (до 40—42°С) обычно может быть прекращено травертинообразование, бальнеолечебницы получают кондиционную для ванн углекислую воду, а курорты — горячие пресные воды для хозяйственных целей. Этот способ был успешно проверен в курортной практике.

При комплексном использовании термальных вод интересы бальнеолечения и теплофикации могут расходиться: для лечебного применения наиболее ценны воды, не требующие специальных приспособлений для их охлаждения, а для теплофикации, наоборот, наиболее горячие воды. Лишь только азотные слабоминерализованные щелочные термы допускают при достаточной температуре их последовательное использование: сначала в теплофикационных системах, потом для бальнеолечения.

Вместе с тем следует иметь в виду, что в соответствии с существующими в СССР законоположениями водные объекты, отнесенные в установленном порядке к категории лечебных, должны использоваться прежде всего для лечебных и курортных целей.

УДК 553.7.031.2(575.4)

Я.А. Ходжакулиев, В.Ф. Борзасеков, Х. Бабаев

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА В ТУРКМЕНСКОЙ ССР

Рассматриваемый район образуют два крупных геотектонических элемента: южная часть Туранской плиты (эпипалеозойская платформа) и альпийская складчатая область.

В пределах Туранской плиты выделяются следующие крупные тектонические элементы: Центрально-Каракумский свод, Бахардокский склон, переходящий к югу в Предкопетдагский прогиб и Амударьинскую синеклизу, объединяющую Амударьинскую и Мургабскую впадины. Указанные крупные тектонические элементы осложняются тектоническими элементами II порядка (Чарджоуская, Багаджинская, Беурдешикская, Бадхыз-Карабильская ступени; Заунгузский, Хивинский прогибы, Сандыкачинская зона прогибов; Зеагли-Дарвазинское, Марыйское, Учаджинское блоковые поднятия; Кушкинская зона поднятий).

В геологическом строении региона принимают участие метаморфизованные породы палеозойского фундамента, отложения промежуточного пермо-триасового комплекса и осадочный чехол мезозойско-кайнозойской группы, представленный терригенными, соленосными и карбонатными отложениями. Основную часть разреза осадочного чехла территории составляют меловые и юрские отложения. Характерной особенностью последних является наличие мощной (до 800—1 000 м) соленосной толщи верхнеюрского возраста. Ареал соленакопления охватывает подавляющую часть Амударьинской синеклизы, лишь в пределах ее бортов соленосная толща выклинивается. Фундамент имеет блоковое строение и залегает на глубинах от 2—3 (Центрально-Каракумский свод) до 12—16 км в наиболее погруженных частях региона (Хивинский, Сандыкачинский, Предкопетдагский прогибы).

Геотермические исследования альпийской складчатой области были проведены в пределах Копетдага и восточной части межгорной Южно-Каспийской депрессии Западно-Туркменской впадины.

Копетдагское горно-складчатое сооружение по тектоническим особенностям разделяется на Западный и Центральный Копетдаг. Граница между этими районами проводится многими исследователями по линии Арчман—Нохур, в зоне смены левосдвиговых дислокаций Западного Копетдага правосдвиговыми Центрального Копетдага. В течение юрского, мелового и палеогенового этапов развития территория современного Копетдага испытывала преимущественно прогибание, в отдельные моменты нарушаемое частными поднятиями. Начиная с неогенового этапа здесь происходит энергичное воздымание и складкообразование. От прилежащей с севера эпипалеозойской платформы Копетдаг отделен региональной зоной глубинного разлома, с которой связано возникновение складок Передовой цепи.

Центральный Копетдаг испытал большую амплитуду поднятия, приведшую к глубокой эродированности его вплоть до мальм-нео-

Таблица 1

Геотермический режим Каракумского региона

Район	Температура на уровне гипсометрического среза, °С			
	1 000 м	2 000 м	3 000 м	4 000 м
Центрально-Каракумский	58—70	90—109	125	—
Ачакский	56—63	84—90	—	—
Заунгузский	52—54	81—83	108—109	130—135
Багаджинский	60—61	88—92	112—116	135—140
Сандыкачинский	48—52	78—85	112—118	139—143
Бадхыз-Карабильский	54—60	86—100	117—125	—
Кушкинский	58—65	92—99	131	—
Бахардокский	54—62	85—101	115—127	148—157
Предкопетдагский	47—52	69—87	108—118	141—155

комских карбонатных отложений. Карбонатно-терригенный комплекс нижнего и верхнего мела сохранился только в отдельных синклинальных структурах. Разрез Западного Копетдага представлен мощной серией мезозойско-кайнозойских отложений, включающей карбонатную толщу верхней юры и неокома, песчано-глинистые образования апта—сеномана, карбонатно-глинистую толщу верхнего мела и песчано-глинистые осадки палеогена и неогена.

Поднятие Копетдагской складчатой области в неогеновую эпоху сопровождалось интенсивным погружением Западно-Туркменской впадины и накоплением мощных (до 10 000 м) песчано-глинистых толщ плиоценового возраста.

В современной структуре Западно-Туркменской впадины выделяют Прибалханскую и Гограньдаг-Окаремскую зоны поднятий, Мессерианскую складчатую зону, Кизилкумский и Келькорский прогибы.

На рассматриваемой территории по типу геотермического режима выделяются регионы, соответствующие основным геотектоническим элементам: Каракумский (эпипалеозойская платформа), Копетдагский (горноскладчатая область) и Западно-Туркменский (межгорная альпийская впадина).

Геотермические условия Каракумского региона освещались в работах В.Н. Корценштейна, В.Ф. Борзасекова, Ю.Р. Каграманова, В.В. Колодия, Л.Г. Соколовского, С. Шабердыева, Я.А. Ходжакулиева, Х. Бабаева и некоторых других авторов.

Анализ распределения температур на разных гипсометрических уровнях (табл. 1) позволил установить особенности геотермического режима отдельных районов рассматриваемого региона. Наиболее высокими значениями температур на всех гипсометрических уровнях характеризуются Центрально-Каракумский свод, Кушкинская зона поднятий и Бахардокский склон.

Геотермический градиент этих районов по литолого-стратиграфическим комплексам также характеризуется максимальными величинами: в палеогеновых отложениях — 42—81, в верхнемеловых — 32—48, в нижнемеловых — 29—46 и юрских 33—38 мК/м.

Средний диапазон температур отмечен в районах Бадхыз-Карабильской ступени и Ачакского вала. Величина геотермического градиента в палеогеновых отложениях — 28—41, в верхнемеловых — 30—40, в нижнемеловых — 31—35 и в юрских — 14—34 мК/м. Следует отметить, что высоко- и среднетемпературные зоны региона соответствуют областям относительно неглубокого залегания фундамента (1—5 км), который, являясь мощным проводником глубинного тепла, способствует формированию напряженной температурной обстановки в осадочном чехле указанных тектонических элементов.

Наиболее низкие значения температур отмечаются в пределах Сандыкачинской зоны прогибов, Хивинского и Заунгузского прогибов. Относительно низкими значениями характеризуются и геотермические градиенты литолого-стратиграфических комплексов: палеогена — 27—31, верхнего мела — 28—33, нижнего мела — 25—28, юры — 13—20 мК/м. Основная особенность этих тектонических элементов — большая мощность осадочного чехла и соответственно глубокое залегание кристаллического фундамента (более 8 км), что, по-видимому, является одной из основных причин, обусловливающих низкие значения геотермических параметров названных территорий.

В отличие от рассмотренных зон территории Предкопетдагского прогиба и Багаджинской ступени характеризуются нестабильным геотермическим режимом. В Предкопетдагском прогибе примерно до глубине 2000 м (выше кровли палеогеновых глин) фиксируются наиболее низкие значения температур (см. табл. 1) для всего изучаемого региона. Этот факт можно объяснить не только глубоким залеганием фундамента (12—16 км), но и наличием в разрезе мощной (900—1500 м) глинистой толщи палеогена. "Теплоизолирующие" свойства глин способствуют формированию низких температур в верхней части разреза и высоких температур в меловых и юрских отложениях.

Геотермический градиент палеогеновой глинистой толщи в этой области изменяется в диапазоне 26—37 мК/м.

В пределах Багаджинской ступени наблюдается обратная картина. Если в верхней части разреза наблюдается высокий темп роста температур (до глубины 2500 м), то в нижней — резкое его падение. Это может быть объяснено наличием в этой районе мощной соленосной толщи верхней юры, способствующей "оттоку" глубинного тепла в надсолевую часть и "охлаждению" подсолевой части разреза. Геотермический градиент соленосной толщи не превышает 14—15 мК/м.

Таким образом, анализ распределения температур по основным срезам глубин и по разрезу показал, что максимальные их значения приурочены к областям наиболее приподнятого залегания фундамента (Центрально-Каракумский свод, Бахардокский склон, Кушкинская зона поднятий). В других районах с более глубоким залеганием фундамента градиент температуры с глубиной и по площади изменяется в основном в зависимости от мощности "теплоизолирующей" глинистой толщи палеогена и "теплопроводящей" соленосной толщи верхней юры, а также тектонической активности глубинных разломов.

Изученность Копетдага в геотектоническом отношении еще чрезвычайно мала. До 60-х годов о геотемпературном режиме Копетдага

Таблица 2

Геотермический режим Копетдага и Западно-Туркменской впадины

Район	Температура на уровне гипсометрического среза, °С			
	1000 м	2000 м	3000 м	4000 м
	Копетдаг			
Центральный Копетдаг	35—44	54—57	—	—
Западный Копетдаг	47—53	67—78	90—98	—
	Западно-Туркменская впадина			
Восточно-Прибалханский	40—48	62—78	80—87	—
Гограньдаг-Окаремский	41—44	56—64	79—85	—
Центральноприбалханский	35—42	54—57	70—75	84—94
Каспийский	30—36	45—49	56—63	67—77

судили только по замерам температур источников, выклинивающихся в зонах Главного Копетдагского разлома и крупных диагональных нарушений. Начиная с 60-х годов, в Копетдаге был проведен некоторый объем термометрических исследований в скважинах, пробуренных при гидрогеологической съемке, поисках минеральных и промышленных вод (А.В. Кудельский, С.Н. Алехин, М.Р. Милькис и др.). Обобщенные данные по геотермическим условиям и термальным водам Копетдага приведены в работах А.В. Кудельского [1973] и В.Ф. Борзасекова [1975].

Анализ распределения температур на разных гипсометрических уровнях (табл. 2) четко подчеркивает различие геотемпературного режима Центрального и Западного Копетдага. В Центральном Копетдаге температуры ниже, чем в Западном, и эта разница температур возрастает по мере перехода от верхнего к нижним гипсометрическим срезам. Величина геотермического градиента отдельных литофациальных толщ определяется прежде всего литологическим типом пород. Максимальные значения градиента (25—42 мК/м) отмечаются в турондатской глинисто-мергельной толще, повышенные — в аптсеноманской песчано-глинистой (20—37 мК/м) и минимальные 20—26 мК/м) — в карбонатных отложениях мальма—неокома. При этом величина градиента неокомских отложений на Западном Копетдаге несколько выше, чем на Центральном (соответственно 20—26 и 10—23 мК/м).

Различие в тепловом режиме Центрального и Западного Копетдага можно объяснить воздействием двух факторов: геолого-литологического и гидрогеологического.

Низкие температуры и малые величины геотермических градиентов карбонатных отложений неокома могут быть обусловлены, с одной стороны, относительно высокими теплопроводящими свойствами известняков, а с другой — охлаждающим влиянием инфильтрирующихся атмосферных осадков в районах выхода неокомских образований на поверхность. По геотермическим данным мощность зоны охлаждения в Центральном Копетдаге достигает 1000—2000 м. В подтверждение этого можно указать, что форма термокривых слабо вогнута относительно ординаты глубин, что характерно при нисходящей фильтрации подземных вод.

Западный Копетдаг характеризуется развитием мощной толщи песчано-глинистых мергельных пород, обладающих более низкими теплопроводящими свойствами, чем известняки, и являющихся в силу этого в некотором роде "теплоупором", консервирующим тепло земных недр. Одновременно глинистые и мергельные породы служат водоупором, препятствующим проникновению "холодных" поверхностных и атмосферных вод на глубину.

Геотермическое изучение Западно-Туркменской впадины проводилось многими исследователями. Первые сведения о температурах вод естественных источников и буровых скважин были получены при геолого-гидрогеологических исследованиях в 1910—1946 гг. (К.П. Калицкий, И.Н. Никшич, А.Е. Ферсман, Г.И. Смолко, Н.В. Танева, А.В. Щербаков и др.). Результаты специальных геотермических исследований отражены в работах С.С. Джибути [1962], В.В. Колодия [1969], А Курбанмурадова [1979], Т. Аширова и др. [1977] и других исследователей.

Распределение температур по основным гипсометрическим срезам в пределах Западно-Туркменской впадины позволило выделить четыре геотемпературных района (см. табл. 2). Максимальными температурами на всех гипсометрических уровнях характеризуется Восточно-Прибалханский район, затем Гограньдаг-Окаремский и Центрально-Прибалханский, а минимальными — Каспийский район, приуроченный к акватории Каспия.

В распределении величины геотермического градиента по стратиграфическим комплексам плиоценовых отложений нет такого четкого различия по районам, как по температурам гипсометрических срезов. По всем выделенным районам изменение величины геотермического градиента происходит в общем в одном диапазоне от 7 до 43,2 мК/м. Нет четко выраженных закономерностей изменения величины геотермического градиента и по разрезу, что отражает однородность литологического состава всей плиоценовой толщи Западно-Туркменской впадины.

Как отмечали многие исследователи [Колодий, 1969; Аширов и др., 1977], формирование регионального теплового поля обусловлено главным образом влиянием геолого-структурного фактора. Изотермы на всех срезах глубин четко очерчивают отдельные структуры и региональные зоны поднятий. Воздействие гидрогеологического фактора отмечается только в пределах отдельных, интенсивно разбитых тектоническими нарушениями складок, имеющих очаги разгрузки подземных вод. К ним приурочены наиболее интенсивные температурные аномалии.

Основные перспективы использования тепла земли в настоящее время связываются с месторождениями термальных вод. Специальная проработка вопроса рентабельности использования термальных вод в Туркмении еще не проводилась, наша оценка перспективности использования глубинного тепла основывается на общесоюзных кондиционных требованиях. В связи с этим представляет интерес рассмотрение распределения температур на глубине 3000 м, характеризующих максимальный тепловой потенциал термальных вод. Так, в пределах

Каракумского региона температуры на глубине 3000 м повсеместно превышают 100°С. Максимальные их величины (140°С и выше) приурочены к южной части эпипалеозойской платформы (Бадхыз-Карабильской ступени) и эпиплатформенной орогенной области (Кушкинская группа поднятий).

Копетдагский регион характеризуется возможным развитием на глубине 3000 м температур порядка 80—100°С в Центральном и 100—110°С в Западном Копетдаге. Обращает внимание приуроченность максимальных температур к Куйлярской синклинальной зоне Западного Копетдага.

В Западно-Туркменском регионе температуры на глубине 3000 м значительно ниже, чем в вышерассмотренных регионах. Характерной особенностью распределения температур является снижение их величин от периферии к центру впадины: на Мессерианской ступени — до 90—108, в Гограньдаг-Окаремской и Прибалханской зонах поднятий — 75—80 и в пределах Кизилкумского прогиба и акватории Каспия — до 70°С и менее.

Термальные воды в Туркменской ССР развиты в осадочном чехле повсеместно и характеризуются своеобразием химического состава и условиями залегания в каждом геотермическом регионе.

В Каракумском регионе термальные воды приурочены ко всем водонапорным комплексам мезозойского разреза. Статические уровни в большинстве случаев устанавливаются ниже устья скважин (20—200 м). По химическому составу это преимущественно хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 250 г/л.

Самоизливающиеся термальные воды обнаружены только в Прикарабогазье и юго-восточной части региона. В Прикарабогазье самоизливающиеся скважины характеризуются малыми дебитами (0,5—2,0 л/с) и температурами вод до 40°С. В юго-восточной части региона термальные воды Чарджоуской ступени характеризуются хлоридным натриевым составом и повышенной минерализацией (10—35 г/л) с температурами на изливе до 38—58°С. В пределах Бадхыз-Карабильской ступени из палеоценовых известняков получены сравнительно маломинерализованные воды (до 10—15 г/л) хлоридно-натриевого состава. Дебиты скважин при изливе достигали 140—824 $м^3$/сут, а температуры — 43—50°С.

В Копетдагском геотермическом районе выделяются две зоны развития вод: Передовая и Внутрикопетдагская [Кудельский, 1973]. В пределах Передовой зоны слаботермальные воды (36—41°С) выклиниваются в виде источников и вскрываются скважинами. По химическому составу они преимущественно сульфатные натриевые, сероводородные, с минерализацией 2,6—3,5 г/л. Дебиты скважин достигают 10—11 л/с. Внутрикопетдагская зона термальных вод характеризуется наличием частично сероводородных хлоридных натриевых вод с минерализацией до 10—29 г/л. Дебиты самоизливающихся скважин 10—55 л/с, а температуры на изливе — 37—52°С.

В пределах Западно-Туркменского района термальные воды вскрыты в песчано-глинистых отложениях плиоцена Прибалханской и Гограньдаг-Окаремской зон поднятий. Скважины вскрывают горизонты тер-

мальных вод, обладающие избыточными напорами, высокими дебитами (до 6000 м^3/сут) и температурами (50—70°С). В разрезе плиоценовых отложений преобладают рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией свыше 100 г/л. Сравнительно маломинерализованные воды (5—50 г/л) отмечаются в виде локальных образований в зонах тектонических нарушений и грязевых вулканов.

Проведенный предварительный анализ показал, что Туркменистан относится к районам с ограниченными перспективами использования термальных вод, которые определяются тем, что маломинерализованные воды низкопотенциальны, а высоконагретые воды (до 70—100°С) представляют собой крепкие и сверхкрепкие рассолы. С учетом общесоюзных кондиционных требований были выделены отдельные районы, по которым подсчитаны общие извлекаемые запасы термальных вод и прогнозные ресурсы гидротермальной энергии.

По Каракумскому региону перспективные участки низкопотенциальных вод выделяются только по верхним водоносным комплексам: турон-палеоценовому и альб-сеноманскому. Суммарно прогнозные ресурсы термальных вод составили 133 829 м^3/сут, а гидрогеотермальной энергии — 797 Гкал/год.

По Копетдагскому региону суммарные извлекаемые запасы термальных вод, отвечающие общесоюзным кондициям, составляют 10 840 м^3/сут, а ресурсы гидротермальной энергии — всего 30 Гкал/год.

Дальнейшие перспективы использования термальных вод в пределах месторождений сероводородных вод Передовой антиклинали Копетдага могут быть связаны с бурением скважин до глубин 2 500—3 000 м, в которых можно получить термальные воды с температурами на устье скважин 70—80°С.

В пределах Западно-Туркменского региона определенный интерес могут представлять сравнительно маломинерализованные воды гидрогеохимических аномалий нефтегазоносных структур, обладающие температурами на устье скважин до 70—80°С. Однако в связи с особенностями их формирования как конденсатных вод нефтегазовых залежей ресурсы их будут в значительной степени ограничены.

Определенные перспективы использования глубинного тепла земли в Туркменистане, возможно, будут связаны с созданием "тепловых" котлов в монолитных породах: известняках, мергелях и аргиллитах. Однако обоснование сооружения "тепловых" котлов является весьма сложной проблемой, требующей геолого-экономического расчета эффективности использования "тепловых" котлов как в региональном плане, так и в каждом конкретном случае.

В целом анализ показал, что рентабельность использования термальных вод по существующим кондиционным требованиям невелика. Но по мере совершенствования техники и технологии извлечения и использования тепла из высокоминерализованных вод и рассолов рентабельность использования таких термальных вод будет возрастать. А в настоящее время, например, этому могло бы способствовать создание новых пластмассовых конструкций (труб, батарей и др.) взамен дорогостоящих металлических. Повышению рентабельности использования термальных вод в Туркменистане будут способствовать

комплексное их использование в промышленных и бальнеологических целях, комплексирование с другими источниками энергии (солнца, ветра), использование фонда уже пробуренных скважин на нефть, газ и другие полезные ископаемые.

В связи с этим мы считаем целесообразным предусмотреть проведение ревизионно-тематических исследований с технико-экономическим обоснованием рентабельности использования термальных вод и "тепловых" котлов с учетом потребностей народного хозяйства Туркмении. Бурение на перспективных участках поисковых и опытно-эксплуатационных скважин должно определяться потребностями конкретного хозяйства и экономической целесообразностью.

Литература

Аширов Т., Мамиесенов Н., Сапиев В.А. О тепловом поле Юга Туркмении. — Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН, 1977, N 4, с. 66—70.

Бабаев Х. Термобарические условия размещения скоплений углеводородов в восточной части Туранской плиты: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 24 с.

Борзасеков В.Ф. Геотермические условия нефтегазоносных областей платформенной части Туркмении. М.: Наука, 1969. 128 с.

Борзасеков В.Ф. Геотермическое районирование Копетдагской водонапорной системы. — В кн.: Вопросы методики гидрогеологических и инженерно-геологических исследований на территории Туркмении. Ашхабад, 1975, с. 54—56.

Джибути С.С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. М.: Наука, 1962. 88 с.

Колодий В.В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1969. 200 с.

Кудельский А.В. Термальные воды Копетдага. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 199—202.

Курбанмурадов А. Гидрогеологические закономерности и факторы формирования нефтегазовых месторождений восточного борта Южно-Каспийского бассейна. Ашхабад: Ылым, 1979. 252 с.

Ходжакулиев Я.А. Основные факторы, влияющие на формирование температурного режима Каракумского гидрогеологического бассейна. — Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН, 1972, N 5, с. 89—92.

Ходжакулиев Я.А. Гидрогеологические закономерности формирования и размещения скоплений газа и нефти. М.: Недра, 1976. 336 с.

6. Зак. 658

УДК 550.361+550.36.004.14

И.М. Молочников, М.П. Кононенко

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА ИСКУССТВЕННОГО ХОЛОДА

В настоящее время как в нашей стране, так и за рубежом для получения искусственного холода применяются в основном холодильные машины компрессорного типа, использующие электроэнергию. Эти машины отличаются высокой энергоемкостью, сложностью конструкции, значительными затратами на их установку и эксплуатацию.

С целью экономии электроэнергии при выработке искусственного холода в последнее время стали применять так называемые возобновляемые источники энергии (термальные воды), а также вторичные энергоресурсы (сбросной технологический пар, отходящие газы и др.).

Для этого используются абсорбционные холодильные машины, обеспечивающие широкий диапазон температур охлаждения. Наибольшее распространение получили бромисто-литиевые абсорбционные холодильные машины для выработки холода с положительными температурами и водоаммиачные — для выработки низкотемпературного холода. Наибольший эффект от бромисто-литиевых машин получают на предприятиях, где в летнее время требуется холодная вода с температурой 5—15°С для технологических целей и кондиционирования воздуха, а от водоаммиачных — там, где производство нуждается в различных температурах охлаждения от 0 до –40°С. По затратам топлива абсорбционные холодильные машины являются наиболее экономичным типом холодильных машин, особенно в межотопительный летний период, когда с их помощью выравнивают тепловую нагрузку системы. Удельная экономия топлива при этом составляет 14,5 кг условного топлива на 1 ГДж вырабатываемого холода. Предварительные расчеты показывают, что себестоимость производства 1 ГДж холода с помощью абсорбционных холодильных машин на основе горячей воды или пароводяной смеси, фонтанирующей из скважины, будет в 2—3 раза ниже, чем полученной на турбокомпрессорной холодильной установке.

Нами произведен расчет годовой экономической эффективности применения абсорбционных холодильных машин с использованием тепла термальных вод. Сравнивались два варианта получения холода годовой производительностью 100 тыс. Гкал/год: абсорбционная холодильная машина, в качестве теплоносителя которой используется термальная вода с температурой 80°С; холодильная машина с турбокомпрессорной установкой, которая питается от централизованной энергосистемы.

Расходы на создание абсорбционной холодильной машины и сооружение теплотрассы приняты равными 350 тыс. руб, а затраты на их эксплуатацию — 100 тыс. руб. При этом годовой экономический эффект составил 800 тыс. руб. Для нормального осуществления рабочего процесса бромисто-литиевой холодильной машины необходимо, чтобы температура теплоносителя была в пределах 70—120°С. В Краснодарском крае такие температуры получают от термальных вод, разведанных в предгорной юго-восточной его части в полосе Апшеронск, Майкоп, Лабинск, где на глубинах 2 000—3 000 м получены притоки воды с дебитами 200—1 500 м^3/сут и избыточными давлениями 3—15 атм.

Перспективными на данной территории являются Вознесенское, Майкопское, Мостовское месторождения, где 16 скважин уже находятся в пробной эксплуатации.

В Майкопском районе разведаны термальные воды с температурой 90°С и дебитами 500—2 000 м^3/сут на Тульской, Дагестанской и Абадзехской площадях. Значительные запасы термальных вод с температурой на устье 80—94°С установлены в центральной части Краснодарского края (Армавир, Кропоткин, Тимашевск, Усть-Лабинск, Белореченск). Здесь на глубинах 2 300—3 200 м залегают водоносные горизонты с дебитами от 230 до 740 м^3/сут.

Интенсивный приток термальных вод с температурой 92—100°С отмечен на территории Таманского полуострова в районе хут. Кучугуры, где в интервале глубин 3 660—3 440 м из трещиноватых известняков верхнемелового возраста получены притоки воды с дебитами 800—1 000 м^3/сут. В Крымском районе (хут. Куколовский) с глубин 2 700—3 350 м поступает вода с дебитами 500—1 000 м^3/сут и температурой 70—98°С. В случае если термальная вода, полученная из скважины, не отвечает необходимым температурным параметрам, она может быть подвергнута догреванию внешним источником тепла, например попутным нефтяным или природным газом. Только в Краснодарском крае ежегодно не находят применения 38 млн. м^3 нефтяного газа, который может быть использован для подогрева термальной воды при производстве искусственного холода.

Разведанные запасы термальных вод с указанными температурами оцениваются в $1{,}458 \cdot 10^9$ м^3. Даже если для выработки искусственного холода использовать всего 10% этого количества, то и тогда при отборе тепла, выраженном в перепаде температур в 30°С, из указанного объема термальной воды может быть получено $1\,725 \cdot 10^6$ ГДж холода, что полностью обеспечит потребность в нем народного хозяйства края.

Развитие холодильного хозяйства края на основе дешевого холода позволит повысить эффективность работы пищевой промышленности, торговли, сельского хозяйства, транспорта. Применение абсорбционных холодильных машин с использованием тепла термальных вод перспективно в крае также на гидролизных заводах, в текстильной промышленности, где для кондиционирования воздуха производственных помещений необходима вода с температурой 4—5°С, в машиностроении, резинотехнической промышленности и в других отраслях. Используя такой высокоэкономичный теплоноситель, как термальная вода, можно решить проблему централизованного холодоснабжения жилых домов в южных городах страны.

В Краснодарском крае в настоящее время широко развиваются работы по использованию глубинного тепла Земли в народном хозяйстве. Составлена и реализуется Целевая комплексная программа эффективного использования термальных вод края в одиннадцатой

пятилетке и на период до 1990 г. При этом главное внимание уделяется комплексному использованию термальной воды в народном хозяйстве, которое включает ступенчатый отбор тепла на различные технологические и бытовые нужды, наиболее полное извлечение химических элементов и дальнейшую закачку отработанной воды в тот же водоносный горизонт для поддержания пластового давления.

В программе указывается, что одним из важных направлений использования термальных вод в крае является использование их теплового потенциала для холодоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и других предприятий, а также кондиционирования воздуха в производственных и жилых помещениях.

Всесоюзный научно-исследовательский и проектный институт по переработке газа приступил к разработке технического задания по созданию специальной абсорбционной холодильной машины, использующей тепло низкопотенциальных термальных вод.

Будут продолжены также работы по созданию реверсивных систем, обеспечивающих выработку холода и тепла, и работы в режиме тепловых трансформаторов, т.е. преобразователей тепла с более низкого на более высокий температурный уровень и наоборот.

Решение этих вопросов позволит в более короткие сроки и с большим экономическим эффектом решить проблему холодоснабжения южных районов страны, а также сэкономить большое количество топлива и электроэнергии.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ. ГИДРОГЕОХИМИЯ, ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

УДК 550.361+550.36

В.Н. Корценштейн, Н.А. Калинина

К СПЕЦИФИКЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ЗАПАСОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Основные методы оценки запасов термальных вод в принципе мало отличаются от существующих методов оценки подземных вод в широком аспекте (пресных, минеральных). Вместе с тем термальные воды характеризуются рядом специфических особенностей, учет которых строго необходим в методике оценки их ресурсов.

Рассмотрим сначала основы методов оценки запасов подземных вод. Методы эти детально разработаны, и по ним имеется обширная литература [Бочевер, 1968; Вартанян, Яроцкий, 1976; и др.]. Оценка эксплуатационных ресурсов термальных вод заключается в определении количества воды, извлечение которой из месторождения должно быть гарантировано в течение всего заданного срока эксплуатации и может быть получено рациональным в технико-экономическом отношении способом.

Определение количества воды сводится к расчетам производительности водозаборов — прогнозу изменений дебитов и уровней подземных вод в течение заданного срока эксплуатации. Эти расчеты (определения) производятся гидродинамическими и гидравлическими методами. Иногда применяется сочетание гидравлического метода с гидродинамическим.

Гидродинамический метод основывается на использовании расчетных гидродинамических формул. Поскольку имеющиеся формулы относятся только к простым типам границ пластов и использование гидродинамических формул требует схематизации природных условий, область применения гидродинамического метода ограничивается месторождениями относительно несложного строения, связанными с фильтрационно-однородными водоносными горизонтами. Из месторождений термальных вод такими условиями (типами граничных условий) характеризуются многие месторождения пластовых водоносных систем, приуроченных к артезианским бассейнам или бассейнам (потокам) грунтовых вод.

Общая схема подсчета эксплуатационных запасов гидродинамическими методами предусматривает:

1. Определение расчетных гидрогеологических параметров: мощности водоносных пород, их фильтрационных свойств (коэффициентов водопроводимости и фильтрации), пьезопроводности (уровнепровод-

ность); получение исходных данных для определения этих параметров должно составлять одну из основных задач разведки месторождения, методика определения расчетных параметров подробно излагается в ряде гидрогеологических руководств.

2. Схематизацию природной обстановки — природные гидрогеологические условия представляются в виде расчетной схемы; схематизация производится на основании имеющейся типизации граничных условий (условий на границах пласта), учитывающей особенности питания водоносного горизонта и его геологического строения. Эта типизация, предложенная для целей водоснабжения [Бочевер, 1968], с успехом может использоваться и при подсчете эксплуатационных запасов месторождений термальных вод.

Схематизация природных гидрогеологических условий проводится для каждого конкретного месторождения, эксплуатационные запасы которого подсчитываются. При этом оцениваются начальные и граничные условия.

Выбор расчетной схемы зависит от геометрической формы границ, расположения месторождения (водозаборов) относительно границ, от условий, которые могут быть заданы на границах (постоянство напора или изменение его во времени, постоянство или изменение во времени расхода, перемещение границ с одновременным уменьшением величины напора на ней).

Таким образом, точность определения эксплуатационных ресурсов в большой мере зависит от степени соответствия выбранной схемы природным условиям.

3. Собственно подсчет эксплуатационных запасов, для чего решаются гидродинамические задачи двух видов: а) по заданному дебиту скважины (скважин) определяется величина понижения уровня воды в скважине (или в другой точке) пласта на конечный момент заданного срока эксплуатации; б) по заданному максимальному понижению уровня в скважине (скважинах), которое должно быть достигнуто на конец расчетного периода, находится постоянный дебит скважины или системы скважин.

При расчетах обычно задаются величины дебитов, подбор, путем последовательного решения определяются величины дебитов, при которых понижение не будет превышать допустимого. Расчеты производятся по формулам неустановившегося движения, причем оценка запасов проводится на определенный расчетный срок (обычно 25—30 лет).

Гидравлический метод основывается исключительно на эмпирических данных длительных опытно-эксплуатационных работ. Применяется на месторождениях со сложными геолого-структурными и гидродинамическими условиями, практически исключающими возможность аналитического учета и прогноза изменения гидродинамической обстановки под влиянием водоотбора из месторождения. При применении гидравлического метода зависимости между отдельными величинами: дебитом и понижением, срезом уровня и дебитом, понижением и временем — определяются из данных опыта.

К месторождениям термальных вод, подсчет эксплуатационных запасов которых производится гидравлическим методом, относятся

месторождения, связанные с трещинно-жильными водоносными системами, а также с водоносными горизонтами артезианских бассейнов при неоднородных фильтрационных свойствах пласта. При оценке эксплуатационных запасов термальных вод очаговых месторождений, приуроченных к естественным очагам разгрузки, гидравлический метод в подавляющем большинстве случаев является единственным.

Во время проведения опытных работ (выпусков, откачек), на которых базируется оценка эксплуатационных запасов гидравлическим методом, может быть достигнута стабилизация дебитов и уровней (при неизменных физико-химических и санитарно-бактериологических показателях воды) или такая стабилизация не будет наблюдаться, т.е. будет продолжаться снижение уровня при постоянном дебите и неизменных показателях качества воды. В последнем случае необходимо опытным путем (наблюдения во время опытного выпуска или откачки) выявить зависимость между понижением уровня и временем. Основываясь на полученной характеристике этой зависимости, рассчитывают величину понижения уровня на конец принятого срока эксплуатации. Дебит, при котором снижение уровня не будет превышать заданной величины, принимается за эксплуатационные запасы термальной воды.

При стабилизации дебитов и уровней и неизменных показателях качеств воды фактический водоотбор из месторождения во время опыта может быть оценен в качестве эксплуатационных запасов на неограниченный срок эксплуатации.

Для получения прямых данных о зависимости понижения уровня и дебита, а также понижения уровня во времени рекомендуется проводить длительные опытно-эксплуатационные выпуски (откачки) при постоянном дебите, регулируя соответствующим образом интенсивность излива из скважины или интенсивность откачки. Можно выполнять опыты и при постоянном уровне излива (или динамического уровня). В этом случае, если излив не свободный, дебит следует регулировать, добиваясь постоянства избыточного давления на устье скважины. То же самое относится и к откачке. Она должна быть равномерной, и режим ее необходимо регулировать таким образом, чтобы расход воды замерялся при постоянном положении динамического уровня.

Периодические замеры дебита скважин, из которых производится опытно-эксплуатационный выпуск (откачка), должны осуществляться в первые сутки опыта через 1—2 ч, в последующем 1 раз в сутки. Такую же частоту замеров следует принять для наблюдений за положением динамических уровней в откачиваемых (изливающих) скважинах и статических уровней в наблюдательных скважинах.

Продолжительность опытно-эксплуатационных выпусков (откачек) зависит от гидрогеологических условий каждого конкретного месторождения.

Показателем возможности прекращения опыта может служить стабильность всех основных гидродинамических и гидрохимических параметров на протяжении 10—20% времени от общего срока откачки с заданным понижением.

Разведанные и прогнозные запасы термальных вод по экономическим районам СССР, тыс.м³/сут

Геотермальный район	Разведанные эксплуатационные запасы	Утвержденные ГКЗ, ТКЗ по категориям			Прогнозные ресурсы
		А	Б	C_1	
1	2	3	4	5	6
Северо-Кавказский экономический район					
Краснодарский край	77,68	—	19,3	—	165
Ставропольский край	9,8	3,1	1,7	—	31,5
Дагестанская АССР	51,19	6,1	4,1	10,3	158
Чечено-Ингушская АССР	40,321	5,8	7,17	6,1	104,321
Северо-Осетинская АССР	4,32	2,2	—	—	7,92
Кабардино-Балкарская АССР	21,89	0,63	0,17		28,16
	205,201	17,83	32,44	16,4	494,9
Закавказский экономический район					
Грузинская ССР	107,04	42,044	9,491	35,176	373,409
Азербайджанская ССР	13,729	—	—	—	22,107
Армянская ССР	8,444	2,85	2,47	0,1	8,444
	129,213	44,894	11,961	35,276	403,96
Среднеазиатский экономический район					
Узбекская ССР	10,037	3,2	0,82	1,57	183,9
Таджикская ССР	46,61	4,6	0,22	1,62	60,18
Киргизская ССР	25,46	8,47	2,27	12,44	37,026
	82,107	16,27	3,31	15,63	281,106
Казахстанский экономический район					
Казахская ССР	65,04	—	—	—	123,817
Мангышлакская область	0,432		—	—	—
	65,472	—	—	—	123,817
Юго-Западный экономический район					
Закарпатская область	4,696	—	—	0,648	75,413
Крымская область	32,351	1,866	0,181	6,794	43,791
	37,047	1,866	0,181	7,442	119,204
Западно-Сибирский экономический район					
Тюменская, Томская, Омская области и др.	88,658	5,914	6,407	1,484	179,158
Восточно-Сибирский экономический район					
Бурятская АССР, Читинская область, Хабаровский край, Чукотско-Охотский сектор	113,652	5,365	2,025	3,465	124,4
Дальневосточный экономический район					
Камчатская область	58,652 / 37,898	0,605 / 10	27,622 / 18,68	0,138 / —	103,85 / 216

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6
Сахалинская область	52,000 / 36,15	—	— / 4,15 (ТКЗ)	—	65,000 / 17,3
	110,652 / 74,048	0,605 / 10	27,622 / 22,83	0,138 / —	168,83 / 233,3
Всего: общие разведанные запасы термальной воды, пароводяной смеси, утвержденные ГКЗ, ТКЗ	832,002	92,744	88,096	79,835	1895,4
	74,048	10	22,83		233,3
	260,675 / 32,83				

Примечание. В знаменателе — запасы пароводяной смеси, тыс. т/сут.

Рассмотрим теперь некоторые вопросы специфики методов оценки запасов термальных вод.

Перенесение методов подсчета ресурсов термальных вод, заимствованных из области оценки запасов подземных вод для целей водоснабжения и бальнеологии, порою искажает реальные представления о получаемых количественных характеристиках, непосредственно определяющих данное полезное ископаемое.

С этих позиций представляется необходимым совершенствовать методы подсчета запасов термальных вод в следующих направлениях.

1. В оценку запасов термальных вод (а тем более подсчета их категорийных запасов) должно входить прежде всего обоснование их кондиционности с учетом предельно допустимых концентраций растворенных компонентов согласно действующим требованиям. При таком подходе к проблеме сразу определится круг месторождений термальных вод, пригодных для разработки наиболее эффективными методами.

Как видно из таблицы, общая сумма прогнозных ресурсов кондиционных термальных вод, рассчитанных для конкретных водозаборов в условиях самоизлива, составляет около 2 млн. м³/сут. Указанные ресурсы следует рассматривать как первоочередные для промышленного освоения по основным экономическим районам СССР.

Представляется, что оценка запасов должна органически включать и способ разработки — самоизлив, насосная откачка или закачка теплоносителя в пласт после съема тепла.

2. Методы оценки запасов термальных вод должны также включать анализ их энергетического потенциала. С этой целью наиболее обобщенным показателем является сочетание объема теплоносителя и количества калорий термальных вод согласно существующей градации (субтермальные, термальные, высокотермальные и перегретые воды).

3. Дальнейшее совершенствование методов оценки запасов (ре-

сурсов) термальных вод предусматривает более углубленный анализ условий их разработки с учетом вероятности перехода кондиционных природных термальных вод в некондиционные вследствие нарушения равновесия флюидальных систем, влекущего за собой выпадение различных солей, растворенных газов, органических соединений. В рекомендациях по использованию термальных вод следует предусмотреть прогноз изменения кондиционной характеристики на период проектной эксплуатации.

В период 1976—1977 гг. ВНИИГАЗом производился гидродинамическим методом подсчет эксплуатационных запасов термальных вод двух крупных геотермальных месторождений Дагестанской АССР — Махачкала-Тернаирского и Кизлярского.

В качестве основного условия оценки эксплуатационных запасов термальных вод этих месторождений ставилось определение оптимальной производительности водозаборов при фонтанной эксплуатации скважин для обеспечения заявленной потребности в термальной воде.

Для примера приведем расчет эксплуатационных запасов термальных вод по Кизлярскому месторождению.

Оценка запасов термальных вод Кизлярского месторождения (водоносные пласты чокракских и апшеронских отложений) производилась гидродинамическим методом применительно к существующей сетке скважин для случая неограниченного пласта.

Выбор граничных условий для расчетов параметров скважин Кизлярского месторождения определялся тем, что исследованные водоносные горизонты в чокракских и апшеронских отложениях выдержаны на большей части площади своими основными параметрами (водопроводимость, пьезопроводность), которые входят во все расчетные формулы при оценке эксплуатационных запасов термальных вод гидродинамическим методом. Боковые границы этих пластов (область питания, выклинивания) находятся на большом удалении от Кизлярской площади, и характер границ практически уже не влияет на величину безразмерного сопротивления.

Выбор оптимального варианта разработки определялся следующими условиями: 1) в скв. 1—Т, 2—Т, 3—Т, оборудованных на апшеронский горизонт при повышенных отборах воды, происходят разрушение призабойной зоны и вынос песка на поверхность, возможно также образование песчаных пробок в стволе скважин; 2) воды чокракских пластов в системе скважина—потребитель склонны к солеотложению при определенных условиях нарушения термогидродинамического равновесия; 3) конструкция скв. 1—Т, 3—Т, предусматривающая совместно-раздельную эксплуатацию водоносных пластов чокракского и апшеронского горизонтов, не позволяет вести одновременную эксплуатацию воды из двух горизонтов без нарушения естественной температуры термальных вод.

Учитывая приведенные доводы, был намечен следующий вариант разработки Кизлярского водозабора: эксплуатация скважин при совместном использовании термальной воды из двух горизонтов путем смешивания. Эксплуатационные дебиты по скважинам, оборудованным на апшеронский горизонт, выбраны с расчетом, когда не происходит разрушения призабойной зоны и пескования скважин. Дебиты скважин, оборудованных на чокракский горизонт, выбраны так, чтобы температура воды после смешивания не превышала 90°С, с целью избежания солеотложений в системе скважина—потребитель.

Для расчета взаимодействующих скважин в соответствии с теоретическими положениями Форхгеймера использовался метод суперпозиций (наложения течений), по которому понижение воды в скважине слагается из понижения при работе ее как одиночной и суммы скважин водозабора, оказывающих влияние на данную скважину.

Для оценки понижений в процессе эксплуатации водоносных пластов чокракских и апшеронских отложений была принята формула скважины с понижением давления на ее забор в условиях взаимодействия с другими работающими скважинами [Биндеман, Язвин, 1970].

При расчетах эксплуатационных запасов термальных вод по чокракскому и апшеронскому горизонтам граничные условия в кровле и подошве оцениваемых водоносных горизонтов приняты непроницаемыми.

Рассчитанные гидродинамическим методом эксплуатационные запасы термальных вод при фонтанном способе эксплуатации составляют 17000 $м^3$/сут. Прогнозные запасы термальных вод, рассчитанные на 30-летний срок эксплуатации, составляют 25700 $м^3$/сут.

Примером расчета производительности водозабора гидравлическим методом являются месторождения трещинно-жильного типа Камчатки: Паратунское, Паужетское, Больше-Банное, Эссовское и др. [Мальцева, 1975].

При разведке Паратунского месторождения гидротерм было проведено большое количество одиночных и кустовых выпусков продолжительностью от 20 дней до 27 месяцев.

На Паужетском месторождении перегретых вод включение скважин в эксплуатацию проводилось постепенно, т.е. наблюдалось ступенчатое изменение суммарного расхода эксплуатационного куста с участками относительной стабилизации уровней и суммарного расхода продолжительностью от 2 до 5 месяцев.

Литература

Биндеман Н.Н., Язвин Л.С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1970. 158 с.

Бочевер Ф.М. Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1968. 116 с.

Вартанян Г.С., Яроцкий Л.А. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений термальных вод. М.: Недра, 1976. 123 с.

Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям термальных вод. М., 1979.

Мальцева К.И. Применение гидродинамического метода подсчета запасов термальных вод трещинно-жильного типа. — В кн.: Использование тепла земли для производства электроэнергии. М., 1975, с. 64—71.

УДК 550.361+550.61.004.14

В.С. Жеваго

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КАЗАХСКОЙ ССР И ИХ РЕСУРСЫ

На территории Казахской ССР широко распространены подземные воды с температурой от 20 до 135°С и более, тепловые ресурсы которых могут использоваться в различных направлениях народного хозяйства.

За последние 10 лет в АН КазССР проведены обобщающие работы по гидрогеотермии и минеральным водам Казахстана, позволившие детально выявить их месторождения, пригодные для использования как теплоэнергетических ресурсов в промышленности, сельском хозяйстве, животноводстве, прудовом рыбоводстве, так и в бальнеологии.

Составлены карты, позволившие совместно с объединением Казгидрогеология МГ КазССР (В.Н. Андрусевич) и институтом ВСЕГИНГЕО МГ СССР (Б.Ф. Маврицкий, А.А. Шпак, Н.В. Отман) произвести вариантные расчеты на ЭВМ эксплуатационных запасов термальных вод по оконтуренным нами месторождениям. Оценка их запасов выполнена для наиболее перспективных районов республики, таких, как Илийская, Сырдарьинская, Прииртышская впадины и южная часть Западного Казахстана.

Термальные воды более низких тепловых показателей с температурой 20—40°С, широко распространенные в других обширных впадинах Казахстана, применяются лишь в животноводстве, прудовом рыбоводстве или бальнеолечебницах.

Из указанных выше регионов наибольший интерес представляют Илийская и Сырдарьинская впадины, где термальные воды обладают высокими напорами с весьма слабой минерализацией (обычно 1—3 г/л) и содержат основные запасы высокотемпературных пластовых вод в мезозойских и кайнозойских отложениях.

Илийская межгорная впадина находится на крайнем юго-востоке республики и представляет собой хорошо выраженное тектоническое понижение, вытянутое в широтном направлении на 460 км при ширине 70—80 км. Расположена между горными хребтами северного Тянь-Шаня, Заилийским и Кетменским хребтами на юге и Джунгарским Алатау на севере. На западе впадина закрывается хребтом Кендыктас и Чу-Илийскими горами. В пределах впадины ряд блоков образует глубокие грабены, выполненные мощной толщей мезозоя и кайнозоя: в крайней восточной части (джаркентской) — 5000 м и в западной (алма-атинской) — до 3500 м.

Сырдарьинская впадина представляет собой систему артезианских бассейнов, имеет вытянутую с юго-востока на северо-запад форму, ограничена с востока и севера отрогами Тянь-Шаня и хребтом Каратау, а на северо-запад открыта в сторону Аральского моря. В геолого-структурном отношении она занимает юго-восточную часть обширной Туранской плиты. В пределах этой территории выделяются

три депрессии (артезианских бассейна) — Восточно-Приаральская, Сырдарьинская (Кызылкумская) и Приташкентская, осложненные рядом положительных и отрицательных структур более низкого порядка. Впадина выполнена толщей мезозойско-кайнозойских отложений, мощность которых в Приаральской депрессии достигает 2000 м, в Сырдарьинской — 3100 м и в Приташкентской — 2400—2800 м.

В южной части Западного Казахстана выделяются крупные геолого-структурные элементы: юго-восточная прибортовая часть Прикаспийской впадины, северо-западное Приаралье, Бузачинско-Северо-Устюртская система прогибов, Центрально-Мангышлакско-Устюртская система дислокаций и Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений в указанных структурных элементах достигает 3—5 км.

Прииртышская впадина от складчатого мелкосопочника Центрального Казахстана погружается на север, переходя в Омскую впадину, а на востоке в виде узкого прогиба — в Кулундинскую. Мощность терригенных мезозойско-кайнозойских осадков колеблется от 1000 на юге до 3000 м на севере в районе Омска.

Мезозойско-кайнозойские отложения, содержащие термальные воды высоких тепловых потенциалов, в указанных впадинах представлены мощными толщами глин, песков, песчаников, аргиллитов и других переслаивающихся между собой пород.

В Илийской впадине на площади 20 тыс. км^2 термальные воды развиты широко в неогеновых, палеогеновых, меловых, юрских и триасовых отложениях. Термальные воды неогенового комплекса развиты на всей площади впадины и приурочены к пластам глинистых песков с гравием, залегающих среди глин. Глубина залегания в Алма-Атинском бассейне 800—2600 м, а в Джаркентском — 1000—3500 м. Скважинами вскрываются воды с температурой от 35 до 85°С на устье. Минерализация воды — от 0,6 до 17 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридно-натриевый. Дебиты скважин 6—25 л/с с напором до 23 атм на устье.

Термальные воды палеогеновых отложений в Алма-Атинском бассейне имеют малый дебит (0,01—0,2 л/с), высокую минерализацию. В Джаркентском бассейне водоносный комплекс залегает на глубинах 500—3500 м в песках, песчаниках и гравийно-галечниках среди пластов глин. Дебиты скважин на самоизливе колеблются от 4 до 30 л/с. Температура воды на глубинах 1000—1500 м составляет 50—55°С (минерализация 5—6 г/л), а на глубинах до 3500 м — 100—130°С, минерализация увеличивается до 37 г/л, дебит не превышает 0,5 л/с.

Термальные воды меловых отложений развиты в Джаркентском бассейне и залегают на глубинах 500—4000 м в песчаниках. Температура воды в зависимости от глубины колеблется от 30 до 135°С. Минерализация воды 1—3 г/л, состав гидрокарбонатно-кальциевый и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый. Дебиты скважин на самоизливе — 20—60 л/с и более. Напор воды над устьем достигает 36 атм.

Термальные воды юрских отложений в Джаркентском бассейне залегают на глубинах 700—4500 м и приурочены к песчаникам и конгломератам. Температура воды колеблется от 30 до 145°С. Дебиты

скважин на самоизливе достигают 30 л/с с напором воды над устьем до 35 атм. Минерализация воды 1—3 г/л.

Термальные воды триасовых отложений залегают на глубинах до 4600—5000 м в трещиноватых песчаниках. Температура воды в пластовых условиях 155—165°С. Дебиты скважин на самоизливе — до 60 л/с. Минерализация воды — от 0,2 до 3 г/л.

Потенциальные эксплуатационные ресурсы Илийской впадины рассчитаны во ВСЕГИНГЕО на ЭВМ (по материалам Казгидрогеологии) с учетом глубин залегания водоносных комплексов, эффективной мощности, фактических избыточных напоров, водопроводимости, гидрогеотермических показателей, а также геолого-экономического районирования. Наиболее перспективна для освоения площадь Джаркентского бассейна, где термальные воды приурочены к меловым, юрским и триасовым водоносным комплексам. Всего потенциальные эксплуатационные запасы по указанным комплексам составляют: при фонтанной эксплуатации — 115 тыс. $м^3$/сут воды, тепловой потенциал 2127 Гкал/год; при насосной — 453 тыс. $м^3$/сут, тепловой потенциал 7433 Гкал/год. При этом ежегодный экономический эффект от использования этих запасов может составить соответственно 7217000 и 25785000 руб.

В Сырдарьинской впадине площадью 230 тыс. $км^2$ термальные воды с температурой более 20°С развиты на всей площади артезианских бассейнов и приурочены к двум наиболее перспективным водоносным комплексам — сенон-верхнетуронскому и сеноман-альбскому.

В Восточно-Приаральском артезианском бассейне термальные воды сенон-туронского комплекса залегают на глубинах до 1100 м в разнозернистых песках с температурой до 40°С и минерализацией 2,8 г/л. Дебиты скважин на самоизливе — 20—40 л/с.

Воды сеноман-альбского комплекса залегают на глубинах до 2000 м в песчаниках и песках с температурой 40—50°С и минерализацией 2—7 г/л. Дебиты скважин на самоизливе — 2—10 л/с.

В Сырдарьинском (Кызылкумском) бассейне термальные воды сенон-туронского комплекса развиты на глубинах 600—1750 м в песках и песчаниках, температура их 40—75°С, минерализация не превышает 3 г/л. Дебиты скважин на самоизливе — до 40 л/с.

Сеноман-альбский водоносный комплекс залегает на глубинах 600—2000 м и представлен крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и реже песками. Температура воды 40—95°С, минерализация не превышает 2 г/л. Дебиты скважин на самоизливе — от 4 до 20 л/с.

В Приташкентском (Келесском) артезианском бассейне сенон-туронский водоносный комплекс развит повсеместно на глубинах 750—1700 м и приурочен к разнозернистым пескам и песчаникам общей мощностью до 400 м, с температурой воды 40—60°С, минерализацией 1—1,8 г/л, состав сульфатно-хлоридно-натриевый. Дебиты скважин на самоизливе достигают 14 л/с.

Сеноман-альбский комплекс залегает на глубине от 800—1100 до 2000 м и приурочен к пескам и песчаникам среди алевролитов и глин. Температура воды — 50—75°С, минерализация — до 1,5 г/л, состав

гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-натриевый. Дебиты скважин на самоизливе 5—35 л/с с напором над устьем до 26 атм.

Потенциальные эксплуатационные ресурсы подземных вод с температурой свыше 40°С, оконтуренные в Сырдарьинской системе артезианских бассейнов, рассчитаны во ВСЕГИНГЕО на ЭВМ по материалам Казгидрогеологии и АН КазССР. При подсчете были учтены те же исходные параметры и условия, что и для Илийской впадины.

В Сырдарьинской системе артезианских бассейнов наиболее перспективны для освоения площади Кызылкумского и частично Приташкентского бассейнов, где потенциальные запасы альб-сеноманского и сенон-туронского комплексов составляют: при фонтанной эксплуатации — 171 тыс. $м^3$/сут воды, тепловой потенциал 2093 тыс. Гкал/год; при насосной эксплуатации — 4748 тыс. $м^3$/сут, тепловой потенциал 41643 тыс. Гкал/год. Экономический эффект от эксплуатации термальных вод при этом может составить соответственно 7168000 и 135500000 руб в год.

Для указанных выше перспективных районов выделены площади и участки для проведения разведочных работ на площадях первой, второй и третьей очереди до 2000 г. с целью оценки и утверждения запасов термальных вод по промышленным категориям. Мингазпром СССР в Панфиловском районе приступил к бурению разведочных скважин.

В настоящее время термальные воды республики используются только для бальнеологических целей, а в колхозах Чимкентской области — в примитивных парниковых хозяйствах.

УДК 550.361+550.36.004.14

Н.М. Чуршина

ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКСКОЙ ССР

Термальные воды на территории республики широко развиты в горноскладчатых областях. К ним относятся система хребтов Центрального Таджикистана и высокогорье Памира. Здесь известно 29 основных выходов термальных вод, из которых 9 находятся в Алайском, Каратегинском, Гиссарском и Туркестанском хребтах Центрального Таджикистана и 20 — на Памире.

В Центральном Таджикистане основное развитие термальные воды имеют на южных склонах Алайского, Каратегинского, Гиссарского хребтов и один выход — Ховатаг вскрыт глубокой скважиной на северном склоне Туркестанского хребта.

На Алайском хребте известны горячие источники Яманкырчин, Обисафет и вскрытые скважиной воды Тамдыкуль (табл. 1). Яманкырчин находится на левобережной пойменной террасе в устье одноименной реки. Вода выходит у основания невысокого обрыва и сопровождается выделением газа. В летнее время источник используется в лечебных и гигиенических целях жителями летних стоянок на пастби-

Таблица 1

Термальные воды Центрального Таджикистана

Источник, скважина	Абсолютная отметка местоположения, м	Год обследования	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула Курлова	Специфические компоненты, мг/л			pH	Дебит, л/с	Основной газовый состав, %
						H_2SiO_3	HBO_2	F			
Ходжа-Обигарм, 14-бис	1835	1957	98	0,4	$\frac{(HCO_3 + CO_3)46Cl28SO_424}{Na\ 85\ Mg\ 9\ Ca\ 4}$	148	—	—	8,5	1,5	$N_2$94
Тамдыкуль, 1	2199	1975	88	0,7	$\frac{(HCO_3 + CO_3)59SO_438Cl3}{Na94Ca3K3}$	174	12	8	8,8	0,65 (по участку около 10)	$N_2$82
Ховатаг, 4	634	1972	55	4,1	$\frac{Cl88HCO_312}{(Na + K)\ 90Ca5Mg5}$	52	22	3,5	7,3	11,7	$N_2$62
Оби-Гарм, 14	1333	1957	53	0,8	$\frac{SO_459Cl38HCO_32}{Na73Ca28Mg4}$	31,4	2,54	—	7,3	14,8	N_2
Обисафет	2600	1976	51	0,5	$\frac{SO_468HCO_320Cl12}{Na87Ca7K4}$	106	14	11	7,1	12	$N_2$78
Гармова	1520	1967	42	0,5	$\frac{SO_452Cl37HCO_311}{Na74Ca23Mg3}$	37	—	—	6,8	1,3	N_2
Явроз, 3-эр	1129	1972	41,5	2,5	$\frac{Cl94SO_44HCO_32}{Na63Ca36Mg1}$	51	17	—	7,8	9	N_2
Яманкырчин	2900	1976	33	0,6	$\frac{HCO_375SO_414Cl11}{Na60Ca24Mg14}$	50	Есть	3	7,3	3	$N_2$83

Таблица 2

Утвержденные запасы термальных вод Центрального Таджикистана

Месторождение	Тип воды	Авторские запасы, $м^3$/сут	Утвержденные запасы по категориям, $м^3$/сут			Срок утверждения	Протокол ГКЗ	Использование
			A_2	B	C_1			
Ходжа-Обигарм	$\frac{HCO_3 — SO_4}{Na}$	2160	842	69	216	На 1 сентября 1967 г.	N 5314 от 22 декабря 1967 г.	Курорт республиканского значения
Оби-Гарм	$\frac{SO_4 — Cl}{Na — Ca}$	5422	4599	691	73	На 1 июня 1957 г.	N 2047 от 14 ноября 1957 г.	То же
Тамдыкуль	$\frac{HCO_3 — SO_4}{Na}$	1267	47	36	1179	На 1 декабря 1975 г.	Протокол ТКЗ N 200 от 31 июля 1976 г.	Водолечебница районного значения
Явроз	$\frac{Cl}{Na — Ca}$	3149	259	635	1730	На 1 мая 1962 г.	N 3868 от 22 декабря 1962 г.	Водолечебница Министерства соцобеспечения
Ховатаг	$\frac{Cl}{Na}$	1330	—	405	472	На 20 декабря 1974 г.	N 7308 от 27 декабря 1974 г.	Санаторий областного значения
Всего:		13328	5747	1836	3670			

7. Зак. 658

Таблица 3

Термальные воды Памира

Источник	Абсолютная отметка выхода, м	Год обследования	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула Курлова	Специфические компоненты, мг/л				pH	Дебит, л/с	Основной газовый состав, %
						H_2SiO_3	HBO_2	CO_2	F			
Каук	4200	1965	76	0,7	$\frac{Cl43SO_4 35HCO_3 22}{Na91Ca5K2}$	65	10	4	13	7,1	4	—
Иссыкбулак	3900	1965	71	0,6	$\frac{SO_4 52HCO_3 29Cl19}{Na91Ca6K2}$	108	9	Нет	16	7,4	1,5	$N_2$99
Джиланды	3500	1965	67,5	0,3	$\frac{SO_4 41CO_3 35HCO_3 15Cl9}{Na96Ca4}$	32	2	"	5,6	7,8	5,6	$N_2$100
Токузбулак	3500	1965	66	0,3	$\frac{SO_4 56HCO_3 32Cl7CO_3 5}{Na94Ca5}$	52	2	—	11,5	7,4	2	$N_2$97
Элису	3700	1965	63,5	0,97	$\frac{HCO_3 48SO_4 31Cl15}{Na85Ca6Mg6}$	108	10	Нет	11	7,7	1,5	$N_2$94
Джарты-гумбез	4180	1965	62,5	1,6	$\frac{HCO_3 81Cl11SO_4 8}{Na81Ca13K3}$	118	10	230	5	17,0	3,5	$CO_2$89
Гармчашма	2770	1965	60	3,1	$\frac{HCO_3 63Cl27SO_4 9}{Na71Ca15Mg9K5}$	150	32	506	3,2	6,9	1,5	$CO_2$99
Лангар	2840	1965	49	2,6	$\frac{HCO_3 57Cl22SO_4 21}{Na80Ca10Mg5K5}$	114	159	250	5	7,2	1,5	$CO_2$96
Ямчин	3300	1965	43	0,7	$\frac{SO_4 64HCO_3 35Cl1}{Ca43Na39Mg16K2}$	35	15	Нет	1	7,3	3	$N_2$97
Кокбай	3920	1962	40	0,1	$\frac{HCO_3 75SO_4 19Cl6}{Ca60Na32Mg6}$	—	—	—	Нет	6,8	4	—
Бахмыр	4060	1965	38	3,7	$\frac{HCO_3 88SO_4 6Cl6}{Na82CaПMg4}$	29	39	520	5	6,9	0,4	$CO_2$80
Кызылрабат	3880	1965	38	1,3	$\frac{HCO_3 84SO_4 13}{Ca65Na21Mg13}$	28	4	82	1,5	6,7	1,6	$CO_2$98
Джаушангоз	3360	1965	36	0,5	$\frac{SO_4 50HCO_3 30Cl14}{Na93Ca5}$	26	5	Нет	7,6	7,0	10,0	$N_2$68
Ширгин	2780	1965	35	1,9	$\frac{HCO_3 90SO_4 10}{Ca71Mg19Na9K1}$	120	3	620	—	6,4	6,0	$CO_2$97
Шахдара	2700	1965	35	0,5	$\frac{HCO_3 60SO_4 28Cl9}{Ca40Na35Mg23}$	13	2	Нет	4	7,4	12,0	$N_2$68
Авдж	2410	1965	34	1,8	$\frac{HCO_3 61SO_4 25Cl14}{Ca54Na24Mg19}$	46	6	510	1,2	6,6	4,2	$CO_2$99
Койтезек	3960	1965	33	0,3	$\frac{HCO_3 51SO_4 47Cl_2}{Na80Ca15Mg3}$	41	4	39	12	6,9	1,5	$N_2$91
Сасыкбулак	3800	1965	32	0,2	$\frac{HCO_3 59SO_4 30Cl7}{Na83Ca16}$	17	1	Нет	6,4	7,4	2,0	$N_2$61
Ханюлы	3950	1960	32	0,3	$\frac{HCO_3 69SO_4 29 Cl8}{Ca59Mg23Na16}$	26	—	29,7	—	6,8	5,7	$N_2$95
Даршай	3000	1973	31	3,8	$\frac{HCO_3 58Cl30SO_4 12}{Na54Ca39Mg7}$	75	28	662	0,8	7,6	2,3	$CO_2$98

щах. Тамдыкульские воды вскрыты скважиной в долине одноименной реки в известняках силура. Вода под большим напором разгружается из необорудованной скважины с температурой 88°С. На базе скважины создается лечебница районного значения в 26 км к северу от селения Джиргаталь. Источник Обисафет находится в долине р. Мульо-Обисафет и удален от населенных пунктов. Источник был многоводным, но в результате очередного землетрясения его завалило глыбами, и выход воды теперь представляет собой многочисленные горячие ручейки. Все названные выше три источника вод приурочены к глубинному разлому.

На Каратегинском хребте давно известны воды Оби-Гарм и Гармова. В Оби-Гарме в 1957 г. на месте выхода источника в долине небольшой речки глубокими скважинами (до 1000 м) из толщи четвертичных пород, куда вода поступает по трещинам в гранитном массиве, вскрыты минеральные воды. Скважины многодебитные, с самоизливом. На базе вод круглогодично работает курорт "Оби-Гарм" республиканского значения. Гармова — источник на нижней террасе ручья, выходящий из аллювиальных отложений. Он каптирован тремя цементными ваннами глубиной 1,5 м и используется местными жителями для лечения. Оба выхода воды связаны с Илякским глубинным разломом. На Гиссарском хребте скважинами на месте горячих источников выведены на поверхность самоизливающиеся воды Ходжа-Обигарм и Явроз. На этих водах круглогодично функционируют курорт "Ходжа-Обигарм" республиканского значения и санаторий "Явроз". Оба выхода вод вскрыты в трещинах гранитного массива в зоне Ходжаобигармского глубинного разлома.

В пределах северного склона Туркестанского хребта на глубине 1380 м скважиной вскрыт мощный пласт горячей воды в известняках силура. Самоизлив обеспечивает круглогодичную работу санатория "Ховатаг" областного значения.

Все выходы термальных вод связаны с региональными широтными разломами в интрузивных массивах палеозойского возраста на абсолютных высотах 1129—2900 м.

Термальные воды изучались многими исследователями в разное время, и материал получен неравноценный. Но тем не менее общая картина вырисовывается относительно четко. Для всех термальных вод, за малым исключением, характерны высокая температура (41,5—98°С), низкая минерализация (0,3—0,8 г/л), разнообразное сочетание анионов при более определенном натриевом или натриево-кальциевом составе катионов, высокая концентрация кремневой кислоты (50—174 мг/л) и фтора (2—11 мг/л), нейтральная или щелочная реакция и преобладающий азотный газовый состав; выход воды на поверхность чаще всего линейный, с высокими суммарными дебитами.

Термальные воды Ходжа-Обигарм, Оби-Гарм, Тамдыкуль, Явроз и Ховатаг детально разведаны и признаны месторождениями с подсчитанными и утвержденными ГКЗ запасами (табл. 2). Всего по указанным месторождениям авторами подсчитано 13328 м^3/сут термальных вод. Из них утверждено ГКЗ по категории A_2, B, C_1 11253 м^3/сут.

Горячие воды месторождений успешно используются курортами, санаториями и водолечебницами, но в теплоэнергоснабжении пока не нашли своего применения.

Термальные источники на территории *Памира* тяготеют к южной его половине, где значительные площади занимают разновозрастные магматические и метаморфические массивы. Выводы источников связаны с разрывными нарушениями тектонического происхождения, вскрываемыми глубокими эрозионными врезами. На 1984 г. известны 20 термальных источников: Элису, Иссыкбулак, Сасыкбулак, Койтезек, Джиланды, Токузбулак, Кокбай, Каук, Джаушангоз, Шахдара, Гармчашма, Бахмыр, Кызылрабат, Ханюлы, Джартыгумбез, Ямчин, Лангар, Ширгин, Авдж, Даршай. Источники Элису и необследованный горячий источник Бозтере находятся в зоне Мургабского глубинного разлома; Иссыкбулак, Сасыкбулак, Койтезек, Джиланды, Токузбулак, Каук, Бахмыр, Кызылрабат и Ханюлы тяготеют к Гунт-Аличурскому разлому; Кокбай, Джаушангоз, Шахдара, Гармчашма — к Гармчашминскому; Лангар, Ямчин, Ширгин, Авдж, Даршай находятся в зоне Северо-Гунтского глубинного разлома.

Температура воды — 30—76°С, но выше 40°С имеют только 10 источников. Минерализация вод различная и не превышает 3,8 г/л, но преимущественно менее 1 г/л. В анионном составе вод преобладают гидрокарбонаты, реже сульфаты и хлор; из катионов главенствующую роль играет Na, иногда Ca в сочетании с Mg или Na (табл. 3).

Из специфических микрокомпонентов в источниках преобладают кремнекислота и фтор (4—16 мг/л), в некоторых источниках дополнительно присутствует углекислота. Реакция воды от слабокислой до слабощелочной. По содержанию растворенных газов источники почти в равных количествах могут быть разделены на азотные и углекислые. Дебиты источников весьма разнообразны и находятся в пределах 1,5—12 л/с, составляя в общей сложности 6394 м^3/сут. В действительности эта величина значительно выше в результате почти повсеместной скрытой разгрузки какой-то части термальных вод непосредственно в русло рек.

Термальные воды Памира используются в бальнеологии, но крайне незначительно. Имеется только одна водолечебница на источнике Горячашма областного значения. В условиях Памира, где отсутствует топливная база, горячие воды могли бы сыграть свою роль в отопительном балансе области, но этому препятствует значительная удаленность населенных пунктов от источников тепла.

УДК 550.361+550.36.004.14

М.Р. Милькис, Л.И. Собора

ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ПЕРЕДОВОЙ ЗОНЫ КОПЕТДАГА И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

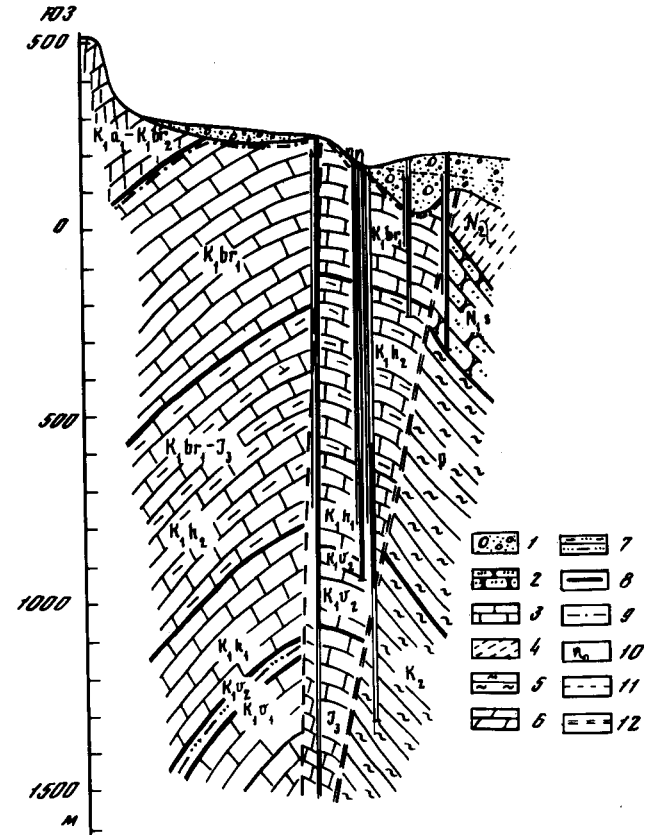
(на примере Джанахирского месторождения)

Наиболее широко распространены эти воды в двух субпараллельных линеаментах, пересекающих Копетдаг с юго-востока на северо-запад и уходящих за его пределы через альпийские системы Кавказа, Крыма и Карпат. Фрагментами их в Копетдаге являются Передовой и Внутрикопетдагский глубинные разломы, с которыми связаны одноименные термоминеральные зоны. Передовая зона простирается вдоль всего северо-восточного окончания Копетдага. Она выражена системами магистральных водоносных зон, соответствующих наиболее крупным диагональным разрывам Копетдага преимущественно правосдвигового характера.

Эти зоны простираются на десятки километров от северо-восточного окончания Копетдага на юго-восток, в его внутренние районы, и являются зонами питания, транзита и разгрузки пресных и термоминеральных подземных вод (Душак, Коу, Арчман, Иджери) мезозойско-кайнозойского разреза. Во внутренних частях этих зон происходят промежуточные разгрузки, на северо-западных окончаниях — конечные [Милькис, 1964]. Последние осуществляются на границе Копетдага и его прогиба, которая является отражением наибольших дислокаций вдоль Передового глубинного разлома и именуется Главным разломом Копетдага. Здесь со стратиграфической амплитудой более 6000 м находятся в контакте водоносные карбонатные отложения юры—неокома Копетдага и водоупорные или слабообводненные песчано-глинистые или алевритистые отложения неогена—палеогена и верхнего мела Предкопетдагского прогиба. Многокилометровая толща последних образует барьер на пути стока подземных вод Копетдага.

В течение двух последних десятилетий вдоль Передовой термоминеральной зоны были открыты и частично разведаны месторождения термоминеральных вод (Ашхабадское, Нижнефирюзинское, Бахарденское, Новоарчманское), на базе которых уже построены или проектируются лечебно-курортные комплексы или осуществляется промышленный розлив лечебно-столовых вод.

В 1980—1983 гг. при непосредственном участии авторов вблизи поселка Джанахир в 10 км к юго-западу от г. Кызыл-Арват открыто месторождение термоминеральных вод Джанахирское. В структурном плане оно расположено у северного склона передового хребта Джанахир, осложненного крупным тектоническим нарушением — Нухур-Казанджикским взбросо-сдвигом, являющимся составной частью Главного разлома Копетдага. Угол наклона плоскости взбросо-сдвига по результатам бурения 65—70°. Геолого-структурные особенности этого разлома определили гидрогеологические условия связанной с ним одноименной водоносной зоны (рисунок).



Геолого-гидрогеологический разрез Джанахирского месторождения термоминеральных вод

Водоносные комплексы и горизонты: *1* — четвертичный (Q) (галечник, гравий), *2* — сарматский (N_1s) (песчаники, известняки), *3* — мальм-неокомский (K_1br_1 — J_3) (известняки, песчаники); водоупорные толщи: *4* — плиоценовая (N_2) (суглинки, глины), *5* — палеогеновая и верхнемеловая (P—K_2) (глины), *6* — нижнеаптская и верхнебарремская (K_1a_1—K_1br_2) (мергели), *7* — верхневаланжинская (K_1v_2) (алевролиты); *8* — стратиграфические границы; *9* — границы водоносных комплексов и горизонтов; *10* — самоизливающиеся скважины; *11* — уровень подземных вод; *12* — главный разлом

Нухур-Казанджикская водоносная зона — одна из крупнейших по протяженности (250 км) в Копетдаге. Она представляет собой территорию с разветвленной сетью питающих ее более мелких водоносных зон.

Поисково-разведочными скв. 2а, 2, 3, 4 изучен геолого-гидрогеологический разрез до глубины 1750 м. Ими вскрыты отложения, представленные (сверху вниз): оолитовыми известняками нижнего баррема (мощность 338—420 м), известняками с прослоями алевролитов верхнего готерива (650 м), известняками валанжина (240 м) и верхней юры (350 м). В интервале глубин 1100—1150 м скв. 2 пересекла плоскость Главного (Нухур-Казанджикского) разлома Копетдага.

Таблица 1

Характеристика сульфидных вод Джанахирского месторождения

Номер скважины / Глубина, м	Интервал опробования, м / Дебит, л/с	Минерализация, г/л	Ионный состав, мг/экв/%	Содержание сероводорода, мг/л	pH	T, °C на устье	Микрокомпонентный состав, мг/л	Растворенный газ, % об.
2а / 405	150—300 / —	4	$Cl58SO_430HCO_312$ / Na70Ca15Mg14		7,76	21	Br — 7 I — 0,9 B — 5,6	
2 / 1470	740—940 / 2,0	7,2	$SO_455Cl31HCO_314$ / Na63Ca22Mg14	До 170	6,85	38°	Br — 4,9 I — 0,86 B — 8,6 F — 2,4 и др.	N_2 — 56,35 $CO_2 + H_2S$ — 42,2 O_2 — 0,9 — 0,9 Ar — 0,5 CH_4 — 0,04
3 / 1757	620—1300 / —	9,1	$Cl45SO_443HCo_312$ / Na72Ca16Mg11	60	6,66	24,5	Br — 9,8 I — 4 B — 0,28 F — 2	N_2 — 77,5 $CO_2 + H_2S$ — 8,9 O_2 — 13,0 Ar — 0,26 CH_4 — 0,5
4 / 1100	766—1100 / 1,0	7,3	$SO_462Cl22HCO_316$ / Na70Ca20Mg10	До 140	7,0	34,5	Br — 4,7 I — 1,7 B — 11,9 F — 2,9	N_2 — 77,8 $CO_2 + H_2S$ — 4,2 O_2 — 17,2 Ar — 0,45 CH_4 — 0,15

Таблица 2

Основные результаты геотермических исследований в поисково-разведочных скважинах месторождений Передовой термоминеральной зоны Копетдага

Месторождение	Номер скважины / Глубина, м	Утвержденные эксплуатационные запасы, $м^3$/сут / Ед. расхода скв., л/с	T, °C на устье / на забое	Геотермический градиент, мК/м
Ашхабадское	10 / 1230	420 / 21	36,5 / 41	20
Нижнефирюзинское	15 / 2500	— / 1,74	20,1 / 52	12
Бахарденское	20 / 2000	345 / 4,2	49,5 / 71,1	15
Новоарчманское	3 / 2000	— / 1,1	27 / 70	20
Джанахирское	2 / 1000	— / 3	38 / 46	20

Для подземных вод карбонатных отложений верхней юры—неокома, выделенных в Копетдаге в мальм-неокомский водоносный комплекс, характерен однородный хлоридно-сульфатный натриевый состав. В вертикальном разрезе происходит постепенное увеличение минерализации с глубиной от 4 (скв. 2а, интервал 150—300 м) до 9,1 г/л (скв. 3, интервал 620—1300 м), т.е. отмечается нормальный гидрохимический разрез, характерный для всего Западного Копетдага (табл. 1).

Из водоносных отложений нижнего готерива и верхнего валанжина скв. 2,4 выведены самоизливом на поверхность термоминеральные сульфидные воды: дебит 3 л/с при избыточном давлении на устье 2,6 атм, температура на устье 38°С. Общее содержание сероводорода достигает 170 мг/л.

Минеральные воды содержат I (до 4 мг/л), Br (14 мг/л), B (10 мг/л) и другие микрокомпоненты. Реакция вод в основном нейтральная — pH = 6,5—7,3, окисляемость до 120 мг, содержание кремниевой кислоты 9,6—51,2 мг/л, перманганатная окисляемость 0,33—1,65 мг/л, а йодатная —10,6—33,3 мг/л, нафтеновые кислоты — 9—10 мг/л, фенолы — 0—0,88 мг/л, гуминовые вещества — 0,5—0,675 мг/л.

В растворенном газе преобладают азот (56,4—86% об.), углекислота и сероводород (2,8—42% об.), присутствуют кислород (0,9—4,7% об.), водород, аргон, метан и тяжелые углеводороды (менее 1% об.). В спонтанно выделяющемся газе преобладает сероводород.

Температура сероводородных вод на поверхности при самоизливе — до 38°С (скв. 2). На глубине 500 и 1000 м (скв. 3) от дневной поверхности значения температуры соответственно 29 и 46°С. Среднее значение геотермического градиента месторождения — 20 мК/м.

Относительно невысокие значения геотермических параметров в пределах всей Передовой термоминеральной зоны (табл. 2), по-видимому, можно объяснить активным водообменом в сильно трещиноватых карбонатных отложениях мальм-неокомской толщи [Лысак, 1963].

Джанахирское месторождение сероводородных термоминеральных вод имеет высокие геолого-экономические условия освоения. Они объясняются близостью г. Кызыл-Арват, близостью железной и автомагистральной дорог, равнинностью местности, наличием пресных вод для водоснабжения, теплым климатом, живописностью местности и др. Тепло вод Джанахирского месторождения и большинства других месторождений термоминеральных вод Копетдага в связи с их ограниченными эксплуатационными запасами (100—1000 м^3/сут) и относительно низкими значениями температуры (не более 30—50°С), помимо использования при лечении в минеральных ваннах, может служить для обогрева зданий или теплиц местных курортов. Для более широкого использования термоминеральных вод Копетдага целесообразно в ближайшие годы провести поисково-разведочные работы на глубины до 3—4 тыс. м и более, прежде всего на уже освоенных месторождениях Передовой термоминеральной зоны Копетдага — Ашхабадском, Бахарденском, Новоарчманском, Джанахирском.

Литература

Лысак С.В. Некоторые результаты изучения термальных вод Сибирской платформы. — В кн.: Минеральные воды Восточной Сибири. М., 1963, с. 42—54.

Милькис М.Р. Особенности гидрогеологии мальм-неокомской карбонатной толщи Центрального Копетдага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 102—107. (Тр. ГЕОКОМА ТССР; Вып. 2).

УДК 550.361+550.36.004.14

В.И. Дворов

ФОРМИРОВАНИЕ ИОННО-СОЛЕВОГО СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ ПЛИОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Плиоцен-четвертичная терригенная толща, выполняющая большую часть Южно-Каспийской внутригеосинклинальной депрессии, представляет значительный интерес для многоплановых геологических исследований. Ее накопление происходило на фоне интенсивного опускания структуры (продолжающегося с конца палеогена до сегодняшних дней) в унаследованном морском бассейне, который не претерпевал полного осушения.

Глубинное строение Южно-Каспийской впадины аномально отличается от строения сопредельных территорий тем, что здесь полностью выклинивается гранитный слой, а мощность земной коры составляет 25—35 км [Вольвовский, Шлезингер, 1975; Лебедев, 1978]. Мощность осадочного чехла в центральной части впадины превышает 20 км, из них более 10 км приходится на плиоцен-четвертичную толщу. Длительное прогибание котловины компенсировалось сносом терригенного материала, причем скорость осадконакопления в четвертичное время достигала 2—3 км/млн. лет.

Собственно плиоценовый комплекс осадков характеризуется тем, что с западного и восточного бортов котловины он является вместилищем значительных запасов жидких и газообразных углеводородов.

В восточной части Южно-Каспийской котловины (Западно-Туркменская депрессия) плиоценовые отложения обнажаются в пределах некоторых антиклинальных структур Прибалханской зоны. Детальнее всего плиоцен-четвертичный разрез изучен на Челекене в связи с глубоким бурением на нефть и газ.

Нефтегазоносность проявляется с самых низов плиоценового песчано-глинистого комплекса осадков, условно выделенного в "красноцветную толщу". Единственным репером для ограничения этой толщи снизу служит слой более уплотненных пород (аргиллитоподобных глин и собственно аргиллитов), не характерных для залегающих выше рыхлых осадков.

Красноцветная толща (N_2^{1-2} ?), имеющая на Челекене мощность 2500—2600 м, представляет собой монотонное чередование глин, алевритов и песков, которые практически не содержат фаунистических остатков. Соотношение песчаных и глинистых прослоев закономерно изменяется по разрезу. Верхняя часть (700—800 м) отличается наибольшей песчанистостью (60—62%), ниже количество прослоев песка и глин примерно одинаково (до 1000—1100 м), в самых низах глины преобладают над песками, составляющими 30—40% разреза. Если в нижней и средней частях красноцветной толщи локализованы залежи нефти и газа, то с верхней частью, преимущественно песчаной, связаны высококонцентрированные хлоридные рассолы промышленного значения (Br, I). Сверху красноцветная толща ограничивается более

четко по зеленоватым слоистым глинам и пепловым прослоям акчагыльского возраста. В целом верхнеплиоценовые отложения (N_2^3ак–N_3^3ар), представленные главным образом глинами, регионально перекрывают красноцветную толщу, являясь для нее верхним водоупором.

Морское происхождение плиоценового комплекса осадков не вызывает сомнений [Тегелеков, 1959; Семенович, 1960]. Снос терригенного материала осуществлялся с сопряженно воздымающихся горных сооружений Эльбурса, Большого и Малого Балханов, Куба-Дага на юге и востоке и с Кавказской системы на западе [Вистелиус, Романова, 1962].

Пески грауваковые, мелко-среднезернистые, на 80—90% состоят из зерен класса 0,1—0,02 мм. Легкая фракция песков (95—99%) представлена кварцем, плагиоклазами, калиевым полевым шпатом, мусковитом, карбонатом; тяжелая — гранатом, ильменитом, эпидотом, роговой обманкой, гематитом, лимонитом и другими минералами.

Глины неоднородны, часто содержат значительную примесь песчаных и алевролитовых частиц. В составе глин преобладает гидромусковит, встречаются монтмориллонит, гидроаргиллит, железистые минералы — гетит, гидрогетит, гидрогематит.

И пески и глины карбонатизированы: среднее содержание $CaCO_3$ в песках 8,5%, в глинах — 17% (59 анализов) [Дворов, 1975].

Нигде в пределах плиоценовой толщи не обнаружены галогенные фации осадков. Но в низах красноцвета отдельными скважинами на Челекене вскрыты прослои с ангидритом и анкеритом, однако галоидных солей в этих породах не найдено. Исследование биономических условий [Агаларова, 1952] показало, что в век красноцветной толщи, а тем более в акчагыле и апшероне минерализация воды в бассейне осадконакопления, по-видимому, не отличалась от современной и в целом отвечала солоноватоводной обстановке.

На этом фоне выглядит чрезвычайно аномальной гидрогеохимическая ситуация. Песчаные коллекторы красноцветной толщи содержат хлоридные натриево-кальциевые рассолы с общей минерализацией до 300 г/л, причем в вертикальном разрезе наблюдается инверсионная гидрохимическая зональность, впервые выделенная А.В. Щербаковым [1947]. Суть ее заключается в том, что в верхней части красноцветных отложений (существенно песчанистых) локализованы крепкие рассолы с минерализацией 150—300 г/л. Глубже по разрезу минерализация быстро падает и в низах красноцвета, где преобладают глины, уже не превышает 50—80 г/л.

Вертикальная гидрохимическая зональность, замеченная на Челекене, в различных вариантах проявлена и на других антиклинальных сооружениях Прибалханского района. Того же типа закономерность отмечается на западном берегу Каспия — на структурах Апшерона. Таким образом, зональность инверсионного типа является своего рода отличительной чертой гидрогеохимии всего Южно-Каспийского артезианского бассейна, но основной парадокс этого бассейна заключается в другом: солоноватоводные по типу седиментогенеза терригенные осадки плиоцена, которые не содержат галоидных фаций, вмещают крепкие хлоридные рассолы. Анализ гидрохимических признаков (бром-хлорное, магний-хлорное отношения) позволяет отнести эти рассолы к типу морских, седиментационных [Валяшко, Колодина, 1962; Дворов, 1975]. Но какова бы ни была степень метаморфизации изначально морских вод, невозможно объяснить, каким образом концентрация хлор-иона (источник которого отсутствует в осадках) увеличилась с 7—20 г/л в бассейне седиментации до 100—200 г/л в рассолах.

Вопросу генезиса рассолов плиоценовой толщи посвящено большое число работ. Один из первых исследователей Челекена — К.П. Калицкий [1922] полагал, что это воды ювенильного происхождения. В работах 30-х годов А.И. Смолко [1936] высказывал мнение об инфильтрационном характере рассолов плиоцена, которые обрели высокую минерализацию за счет выщелачивания солей из пород.

В.В. Семенович, работая в Туркмении в 50-х годах, объяснял образование рассольных минерализаций явлениями дегазации (глубинного газового испарения) заключенных в песках морских вод [1957]. Близкого мнения придерживался В.В. Колодий [1968], доказывая, что инверсионная зональность обязана разбавлению рассолов конденсатом глубинных нефтеобразующих эманаций. Ю.В. Добров [1960] предложил лагунный механизм концентрирования морских вод до состояния рассолов в период регрессии красноцветного бассейна.

Таким образом, основное расхождение во мнениях относительно генезиса плиоценовых рассолов заключается в вопросе о преобладании процессов выщелачивания или явлений отжима седиментационных вод с последующей их метаморфизацией (вода—порода, вода—газ).

Критика вышеизложенных концепций подробно изложена [Дворов, 1975], но следует отметить, что модель солончакового концентрирования морской воды, предложенная автором, хотя в данный момент не отвергнута, но существенным образом модифицирована благодаря последним (1980—1983 гг.) исследованиям восточного побережья Каспийского моря [Дворов, 1981].

В условиях аридного климата пологие песчаные побережья играют роль мощных концентраторов морской воды. При штормовых или ветровых нагонах воды часть суши становится временно затопленной территорией, ширина которой измеряется от 50—100 м до 5—6 км. Длительность затопления зависит от начальной высоты подъема воды. Ординарные приливы (0,3—0,5 м) происходят с частотой 1—2 раза в сутки. Сгон воды после катастрофических приливов (подъем уровня около 1 м) может затянуться на 7—10 сут, однако такие приливы случаются не чаще 3—4 раз в год.

Быстрому испарению способствуют ветер, интенсивный солнечный прогрев воды на залитых участках (35—37° С) и высокая нагретость побережий, особенно в летнее время (до 50—60° С).

При сгонах воды активный испарительный процесс продолжается до тех пор, пока зеркало водного потока не опускается на глубину максимального капиллярного поднятия в песках — 25—50 см. На поверхности при этом образуется солончаковая корка мощностью

до 5 мм, состоящая из песка, цементированного гипсом и галитом (до 20% NaCl). Ниже этой корки на уровне первого водоносного горизонта сосредоточивается сконцентрированная до галитовой стадии морская вода, гидродинамически связанная с поровыми растворами отложений в прибрежной площади акватории. Очередной прилив растворяет солончаковую корку, тем самым пополняя грунтовые воды новой порцией рассола.

Чтобы оценить химический состав подобного рассола, в полевых условиях были произведены водные вытяжки из солончаковых корок при условии: $P_{тв}$ фаза, г/$P_ж$ фаза, г = 2/1. Вытяжка дистиллированной водой дала рассол с содержанием, г/л: $Na^+ = 42,1$; $Mg^{2+} = 7,91$; $Ca^{2+} = 0,24$; $Cl^- = 72,78$; $SO_4^{2-} = 21,6$; $HCO_3^- = 0,342$; общая минерализация = 145,21. Вытяжка морской водой привела к аналогичным результатам, г/л: $Na^+ = 43,97$; $Mg^{2+} = 8,03$; $Ca^{2+} = 0,48$; $Cl^- = 75,44$; $SO_4^{2-} = 22,32$; $HCO_3^- = 0,403$; общая минерализация = 150,64.

Следует отметить, что рассолы с концентрацией 120—160 г/л довольно часто встречаются в прибрежных песчаных осадках восточной части Каспийского моря.

Если прибрежные песчаные осадки имеют мощность более 3—4 м до ближайшего водоупора, то в пределах зоны испарительного концентрирования обнаруживается необычный гидрохимический разрез (рис. 1,*а*). Нередко при заглублении в осадок на каждые 30—50 см можно наблюдать увеличение (или уменьшение) минерализации порового раствора на 30—50 г/л. Сам же поровый раствор представляет многослойную жидкость с резкими различиями в плотности.

Периодически возникающий подпор после очередного прилива заставляет более тяжелую жидкость (рассол) стекать в среде осадка по морскому ложу в сторону акватории, при этом менее плотная морская вода отжимается вверх в придонный слой (рис. 1,*б*). Подобный процесс отчетливо отмечен на гидрохимическом профиле в районе зал. Узун-Ада, где на расстоянии 5 км от берега на 1,5-метровой глубине осадка обнаружен рассол с минерализацией более 100 г/л.

На расстоянии 8—10 км от берега пески начинают перекрываться слоем алеврита, а еще далее — илами, в связи с чем рассолоносный горизонт как бы запечатывается, предохраняясь от разбавления морской водой. Из этого наблюдения нетрудно заключить, что при частой миграции береговой линии трансгрессивные движения бассейна будут приводить к периодическому захоронению рассолоносных песков зоны испарительного концентрирования под слоями менее проницаемых осадков.

Степень концентрирования морской воды в пределах приливно-отливных зон зависит от множества факторов, но одними из главнейших являются динамика приливов и температура воздуха. Очень частые приливы не способствуют рассолообразованию, так как основное испарение происходит после сгона морской воды. Наоборот, слишком редкие приливы не обеспечивают поровые растворы прибрежных осадков массой солей.

Таким образом, различные участки побережья формируют рассолы с определенной степенью минерализации, которая варьирует

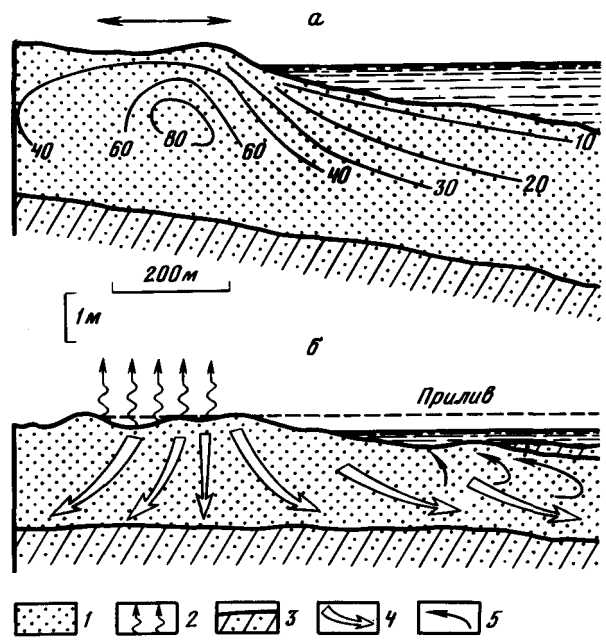


Рис. 1. **Гидрохимический разрез "берег — море" в районе зал. Узун-Ада**

а — распределение Cl в поровых растворах, г/л; *б* — формирование рассольных поровых растворов в приливно-отливных зонах.

1 — средне-мелкозернистые пески; *2* — площадь концентрирования морской воды; *3* — относительный водоупор — алевриты; *4* — движение рассолов; *5* — направление движения вытесняемой морской воды

от нормальной морской до уровня предгалитовой стадии (около 300 г/л). Графики эмпирических зависимостей между концентрациями Cl^-, Mg^{2+} и минерализацией поровых растворов (рис. 2) убедительно свидетельствуют о непрерывном характере кривой концентрирования. Соотношение $Cl^- Mg^{2+}$ говорит об отчетливо линейной зависимости этих параметров, что обычно наблюдается в рассолах догалитовой стадии. Концентрации Mg^{2+} линейно изменяются только в интервале минерализации 20—150 г/л. Далее дисперсия значений Mg^{2+} увеличивается, и в целом зависимость становится, по-видимому, криволинейной. Можно предположить, что на участке минерализаций выше 150 г/л магний-ион начинает расходоваться, принимая участие в реакциях доломитизации и обмена на глинистых частицах.

Концентрация гидрокарбонат-иона на фоне возрастающей минерализации поровых растворов ведет себя как обратно зависимая величина. Однако такая форма связи говорит лишь о том, что источником гидрокарбоната не является морская вода. Большее или меньшее его содержание зависит от поступления в раствор углекислоты, возникающей за счет окисления органического вещества. А поскольку растворимость углекислоты обратно пропорциональна минерализации раствора, то и продукт ее диссоциации — гидрокарбонат — полностью повторяет эту связь.

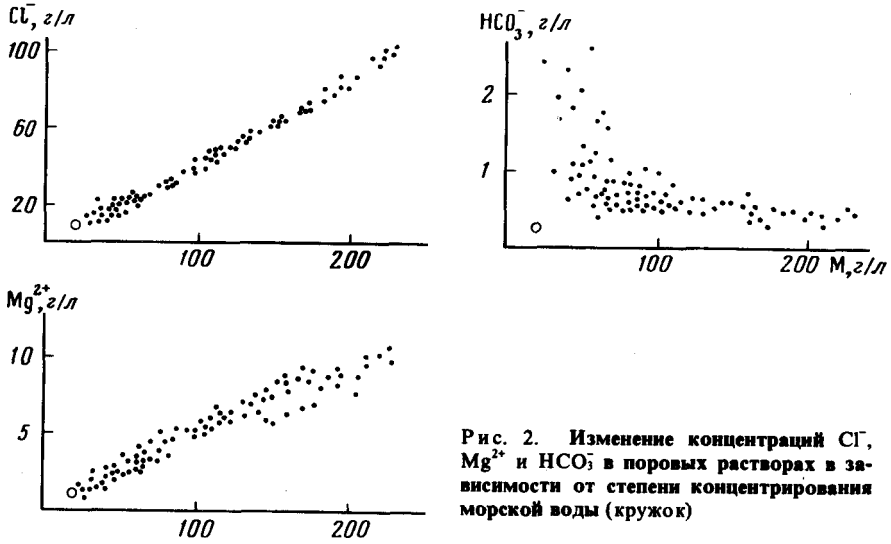


Рис. 2. **Изменение концентраций Cl^-, Mg^{2+} и HCO_3^- в поровых растворах в зависимости от степени концентрирования морской воды (кружок)**

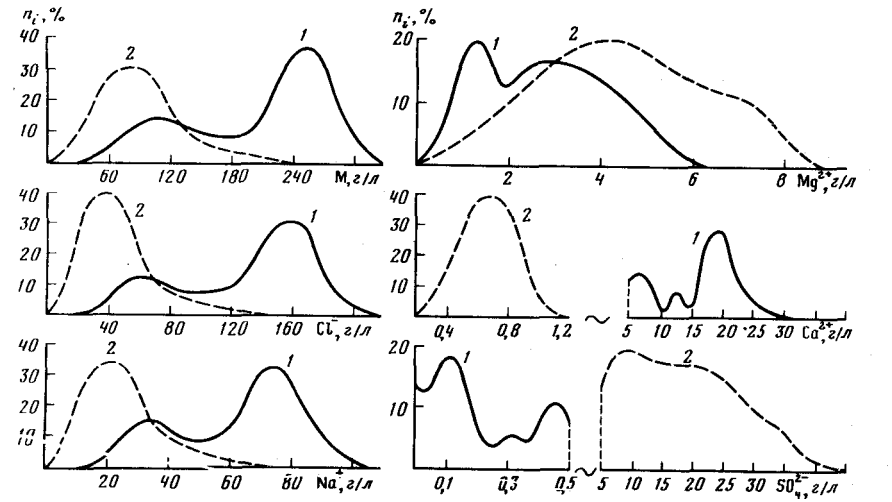


Рис. 3. **Вариационные кривые химического состава рассолов красноцветной толщи (*1*) (176 анализов) и поровых растворов современных прибрежных осадков Юго-Восточного Каспия (*2*) (160 анализов)**

Теперь сопоставим химические характеристики прибрежных рассолов Каспия с составом рассолов красноцветной толщи. На рис. 3 приведены вариационные кривые распределения наиболее важных солевых компонентов. Нетрудно заметить, что минерализация современных прибрежных рассолов, содержания Cl^- и Na^+ в целом соответствуют одной из ветвей химического состава рассолов красноцвета. Содержания Mg^{2+} в двух анализируемых группах рассолов также сопоставимы, хотя в результате длительного метаморфизма плиоценовых вод концентрация магния стала, по-видимому, ниже исходной за счет обмена с твердой фазой осадка.

Полностью несопоставимы рассолы по кальций- и сульфат-ионам. Если в солончаковых рассолах концентрация Ca^{2+} не превышает 1,2 г/л, то в рассолах плиоцена она примерно в 20 раз выше. Диаметрально противоположная картина наблюдается для сульфат-иона: одни рассолы бессульфатны, в других содержание SO_4^{2-} достигает 40 г/л.

Для того чтобы выяснить, могут ли современные солончаковые рассолы претерпеть такие разительные изменения по кальцию и сульфату, был проделан сложный расчет равновесия в кальцитовой и гипсовой системах на фоне возрастающей минерализации порового раствора. По данным 60 анализов на ЭВМ были подсчитаны комплексные формы $CaSO_4^o$, $MgSO_4^o$, $NaSO_4^-$, $CaHCO_3^+$, $NaHCO_3^o$, $CaCO_3^o$, $MgCO_3^o$, $NaCO_3^-$ — и определены концентрации свободных ионов $Ca^{2+}_{св}$, $Mg^{2+}_{св}$, $Na^+_{св}$, $SO^{2-}_{4св}$, $HCO^-_{3св}$.

После этого произведения растворимости $CaCO_3$ и $CaSO_4$ были сопоставлены с произведениями активностей $[Ca^{2+}_{св}] \cdot [CO^{2-}_{3св}]$ и $[Ca^{2+}_{св}] \cdot [SO^{2-}_{4св}]$. Оказалось, что поровые растворы насыщены по $CaCO_{3тв}$ от минерализации современной каспийской воды (17 г/л) до 70—80 г/л. В этом интервале сульфатная система недосыщена; равновесие Ca^{2+} – SO_4^{2-} – $CaSO_{4тв}$ наступает лишь при минерализации порового раствора, большей 80 г/л, причем конкурирующая кальцитовая система выходит из равновесия.

Минералогические следствия вышеприведенного физико-химического расчета таковы, что до солености 70—80 г/л преобладающим кальциевым соединением является кальцит, после — в составе аутигенных минералов возможно появление гипса. Фактически при общей минерализации более 80 г/л состояние среды контролируется реакцией обмена сульфат кальция ⇄ карбонат кальция:

$$CaSO_{4тв} + HCO_{3св} = CaCO_{3тв} + H^+ + SO^{2-}_{4св} \quad (1).$$

Для реально измеренных величин температуры T = 20—25° C константа этой реакции варьирует в пределах $k = 10^{-6,53} - 10^{-6,41}$.

Предположение о том, что буферные свойства среды, отмечаемые сравнительным постоянством pH поровых растворов (близких к нейтральным), формируются карбонатно-сульфатным равновесием, было проверено аналитически, исходя из константы реакции (1):

$$k = [H^+]\,[SO^{2-}_{4св}]\,/\,[HCO^-_{3св}];$$

$$pH = \lg[SO^{2-}_{4св}] - \lg k - \lg[HCO^-_{3св}].$$

Результаты расчетов, приведенные в таблице, убеждают в правильности сделанного предположения. Средние величины pH, измеренные и вычисленные, в точности совпадают. Абсолютные отклонения ΔpH, за редким исключением, соответствуют инструментальной ошибке измерения pH = ± 0,1. Ошибку же получения величины $pH_{выч}$ вообще трудно оценить, поскольку при ее вычислении используются данные об активных концентрациях свободных ионов HCO_3^- и SO_4^{2-}, точность которых зависит от правильности заложенных в расчет коэффициентов активности, констант ионных пар и т.д.

Сравнение величин pH поровых растворов, реально измеренных ($pH_{изм}$) и вычисленных ($pH_{выч}$) по реакции (I)

Номер образца	$pH_{изм}$	$pH_{выч}$	Δ pH	Номер образца	$pH_{изм}$	$pH_{выч}$	Δ pH
2	7,18	7,38	−0,20	20	7,04	7,11	−0,07
3	7,18	7,27	−0,09	21	7,00	7,07	−0,07
4	7,03	7,18	−0,15	22	7,05	7,15	−0,10
6	7,40	7,43	−0,03	23	7,00	6,54	+0,46
7	7,40	7,46	−0,06	24	6,80	6,65	+0,15
8	7,21	7,43	−0,22	25	6,65	6,63	+0,02
10	7,21	7,22	−0,01	36	7,02	6,92	+0,10
11	7,08	7,25	−0,17	37	7,00	6,97	+0,03
12	6,95	7,12	−0,17	38	6,96	6,97	−0,01
14	7,09	6,94	+0,15	40	7,20	7,20	±0
15	7,14	7,10	+0,04	41	7,14	7,22	−0,08
16	7,02	6,81	+0,21	42	7,08	7,24	−0,16
17	6,95	6,80	+0,15	45	7,16	6,96	+0,20
18	7,14	6,98	+0,16		$pH_{ср} = 7{,}07$	$pH_{ср} = 7{,}07$	
19	7,03	7,02	+0,01				

На рис. 4 представлена диаграмма состояния поровых растворов прибрежных зон Юго-Восточного Каспия. Поля устойчивости железистых и кальциевых минералов проведены исходя из максимальных зарегистрированных концентраций сульфидной серы ($\Sigma(H_2S + HS^-) = 10^{-2}$) и обычно встречаемой активности $Fe^{2+} = 10^{-6}$ моля. Диаграмма наглядно отображает свойство буферности поровых растворов, особенно в поле стабильного двухвалентного железа. Необходимо отметить и тот факт, что сероводородная система при $[H_2S] \approx 10^{-3}$ моля выступает как потенциалзадающая только в кислой области и до pH ≈ 7,1. В этом нетрудно убедиться, искусственно подкисляя или подщелачивая пробу порового раствора (крупные точки на диаграмме).

Вертикальная пунктирная линия, проходящая через pH = 7,07, является эмпирической границей полей устойчивости $CaSO_{4тв}$ и $CaCO_{3тв}$ при общей карбонатности $[\Sigma_{карб}] = 10^{-2,5}$ моля, что соответствует средним величинам карбонатности поровых растворов.

В целом диаграмма четко подтверждает парагенезисы аутигенных минералов в песчаных осадках прибрежных зон: при Eh ниже −140 мВ — сульфиды железа (Fe_3S_4, FeS_2) + кальцит, при Eh = −100 ÷ ÷ +100 мВ одинаково вероятны сульфат и карбонат кальция, при Eh выше + 100 мВ наиболее представительна ассоциация окислов железа + кальцит.

Как видно из составов аутигенной минерализации, в процессе диагенеза затрагиваются главным образом серо- и углеродсодержащие соединения поровых растворов. Уже в придонной части осадка, богатого органическим веществом, начинаются процессы аэробного брожения, обогащающие поровый раствор углекислотой ($HCO_3^- = 500$—600 мг/л), фосфором (1—2 мг/л P_2O_5) и аммонием (200—400 мг/л

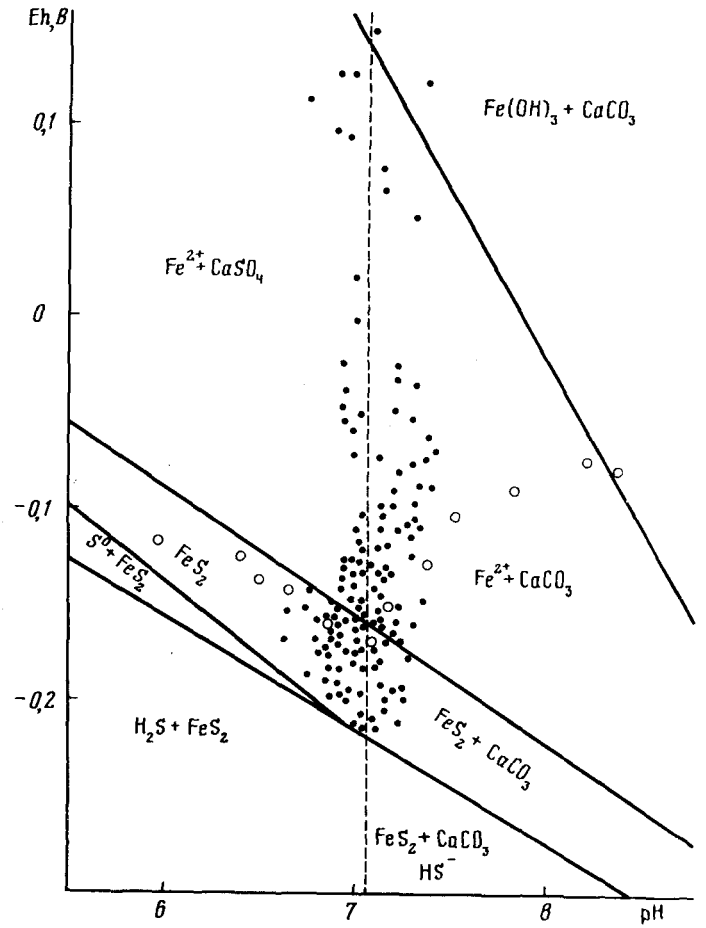


Рис. 4. **Диаграмма устойчивости карбонатных, сульфатных и сульфидных аутигенных минералов для условий рассольных поровых растворов современных прибрежных осадков при $T = 20°$ C** (мелкие точки)

Кружками отмечен эксперимент по искусственному подкислению и подщелачиванию порового раствора с начальными параметрами: Eh = −163 мВ; pH = 7,10; $\Sigma(H_2 + HS^-) = 10^{-3}$ моля; $\Sigma(H_2CO_3 + HCO_3^-) = 10^{-2,5}$ моля (данные по свободным энергиям образования заимствованы из [Гаррелс, Крайст, 1968]).

NH_4^+). Скачкообразно понижается величина pH от 8,3—8,5 (море) до 7,1—7,4 (придонный слой осадка). Окислительно-восстановительный потенциал в этих условиях жестко контролируется системой $Fe^{2+}/Fe(OH)_3$ и в зависимости от концентрации Fe^{2+} колеблется в пределах 80—120 мВ.

На мелководном шельфе, где формируются песчано-водорослевые осадки, слой аэробного брожения маломощен (первые десятки сантиметров), а иногда и совсем отсутствует. Часто уже в нескольких сантиметрах от дна в глубь осадка свободный кислород практически выработан и начинается зона деятельности анаэробных бактерий,

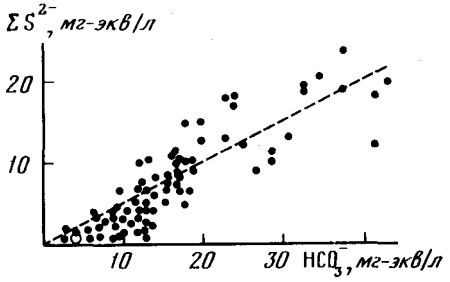


Рис. 5. **Эмпирическая зависимость между сульфидностью и карбонатностью поровых растворов, в которых происходит биогенная сульфат-редукция** (кружком отмечено содержание HCO_3^- в каспийской воде)

использующих кислород сульфат-иона для окисления органического вещества. В результате реакций сульфат-редукции поровый раствор обогащается сероводородом и углекислотой, и тем значительнее увеличение сульфидности и карбонатности, чем: 1) менее минерализован раствор; 2) более активна гидродинамика среды. Так, поровые растворы, вскрытые в прибойной зоне побережья Узун-Ада на глубине осадка 1,5—2 м и имеющие — 2—3-кратную минерализацию относительно морской воды, достигали концентрации ΣS^{2-} более 20 мг-экв/л и HCO_3^- более 40 мг-экв/л (NH_4^+ до 1,5 г/л; P_2O_5 до 25 мг/л). На соседних же участках шельфа, где на той же глубине осадка сказывалось влияние прибрежных рассолов с 10-кратной минерализацией морской воды, содержания сульфидных и карбонатных компонентов составляли соответственно 1,0 и 6—8 мг-экв/л.

Эмпирический материал показывает (рис. 5), что в реакциях сульфат-редукции, идущих на базе различных органических соединений, выход сероводорода и углекислоты пропорционален и соответствует стехиометрии 1:2. Формально сульфат-редукция описывается реакцией $SO_4^{2-} + 2\ C_{орг} = S^{2-} + 2\ CO_2$, где под символом $C_{орг}$ понимается не элементарный углерод, а углеводородное соединение или, скорее, различные радикалы типа COOH или гипотетического радикала CH_2O, который по брутто-формуле соответствует формальдегиду. Тогда уравнения сульфат-редукции принимают более реальный смысл:

$$2\ COOH^- + 4H^+ + SO_4^{2-} = H_2S + 2HCO_3^- + 2H_2O,$$

$$2\ CH_2O + 2H^+ + SO_4^{2-} = H_2S + 2CO_2 + 2H_2O.$$

В песчаных осадках шельфа, несмотря на большой расход SO_4^{2-} на сероводородообразование, ощутимый дефицит этого иона наблюдается лишь в исключительных случаях. Так, в нескольких пробах поровых растворов, имеющих 3-кратную минерализацию относительно морской воды, концентрация SO_4^{2-} должна была бы составлять не менее 13 г/л. Однако активная сульфат-редукция, оцененная по сумме $H_2S + HS^- = 18—22$ мг-экв/л, привела к "выработке" сульфата до концентраций 1,5—1,8 г/л, т.е. втрое меньших, чем в исходной каспийской воде (4,5 г/л SO_4^{2-}). Нетрудно видеть, что количество сероводорода, находящегося в поровом растворе, не соответствует "выработанному" сульфату и примерно в 10 раз меньше, чем должно быть, учитывая, что в реакциях сульфат-редукции прореагировало более

11 г/л SO_4^{2-} (более 230 мг-экв/л). Это означает, что около 200 мг-экв/л ($H_2S + HS^-$) зафиксировалось в осадке в виде сульфидов железа или диффундировало в придонный слой, где сероводород окислился сначала до S^o, а потом до SO_4^{2-}.

Второй продукт сульфат-редукции — углекислота, несмотря на то что ее выход, судя по стехиометрии реакции, вдвое больший, чем для сероводорода, также не накапливается поровыми растворами. Основная ее часть идет на формирование аутигенного кальцита, в результате чего концентрация кальция в растворе держится на предельно низком уровне (0,2—0,4 г/л). Поскольку в рассолах прибрежного концентрирования система Ca^{2+}—SO_4^{2-}—$CaSO_{4\,тв}$ насыщена, практическое отсутствие кальция позволяет сульфату накапливаться в значительных количествах (30—50 г/л).

Таким образом, при формировании в прибрежных песчаных осадках рассольных поровых растворов химический состав их по сульфату в основном соответствует кратности концентрирования морской воды. Расходование этого иона в реакциях сульфат-редукции компенсируется притоком с берега новых порций рассолов, переобогащенных сульфатом, который выщелачивается из гипс-галитового цемента солончаков. Но подобная ситуация сохраняется до тех пор, пока песчаный коллектор находится в зоне воздействия приливных подпоров. При очередной трансгрессии песчаный рассолоносный горизонт перекрывается менее проницаемыми алевритами и илами, вследствие чего активный гидродинамический режим меняется застойным. В этих условиях приток сульфата по коллектору происходит исключительно диффузионным путем. Скорость сульфат-редукции заметно падает, но она не прекращается, в результате чего концентрация сульфата постепенно уменьшается. Генерация углекислоты также замедляется, что выводит карбонатную систему из равновесия. В качестве компенсирующего воздействия на убыль сульфата начинается растворение аутигенного кальцита, в результате чего постепенно возрастает концентрация кальций-иона.

В осадках, погруженных на глубину около 1 км, где температура достигает 30—40°С, наблюдается всплеск сульфат-дедукционной активности, вызванный термокатализом.

Если в придонных слоях, изобилующих легкоокисляемым органическим веществом, сульфат-редукция осуществляется при посредстве биокатализа (симбиоза аэробных и анаэробных бактериальных форм), то для глубинных условий, где органическое вещество за длительный период подверглось значительной липидизации, подобную каталитическую роль играет температура.

Следует отметить,что на глубине главным поставщиком органического вещества является уже масса глинистых осадков, поскольку в более проницаемых слоях песков и алевритов органический материал практически выработан еще в стадии начального диагенеза. На глубинах более 1 км в песчано-глинистом комплексе устанавливается элизионный гидродинамический режим, что дополняет диффузионный обмен Na^+; SO_4^{2-} (пески) → (глины) гравитационным — органическое вещество + вода (глины) → (пески).

Сульфат-редукция более активно развивается в коллекторах, поскольку здесь гораздо динамичнее отток из зоны реакции конечных продуктов — сероводорода и углекислоты. Последние постепенно диффундируют в глины (имеющие значительный резерв железа и кальция) и фиксируются в виде сульфидов железа (троиллит, пирит) и кальцита.

За длительный геологический период концентрация сульфата в поровых растворах песчано-глинистой толщи, погруженной на глубину 1—2 км, уменьшается примерно в 100 раз до величин 0,1—0,4 г/л. Пропорционально уменьшению сульфата вследствие постоянства равновесия гипсовой системы во столько же раз возрастает концентрация кальция за счет растворения кальцита и выведения этого иона из обменного комплекса глин (обмен на Na^+). Таким образом, хлоридно-сульфатный натриевый состав материнских рассолов под воздействием процессов десульфатизации изменяется на хлоридный натриево-кальциевый состав, которым характеризуются рассолы красноцветной толщи.

Представленный механизм формирования ионно-солевого состава рассолов плиоцена раскрывает также причину их инверсионной вертикальной зональности. Если крепкие рассолы локализуются в прибрежных песчано-алевритовых фациях осадков, то в илах, отлагающихся вдали от берега, в момент седиментогенеза захороняются воды с невысокой морской минерализацией. В дальнейшем в песчано-глинистом комплексе происходит выравнивание минерализаций поровых растворов через диффузию и элизионный отжим иловых вод в коллекторы. Но чем больше прослоев песка в разрезе, тем выше должна быть конечная минерализация подземных вод всего комплекса осадков.

Ранее уже упоминалось, что красноцветная толща в верхней своей части имеет преобладание песков над прослоями глин, в нижней же части она в основном глинистая. В этом, по-видимому, кроется причина сосредоточения крепких рассолов в песчанистой части разреза и резкого уменьшения общей минерализации подземных вод в существенно глинистой средней и нижней его частях.

В заключение в тезисной форме представим геохимическую модель формирования ионно-солевого состава термальных вод красноцветной толщи.

1. Испарительное увеличение минерализации морской воды в приливно-отливной зоне полого наклоненной прибрежной равнины. Насыщение песчано-алевритовых отложений шельфа солончаковыми рассолами.

Начальный диагенез (T = 4 — 25° C)

2. Аэробное преобразование органического вещества в прибрежных песчано-алевритовых осадках — (углеводы, белки) + mH_2O + энзимы → CO_2 + nH^+ + (одноосновные предельные кислоты, низкие спирты) + + липиды: $Fe(OH)_3 + 3H^+ = Fe^{2+} + 3H_2O$; $Ca^{2+} + HCO_3^- = CaCO_{3тв} + H^+$.

3. Стабилизация кислотности среды (карбонатно-сульфатный буфер): $CaCO_{3тв} + H^+ + SO_4^{2-} = CaSO_{4тв} + HCO_3^-$.

4. Анаэробное преобразование органического вещества (реакции сульфат-редукции) — (одноосновные предельные кислоты, аминокислоты, спирты, "осколки" молекул углеводов) + mH^+ + SO_4^{2-} → H_2S + $+2HCO_3^- + nH_2O + (NH_4^+, PO_4^{3-})$ + предельные углеводороды (CH_4) + липиды: $Fe(OH)_3 + 2H_2S = FeS_2 + H^+ + 3H_2O$; $Ca^{2+} + HCO_3^- = CaCO_{3тв} + H^+$.

5. Трансгрессия моря, захоронение рассолоносных песчаных отложений под слоем глин. Стадия "медленнотекущих" реакций сульфат-редукции в песках и глинах.

Глубокий диагенез (T = 30—50° C)

6. Погружение осадков на глубину свыше 1 км. Начало элизионных процессов в глинистых отложениях песчано-глинистого комплекса осадков. Активизация сульфат-редукции на основе органического вещества глин под воздействием термокатализа. Десульфатизация рассолов, процессы ионного обмена, пиритизация и карбонатизация глин: $Fe^{2+} + 2H_2S = FeS_2 + 4H^+$; Ca (глины) + Na^+ (раствор) = Ca^{2+} (раствор) + Na (глины); Ca (глины) + Mg^{2+} (раствор) = Ca^{2+} (раствор) + Mg (глины); $Ca^{2+} + HCO_3^- = CaCO_{3тв} + H^+$.

Начальный катагенез (T > 80° C)

7. Прекращение активных реакций биогенной сульфат-редукции ("тепловой порог" жизнедеятельности бактерий). Метаморфизация термальных рассолов до $M_{150-250}Cl/(Na + Ca)$ в преимущественно песчанистой части красноцветной толщи и до $M_{30-80}(Cl + HCO_3)/Na$ в разрезе, где преобладают глины.

Возможно, что отдельные детали представленной геохимической модели имеют дискуссионный характер, однако главный вывод не вызывает сомнений: термальные рассолы красноцветной толщи относятся к генетическому классу морских седиментогенных. Отсюда впрямую вытекает ответ на вопрос о причинах накопления в них брома, стронция, бария, редких щелочей (испарительное концентрирование) и йода, аммония — компонентов, свидетельствующих о глубокой переработке органического вещества песчано-глинистой толщи.

Литература

Агаларова Д.А. Биономические условия бассейнов века продуктивной толщи и красноцвета. — Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН, 1952, N 2, с. 116—121.

Валяшко М.Г., Колодина Л.И. О генезисе подземных вод Прикаспийской низменности Туркмении. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1962, N 3, с. 34—46.

Вистелиус А.Б., Романова М.А. Красноцветные отложения п-ова Челекен. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, 258 с.

Вольвовский И.С., Шлезингер А.Е. Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Недра, 1975, с. 13—41.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.

Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.

Дворов В.И. Энергетика прибрежного гипергенеза и диагенеза осадков. — Литология и полез. ископаемые, 1981, N 4, с. 44—57.

Добров Ю.В. Происхождение вод нефтяных месторождений Юго-Западной Туркмении. — Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН, 1960, N 5, с. 43—49.

Калицкий К.П. Закаспийская область. — Нефт. и сланцевое хоз-во, 1922, N 78, с. 14—19.

Колодий В.В. Формирование вод пониженной минерализации в недрах нефтегазовых месторождений. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых рассолов. М., 1968, с. 113—118.

Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 176 с.

Семенович В.В. Подземные воды Челеке-

на. — Изв. АН ТССР, 1957, N 5, с. 54—59.
Семенович В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена. — Тр. Комплекс. юж. геол. экспедиции АН СССР, 1960, вып. 5, с. 34—41.
Смолко А.И. О возрасте сбросов на Челекене. — Нефт. хоз-во, 1936, N 1, с. 32—38.
Тегелеков К. Об образовании красноцветной толщи Юго-Западного Туркменистана. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1959, N 3, с. 84—91.
Щербаков А.В. Йодо-бромные воды п-ова Челекен. — В кн.: Труды научно-исследовательских институтов. М.; Л., 1947, с. 86—96.

УДК 553.982:551.526.8:550.341.2

А.В. Кудельский

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ПРИРОДА НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Нефтегазоносные бассейны (НГБ) связаны с крупными геологическими структурами литосферы (депрессиями), выполненными осадочными образованиями общей мощностью от 4 до 25—30 км в наиболее прогнутых частях мегаформ. Тепловой режим осадочных толщ и связанных с ними подземных вод и рассолов определяется преимущественно температурами фундаментов (кристаллических, складчатых) и интенсивностью тепломассопереноса в разрезе вышезалегающего осадочного выполнения НГБ. Температуры фундаментов для бассейнов разного возраста варьируют в широких пределах, от 50—75 до 600—700° С. Наибольшие они, как правило, в бассейнах областей альпийской и палеозойской складчатости, менее значительны в бассейнах более древних. Известные отклонения от этой закономерности связаны обычно или с активизацией геотектонических процессов, или же с деградацией тепловых полей вследствие уменьшения конвективного тепломассопереноса по профилю глубинно-коровые зоны — осадочный чехол.

Между суммарной мощностью осадочных образований и их общим тепловым потенциалом устанавливается статистически значимая пропорциональность, что позволяет прогнозировать тепловые параметры оснований осадочных толщ в слабоизученных бассейнах или в районах с глубиной залегания консолидированных фундаментов, не доступной современной буровой технике.

С целью изучения этого вопроса было рассмотрено 88 крупных гидрогеологических структур областей докембрийской, палеозойской и мезозойско-кайнозойской складчатости. При установлении максимальных мощностей осадочных пород использованы материалы геолого-геофизического изучения конкретных регионов. Температуры поверхности консолидированных фундаментов определялись в соответствии с [Тепловой..., 1970], а также по данным геотермических исследований и авторских экстраполяций по каждому из бассейнов и структурам более низких порядков.

В результате регрессионного анализа, выполненного с использованием свыше 1000 пар сравниваемых признаков на ЭВМ ЕС 1030,

Таблица 1

Максимальные температуры в основании осадочных толщ гидрогеологических бассейнов

Бассейны	n	Уравнение линейной регрессии	r
А	316	$T_{кр} = 6{,}020 + (20{,}655 \pm 0{,}563)\ H_{кр}$	0,901
Б	77	$T_{скл} = 39{,}027 + (25{,}365 \pm 0{,}710)\ H_{скл}$	0,972
	75	$T_{кр} = 113{,}728 + (19{,}341 \pm 1{,}631)\ H_{кр}$	0,811
В	9	$T_{скл} = 29{,}217 + (21{,}988 \pm 6{,}455)\ H_{кр}$	0,812
	15	$T_{кр} = 193{,}00 + (13{,}492 \pm 5{,}126)\ H_{кр}$	0,590
А+Б+В	107	$T_{скл} = 24{,}114 + (26{,}198 \pm 0{,}945)\ H_{скл}$	0,938
	406	$T_{кр} = 9{,}490 + (23{,}332 \pm 0{,}559)\ H_{кр}$	0,901

Примечание. Бассейны областей складчатости: А — докембрийской, Б — палеозойской, В — мезозойско-кайнозойской; n — число пар коррелируемых признаков; $T_{скл}$, $T_{кр}$ — максимальные температуры поверхности складчатых и кристаллических фундаментов, °С; $H_{скл}$, $H_{кр}$ — максимальные для бассейнов мощности осадочных толщ (суммарные мощности), км; r — коэффициент корреляции. Уравнения для групп бассейнов А и Б применимы при $H_{скл}$, $H_{кр} > 1$, для бассейнов группы В при $H_{скл} > 3$, $H_{кр} > 7$.

установлено, что между суммарной мощностью осадочных пород и температурами в основании этих толщ существует тесная связь со значимыми и высокими (до 0,972) коэффициентами корреляции. Это обстоятельство позволяет использовать найденные уравнения линейной регрессии (табл. 1) для оценки температур поверхности консолидированных (кристаллических или складчатых) фундаментов по известным суммарным мощностям осадочных образований в разрезе. Достаточно высокая степень надежности этих оценок для бассейнов областей докембрийской и палеозойской складчатости подтверждена сравнением их с фактическими температурами.

Тепловой режим как опосредованное выражение энергетики тектономагматической деятельности в пределах НГБ, естественно, непостоянен во времени. Вариации в интенсивности тепловых полей в первом приближении соответствуют интенсивности тепловых процессов и активизаций и охватывают как этапы возрастания температур и плотности тепловых потоков, так и этапы их деградации. О размахе экстремальных характеристик тепловых полей, особенно значительном в НГБ древнего заложения, можно судить по результатам исследований в Припятском прогибе [Махнач и др., 1981]. Сопоставление наиболее общих характеристик подсолевого комплекса в позднем девоне с их современным тепловым режимом свидетельствует о резко выраженной тепловой деградации описываемого региона в последевонское время (табл. 2). Примечательной особенностью этого процесса является неравномерное охлаждение различных тектонических зон прогиба. Так, для северной структурной зоны скорость снижения пластовых температур составляет 0,154° С/млн. лет, центру и югу прогиба свойственны темпы деградации тепловых полей в 2 раза более высокие (0,321—0,316° С/млн. лет), что объясняется [Махнач и др., 1981] большей тектонической мобильностью в последевонское время северного

Таблица 2

Основные характеристики современного (1) и наиболее напряженного палеотермического (2) режимов девонских отложений Припятского прогиба

Максимальная температура поверхности фундамента, °С	Средние температуры комплексов, °С		Геотермический градиент, мК/м			Тепловой поток, мВт/м²		
	межсолевого	подсолевого	от	до	средний	от	до	средний
130—135	~50	~56	12	29	—	21	109	—
280*	129,5 ± 2,5	142,3 ± 3,0	29	41	38,2	147	166	154

*На конец девона.

глубинного разлома по сравнению с южным. Имея в виду существование единого для прогиба глубинного корово-мантийного источника тепловой энергии, различие в геотермической активности ограничивающих прогиб разломов можно объяснить, допустив реальное участие конвективного тепломассопереноса в гранитно-базальтовом слое земной коры в зоне северного разлома и преимущественно кондуктивное перераспределение тепла в зоне южного.

Согласно современным представлениям главным энергетическим фактором образования и динамики развития крупных океанических, а также внутриматериковых рифов и впадин с субокеаническим типом земной коры (Южно-Каспийская и др.) являются восходящие конвективные потоки в верхней мантии. Как необходимое следствие подкоровых процессов рассматриваются заложение глубинных разломов, вулканическая и гидротермальная деятельность, а также резкая интенсификация плотности тепловых потоков в разрезе подвижных блоков земной коры и литосферы. Вместе с тем в связи с появлением в последнее десятилетие работ, касающихся роли энергии сжатых подземных газов в формировании пликативных структур и дизъюнкций в разрезе осадочных толщ НГБ [Дурмишьян, 1972; Новоселов, 1975], проблем энергетики осадочного процесса [Щербаков, 1979] и литогенеза осадочных образований [Кудельский, 1982], представляется возможным рассматривать вопрос о неотектонических активизациях, грязевулканической деятельности и "наложенной" сейсмичности территорий НГБ в несколько иной плоскости, с позиций теории литогенеза и тепловой энергетики осадочных толщ.

Согласно современным представлениям эпигенетические[1] изменения осадочных пород рассматриваются как следствие реакций приспособления их твердого скелета и рассеянного органического вещества (РОВ) к постоянно меняющимся термодинамическим условиям. По достижении температур и давлений, превышающих границы термо- и пьезостабильности составляющих породу минералов, РОВ и ОВ в объеме (угли), формируются новые минералогические ассоциации и комплексы ОВ, устойчивые во вновь возникших термобарических условиях. В веществе и физических характеристиках пород достижение ими относительной устойчивости отражается потерей воды, летучих (газы, легко подвижные ионы некоторых элементов), структурно-минералогическими перестроениями и, как следствие, уплотнением осадочных образований. Так, по мере преобразования 1 м³ угля в интервале стадий метаморфизма от Д до А может выделиться [Метаморфизм..., 1975, с. 206] около 90 кг воды и до 530 кг газов, в том числе водорода 45 кг. Плотность угля при этом увеличится (по максимальным значениям) почти на 37,5%. По данным натурного изучения угленосных отложений Донбасса в этом же интервале метаморфизма углей средние приращения плотности вмещающих терригенных пород составляют ($n \cdot 10^{-3}$ кг/м³): для глинистых 0,12, алевритовых 0,08 и для песчаных 0,07 [Белоцерковец, Орлова, 1975]. В интервале стадий преобразования углей от Б до А (что примерно соответствует температурам от нормальной до 300° С) уплотнение песчаных пород достигает 27—30%, а их плотность при этом возрастает на 0,75 г/см³ (с 2 до 2,75 г/см³).

Рассмотрим некоторые геолого-геохимические следствия катагенетического превращения терригенных песчано-глинистых образований.

Дефект объема пород. Представим в разрезе НГБ с жесткими геотермическими условиями пласт песчано-глинистых отложений мощностью 500 м и плотностью $d_0 = 2$ т/м³, залегающий на глубине 6—6,5 км, с температурами около 300° С. При величине площади распространения этого пласта 1000 км² его объем выразится величиной $V_0 = 50 \cdot 10^{10}$ м³. Допустим, что в результате совместного действия высоких температур, давлений, процессов литолого-минералогического преобразования осадочных пород с выходом летучих плотность пород в геологический промежуток времени возросла до $d_1 = 2{,}75$ т/м³, а их объем уменьшился соответственно до $V_1 = 36 \cdot 10^{10}$ м³. При постоянной площади распространения пласта дефект объема пород $\Delta V = 14 \cdot 10^{10}$ м³, понятно, связан с уменьшением их мощности на 140 (!) м.

Легкоподвижные продукты литогенеза. Как известно, глинистые осадки в процессе диагенеза, катагенеза, метагенеза и метаморфизма последовательно проходят стадии собственно глин, аргиллитов, глинистых сланцев, филлитов, кристаллических сланцев и гнейсов, что, по мнению Х. Йодера [1957], связано с потерей воды. Большое количество связанной глинистыми образованиями воды теряется на ранних этапах их превращений (седиментогенез и диагенез), в последующем удаляется адсорбированная и межсолевая вода глинистых минералов (монтмориллонит и др.), общее содержание которой может достигать 20—24% мас. Так, в результате перехода монтмориллонита в хлорит, наблюдающегося по данным экспериментальных исследований при 100—200° С [Hiltabrand, 1970], потери воды составляют около 10% (примерно 250 кг на 1 м³ объема), а приращение плотности твердого вещества около 20%.

Помимо воды, в составе легкоподвижных продуктов литогенеза осадочных образований фиксируются газы (углеводороды, CO_2, CO, H_2, N_2 и др.), ионные ассоциации металлов и неметаллов (Fe, Al, Mg, Li, CO_3^{2-}, HCO_3^-, Ca^{2+}, SO_4^{2-}, F, Hg, B, I, C и др.), молекулярные комплексы

[1] Эпигенез — термин свободного пользования, обозначающий все последующие после образования породы изменения (катагенез, гипергенез и т.д.).

(NH_3, HCl, HI, HF, $Si(OH)_4$, CCl_4 и др.). По мере роста температур и давлений в состав подвижных продуктов литогенеза переходят все более тяжелые элементы и их соединения. В соответствии с экспериментальными исследованиями [Глебовская и др., 1977; Старобинец и др., 1976] при содержании в породе РОВ до 3% только газообразные продукты его высокотемпературной (300° С) деструкции составляют до 10 м³ на каждые 100 м³ пород под давлением гидроразрыва пласта для глубины 6 км (50—60 МПа).

Приняв содержание подверженного деструкции РОВ в песчано-глинистых образованиях рассматриваемого пласта равным 3%, монтмориллонита 10%, легко подсчитать, что в результате их глубокого преобразования может выделиться до $5 \cdot 10^{10}$ м³ газа и около $1{,}25 \cdot 10^{10}$ м³ возрожденной воды под давлением гидроразрыва пласта для глубин 6—6,5 км. Их фазовое состояние в условиях пластовых температур и давлений (300° С и около 60 МПа) соответствует близгазообразному, в чем можно убедиться, оценив плотность продуктов катагенетических превращений осадочной породы. С этой целью примем $m = V_0 d_0 = V_1 d_1 + \Delta V d_2$, где m — масса горных пород, d_2 — плотность легкоподвижных продуктов литогенеза (остальные обозначения см. выше). Отсюда $d_2 = (V_0 d_0 - V_1 d_1)/\Delta V$. После подстановки получим $d_2 = 0{,}07$ т/м³.

Энергетика легкоподвижных продуктов литогенеза. Несомненно, литогенетические изменения осадочных образований — явление непрерывное, имеющее место как в области высоких температур, так и при температурах более низких (до 150—200° С). В последнем случае при погружении осадочных пород в их разрезе устанавливается квазистационарный режим рассеяния продуктов низкотемпературного литогенеза в направлении дневной поверхности, при котором скорость генерации легкоподвижных компонентов примерно соответствует скорости их оттока из среды течения прямых реакций.

С погружением осадочных образований в область температур, превышающих 200° С, ситуация заметно меняется. Резко увеличивается выход продуктов дегидратации минералов и термической деструкции РОВ [Глебовская и др., 1977; Старобинец и др., 1976], скорости их накопления превышают скорости стационарной разгрузки, их общий объем по отношению к исходному объему увеличивается соответственно от 10—20 [Чекалюк, Вульчин, 1975] до 50% и более. Термически обусловленный рост парциальных давлений продуктов эпигенетических процессов по своей интенсивности превышает скорость нарастания геостатических давлений. Так, согласно [Kennedy, 1955], парциальное давление воды при переходе ее из области температур 200° С в область 400° С и затрудненном оттоке возрастает с 9,8 до 333,4 МПа и более. Примерно такой же порядок величин приращения давлений наблюдается в результате появления газовой фазы при термолизе РОВ. Например, при поступлении 1 м³ рассеянной органики стадии К в область температур 300° С и преобразовании ее здесь до стадии А должно [Метаморфизм..., 1975] выделиться 281,6 кг газа (22% мас.) при уменьшении объема твердого вещества на 0,433 м³. Допустив, что весь объем газа представлен метаном (415,9 м³), отток

которого из сферы деструкции ОВ затруднен, обнаружим приращение давления $\Delta P = 184$ МПа.

Появление в разрезе осадочных пород сверхвысоких, превышающих геостатические, давлений приводит к формированию микротрещин, к явлениям гидроразрыва пласта, образованию дизъюнкций, диапировых складок и крупных разрывов сплошности осадочных пород вышележащих гидродинамических систем [Дурмишьян, 1972; Чекалюк, Вульчин, 1972; Новоселов, 1975; и др.].

Представления, касающиеся роли энергетики газовых и газожидкостных смесей в формировании разрывов сплошности осадочных пород, предполагают интенсивные субвертикальные перемещения газов из очагов литогеохимических высокотемпературных преобразований пород в верхней части геологического разреза. О наличии в природе широкомасштабных перемещений газовых и субгазовых продуктов литогенеза из областей термодеструкции РОВ и минерального скелета пород в направлении относительно низкотемпературных зон НГБ свидетельствуют обеднение легкоподвижными компонентами нижних частей разрезов осадочных пород [Кудельский, 1982], пароксизмы грязевулканической деятельности и газовых выбросов в НГБ с мощными толщами осадочных пород, широкий комплекс верхнепротерозойских и девонских акритарх в нефтях третичной челекенской формации Западно-Туркменской впадины [Кудельский и др., 1982; Медведева, 1978] и другие материалы [Кудельский, 1982].

Миграция продуктов высокотемпературного литогенеза в верхней части геологических разрезов НГБ не только имеет своими следствиями формирование вторичных тектонических нарушений литогенетической и газодинамической природы в толще осадочных образований, но и создает необходимые предпосылки для обрушения отдельных блоков пород в связи с появлением пустот на глубинах литогенетического уплотнения песчано-глинистого материала. Сейсмические эффекты подобного явления нуждаются в изучении, идентификации относительно сейсмических волн глубокофокусных землетрясений и количественной оценке. Наиболее подходящим природным полигоном для постановки подобных исследований является Южно-Каспийская мегавпадина с ее активным неотектогенезом и мощной грязевулканической деятельностью.

Литература

Белоцерковец Ю.И., Орлова Л.В. Постдиагенетические изменения удельного веса терригенных пород угленосных отложений Донбасса. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, N 6, с. 1407—1410.

Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Легмер Л.А., Резцов В.М. Экспериментальное моделирование процессов катагенеза сапропелевого и гумусового органического вещества. — В кн.: VIII Международный конгресс по органической геохимии: Тез. докл. М., 1977, т. 1, с. 112—113.

Дурмишьян А.Г. О роли аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в формировании структур и залежей нефти и газа Южно-Каспийской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, N 5, с. 114—125.

Йодер Х.С., мл. Роль воды при метаморфизме. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 520—538.

Кудельский А.В. Литогенез, проблемы гидрогеохимии и энергетики нефтегазоносных бассейнов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 5, с. 101—116.
Кудельский А.В., Медведева А.М., Некрята Н.С. Миграция углеводородов в свете палинологических исследований. — В кн.: Гидрогеология и нефтегазоносность. Минск: Наука и техника, 1982, с. 46—59.
Махнач А.С., Кудельский А.В., Махнач А.А., Жогло В.Г. Перспективы нефтегазоносности Припятской впадины в свете палеотермических исследований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, N 1, с. 107—120.
Медведева А.М. Палинологическое изучение нефти. М.: Наука, 1978. 92 с.
Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород/Под ред. Г.А. Иванова. М.: Недра, 1975, 256 с.
Новоселов Б.А. Роль давления подземных газов в формировании тектонических структур. — Геотектоника, 1975, N 4, с. 95—101.
Старобинец И.С., Архангельский А.В., Тихомирова Е.С. и др. Роль осадочных пород в распределении рассеянных углеводородных газов. М.: Недра, 1976. 142 с.
Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 224 с.
Чекалюк Э.Б., Вульчин Е.И. Роль процессов дегидратации минералов в формировании трещинных зон в горных породах. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 42, с. 37—41.
Щербаков А.В. Проблемы энергетики осадочного процесса. — Литология и полез. ископаемые, 1979, N 1, с. 3—22.
Hiltabrand R.R. Experimental diagenesis of argillaceous sediments (abs.). — Dissert. Abs. Sec. B, 1970, vol. 31, N 4, p. 70—185.
Kennedy G.C. Some aspects of the role of water in rock melts. — Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 1955, N 62, p. 489—504.

УДК 556.313.2+553.98(575.4)

Я.А. Ходжакулиев, Л.А. Абукова

ПАЛЕОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ТУРКМЕНИСТАНА

Восстановление палеогеотермического режима недр при прогнозировании нефтегазоносности имеет исключительно важное значение, поскольку позволяет фиксировать перемещение во времени оптимальной для процессов нефтегазообразования температурной зоны, длительность нахождения в ней нефтегазоматеринских пород и вод, определять фазовое состояние углеводородов. Более того, эволюция палеотемпературного режима контролирует ход изменений целого ряда других параметров пластовой системы, в частности процессы взаимодействия между подземными водами и водовмещающими породами (катионный обмен, дегидратация минералов, выщелачивание, диффузный, фильтрационный и осмотический эффекты и т.д.).

Исследованиями ряда ученых установлена прямая зависимость концентрации в подземных водах органических веществ и растворенных газов от температуры. Справедливость этих положений в пределах рассматриваемого региона ранее уже была показана [Ходжакулиев, 1976; Абукова, 1980].

Оценивая влияние температур на ход преобразования органических веществ в углеводороды нефтяного ряда, авторы, как правило, выделяют температурную зону от 60 до 250°С, при этом полагая, что в температурном интервале от 60 до 150°С образуются и сохраняются жидкие и газообразные углеводороды, от 150 до 250°С происходит процесс деструкции жидких и образование за счет этого газообразных углеводородов [Вассоевич, 1967; и др.].

При обсуждении палеогеотермических условий основных нефтегазоводоносных комплексов платформенной части Туркменистана нами также принято, что процесс нефтегазообразования начинается при 60°С, хотя известны работы, свидетельствующие о возможности генерации углеводородов при меньших температурах. Последнее ни в коей мере не противоречит принятым температурным градациям, так как делает оценку перспектив нефтегазоносности в конечном счете более надежной.

В связи с тем, что основным компонентом газового состава подземных вод нефтегазоносных бассейнов является метан, следует иметь в виду, что растворимость его снижается с повышением температуры и при 80—90°С становится минимальной, увеличивая при этом упругость растворенного метана, а значит, и коэффициент насыщения [Зорькин, 1973]. Таким образом, при больших масштабах выделения газов ранней генерации территории развития температур свыше 60°С могут расцениваться для них и как зоны нефтегазонакопления.

Расчеты палеотемператур производились по методике В.Ф. Борзасекова и Я.А. Ходжакулиева [1972], разработанной для бассейнов платформенного типа и позволяющей учесть особенности палеоклиматических условий на расчетные периоды времени, истинные мощности отложений, изменения величины геотермического градиента стратиграфических комплексов в зависимости от погружения последних и т.д. Анализ результатов расчетов показал, что температуры юрского комплекса к концу кимериджского времени (рис. 1,*а*) характеризовались ровным полем распределения с узким диапазоном изменения изучаемого параметра (20—60°С). Температуры выше 60°С занимали частично территории Мургабской впадины, Предкопетдагского прогиба. Максимальные температуры приурочены к осевой части Заунгузской впадины. Некоторые повышения палеотемператур отмечены в прогнутой зоне южного обрамления Центрально-Каракумской области поднятий (ныне западная и центральная части Бахардокской моноклинали). Минимальные температуры (20—30°С) приурочены к палеоподнятиям, существовавшим в юрское время, в том числе и к Чарджоуской ступени. Характер сформировавшегося еще в юрском периоде температурного поля сохранился и в меловое время (рис. 1,*б*). К концу маастрихтского времени юрский комплекс погрузился на глубину в среднем от 1000 до 3000 м и большей частью разреза попал под воздействие температур свыше 60°С. В региональном плане практически всю территорию платформенной части Туркменистана охватили температуры выше 60°С.

По-прежнему падение значений палеотемператур происходило преимущественно в северо-западном направлении, а максимальные температуры были свойственны наиболее прогнутым частям платформы: Мургабской и Амударьинской впадинам, Предкопетдагскому прогибу, Бахардокской моноклинали. В Мургабской впадине располагалась зона температур свыше 130°С (Верхний Теджен — 135°С, Моллыкер —

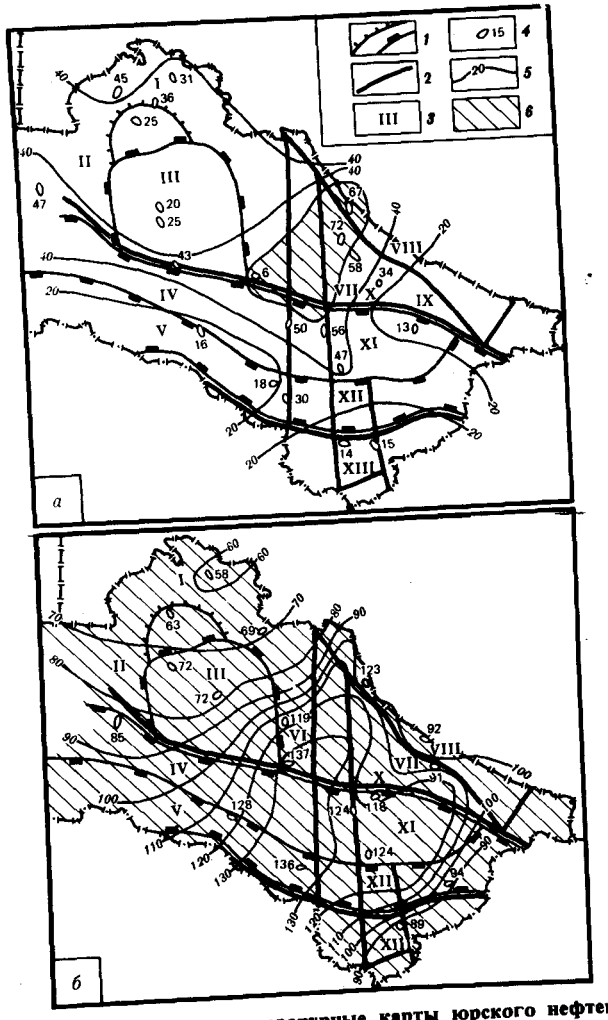


Рис. 1. **Схематические палеотемпературные карты юрского нефтегазоводоносного комплекса на конец кимериджского (*а*) и датского (*б*) времени**

1 – границы современных геоструктурных элементов; *2* – основные региональные разломы; *3* – порядковый номер современных структурных элементов: I – Дарьялык-Дауданский прогиб, II – Верхнеузбойский прогиб, III – Центральнокаракумский свод, IV – Бахардокская моноклиналь, V – Предкопетдагский прогиб, VI – Заунгузская впадина, VII – Измаильский прогиб, VIII – Чарджоуская ступень, IX – Карабекаульский прогиб, X – Репетекский вал, XI – Захметская моноклиналь, XII – Сандыкачинская зона прогибов, XIII – Бадхыз-Карабильская ступень; *4* – разведочная площадь, цифра – расчетное значение палеотемпературы, °С; *5* – палеоизотермы, °С; *6* – зона распространения температур выше 60° С

133°С, Еланы — 137°С), оказывающая влияние на обширную территорию вокруг до своей восточной границы, где температура составляла 120°С, и Балкуинского прогиба (Кирпичли — 101°С) и т.д. К поднятиям тяготели температуры порядка 70—80°С. Зоны развития температур менее 60°С протягивались лишь узкой полосой на северной окраине рассматриваемой территории (Западный Курганчик — 58°С).

В олигоценовое время юрский комплекс погрузился на еще большие глубины и прогрелся до 60—150°С. Характер распределения температур оставался унаследованным от предшествовавших периодов: увеличение температур происходило от приподнятых частей бассейна к погруженным. Обширную часть Мургабской впадины охватили температуры свыше 140°С. На Предкопетдагском прогибе температуры изменялись от 160 до 110°С в северо-западном направлении, на Бахардокской моноклинали в среднем они составляли 110—120°С, Центрально-Каракумском своде — 60—90°С (Атабай — 65, Сакар-Чага — 79, Коюн — 76°С).

Восходящие тектонические движения миоцен-олигоценового времени наложили свой отпечаток на палеотемпературный режим юрского комплекса. И хотя сложившаяся ранее тенденция распределения температур не претерпела существенных изменений, они уменьшились, став в Мургабской впадине 120—140°С, Предкопетдагском прогибе — 110—120°С, Амударьинской впадине — 70—110°С. Менее всего колебания температур были свойственны приподнятым частям бассейна (Чарджоуская ступень, Бадхыз-Карабильская ступень, Центрально-Каракумский свод). В целом палеогеновое время характеризовалось тем, что юрский комплекс на всей территории платформенной части Туркменистана находился под воздействием температур от 60 до 150°С, что дает возможность предполагать оптимальные для них условия как для газообразования, так и генерации нефти.

Неоком-аптский нефтегазоводоносный комплекс к концу маастрихтского времени (рис. 2,*а*) погрузился на глубину 1500 м, палеотемпературы изменились от 30 до 80°С. Наиболее прогретым он был на северном борту Мургабской впадины (Бешкызыл — 87°С) и в центральной части Амударьинской впадины.

Характер изменения температур по площади в значительной мере был схож с юрским комплексом: от Мургабской и Заунгузской впадин температуры убывали по направлению к приподнятым геоструктурным элементам. Так, на площадях Центрально-Каракумского свода температуры составляли менее 50°С, на Бахардокской моноклинали и Предкопетдагском прогибе они несколько повышались. Уменьшение температуры от осевой части Мургабской впадины в южном направлении было незначительным, и здесь даже самые низкие значения (Карачоп) составляли 60°С. С той же интенсивностью изменялись температуры и по направлению к Чарджоуской ступени (Сакар — 71, Саман-Тепе — 68, Фараб — 63°С и т.д.).

Неоком-аптский комплекс в олигоценовое время (рис. 2,*б*) по всей территории исследований, за исключением центральной и северной частей Центрально-Каракумского свода и Дарьялык-Дауданского прогиба, подвергался влиянию температур свыше 60°С: в Мургабской впадине — более 100°С, в Амударьинской — 70—100°С. Сравнительно стабильными значениями палеотемператур (порядка 110°С) характеризовался Предкопетдагский прогиб. Температуры свыше 60°С были свойственны всей территории, расположенной севернее его, включая южный и юго-восточный склоны Центрально-Каракумского свода. Зона пониженных температур, ограниченная палеоизотермой

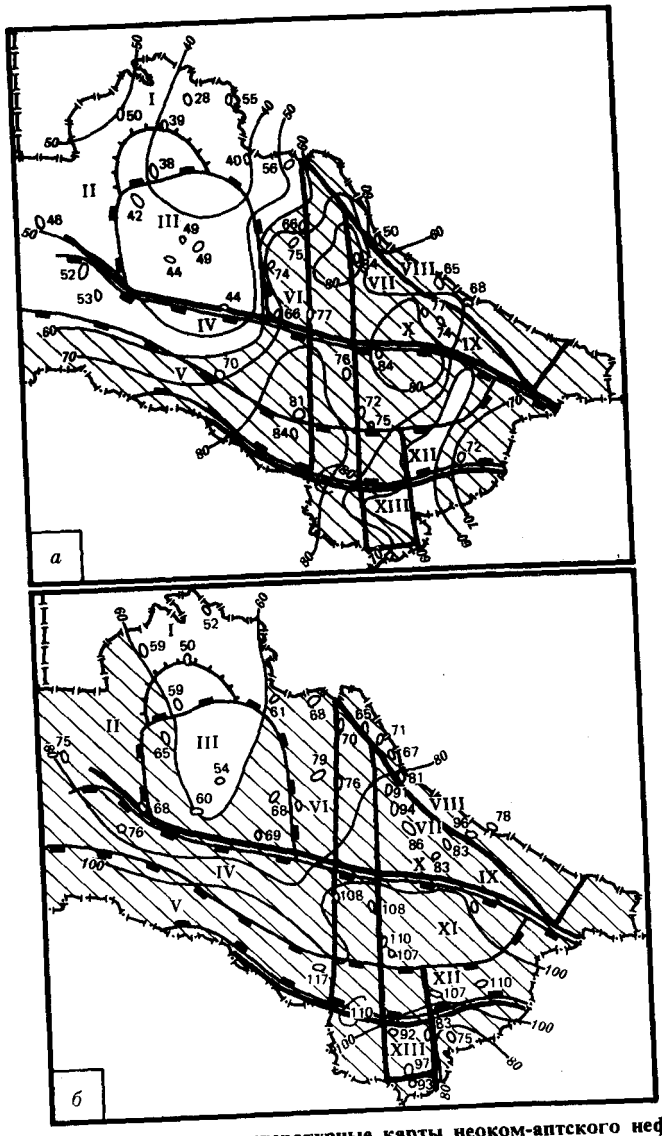


Рис. 2. **Схематические палеотемпературные карты неоком-аптского нефтегазоводоносного комплекса на конец датского (*а*) и олигоценового (*б*) времени**

Условные обозначения см. на рис. 1

60° С, заключала в себе площади Атабай, Западный Курганчик, Ждановская.

В позднее олигоцен-миоценовое время температурный режим несколько ослабился. Температуры ниже 60° С охватили весь Центрально-Каракумский свод, частично Балкуинский прогиб и Чарджоускую ступень. Наиболее интенсивно снижение температуры происходило

на Бадхыз-Карабильской ступени, где на площади Гельчешме она составляла 48° С.

Альб-сеноманский нефтегазоводоносный комплекс к концу своего формирования, т.е. уже в меловое время, за непродолжительное время накопил температуры в пределах Центрально-Каракумского свода порядка 40° С (Атабай — 35, Сакар-Чага — 38° С), Заунгузской впадины, Бахардокской моноклинали — 50—60° С (Верхний Кумбет — 54, Эсенджи — 66, Гагарина — 61° С). На западном борту Заунгузской впадины локализовалась зона температур свыше 60° С (Кирпичли, Эсенджи). Еще выше температуры были (70° С) в пределах обширной территории Мургабской впадины. На Бадхыз-Карабильской ступени температуры составляли 40—50° С, увеличиваясь в сторону Сандыкачинской зоны прогибов.

К среднеолигоценовому времени температуры альб-сеноманского комплекса значительно возросли. На Центрально-Каракумском своде они составили 40—45° С. Далее к югу температуры увеличивались, достигая на Бахардокской моноклинали 70° С, Предкопетдагском прогибе — 90° С (Кумбет — 85° С).

Проведённый анализ палеотемпературных условий основных нефтегазоводоносных комплексов выявляет первостепенное влияние на характер температурного поля палеотектонического фактора. Подобная связь, существовавшая весь юрско-антропогенный отрезок геологического времени, во многом определила те особенности развития температурного режима процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления, которые проявлялись в различных частях рассматриваемой территории. В частности, в пределах Центрально-Каракумского свода юрский нефтегазоводоносный комплекс находился в оптимальной для процессов нефтегазообразования температурной зоне с раннемелового времени, неоком-аптский и альб-сеноманский комплексы за всю историю существования так и не достигли 60° С.

На территории Амударьинской впадины, унаследованно развивающейся с юрского времени вплоть до палеогена, температурный режим мезозойских отложений был более напряженным по сравнению с вышеописанной территорией. Юрский комплекс здесь своей нижней частью вошел в оптимальную для нефтегазообразования температурную зону к концу формирования его как комплекса. Породы неоком-аптского комплекса на данной территории в течение мелового периода только в осевой части были погружены на те глубины, где температуры превышали 60° С. К палеогеновому времени они полностью находились в оптимальной температурной зоне для нефтегазообразования.

Альб-сеноманский комплекс хотя и был обогрет здесь в большей степени, чем на территории Центрально-Каракумского свода, однако в течение мелового времени весь разрез этого комплекса не подвергался воздействию оптимальных для процессов нефтегазообразования температур. В течение палеогенового времени кровля комплекса погрузилась ниже верхней границы зоны нефтегазообразования. Характерной особенностью отличалась восточная часть Амударьинской впадины (Чарджоуская, Бухарская ступени), которая на протя-

жении всей геологической истории являлась областью перепада температур.

На территории Мургабской впадины температуры изучаемых комплексов, как уже отмечено выше, были наиболее значительными. В большей степени это касается юрского комплекса, который полностью был погружен в температурную зону свыше 60°С в течение длительного отрезка геологической истории (с титона по настоящее время). Неоком-аптский комплекс в течение мелового периода практически весь погрузился в оптимальную температурную зону для нефтегазообразования, и к концу палеогенового времени температуры по его кровле составляли свыше 100°С. Альб-сеноманский комплекс Мургабской впадины к концу датского времени частично находился выше верхней температурной границы зоны нефтегазообразования, однако к концу палеогенового периода полностью оказался охваченным температурами свыше 60°С. Таким образом, временной интервал нахождения юрского, неоком-аптского и альб-сеноманского нефтегазоводоносных комплексов Мургабской впадины в целом более длительный, чем на других территориях. В значительной степени это касается двух нижних комплексов, где при прочих благоприятных условиях процессы нефтегазообразования могли протекать интенсивнее.

В целях уточнения представлений о палеотемпературных условиях процессов нефтегазонакопления основных комплексов проведен анализ существовавших к концу палеогенового периода температур с помощью модельной автокорреляционной функции (МАКФ), количественно характеризующей пространственную структуру изменчивости геологического параметра, что подробно рассмотрено в специальных работах [Сидоркина, 1980; Ходжакулиев и др., 1984].

При этом структура поля $f(x, y)$ предполагается иерархической геосистемой, и в общем виде ее модель может быть представлена формулой [Сидоркина, 1980]: $f(x, y) = k_1(x, y) + k_2(x, y) + \ldots + k_N(x, y) + \xi$.

Здесь $k_1(x, y)$ — регионально-коррелированная компонента модели, часто называемая в геологии трендом; $k_2(x, y) + \ldots + k_i(x, y) + k_N(x, y)$ — локальная компонента, обусловленная сложностью структуры поля, где $k_i(x, y)$ соответствует i-тому уровню структур модели, которому можно поставить в соответствие влияние некоторого фактора, определяющего исследуемый геологический параметр; ξ — случайная компонента, связанная с погрешностями методики измерения и другими не поддающимися учету факторами.

Способ определения МАКФ состоит в подборе подходящей аппроксимирующей функции, сложность которой адекватна сложности структуры поля.

МАКФ, являясь суммарным обобщенным отражением случайного поля, позволяет поставить в соответствие с заданной детальностью исследования параметра сложность полученной модельной поверхности.

На рис. 3 представлены полученные для юрского (*а*), неоком-аптского (*б*), альб-сеноманского (*в*) нефтегазоводоносных комплексов МАКФ изменчивости двух пересекающихся палеотемпературных раз-

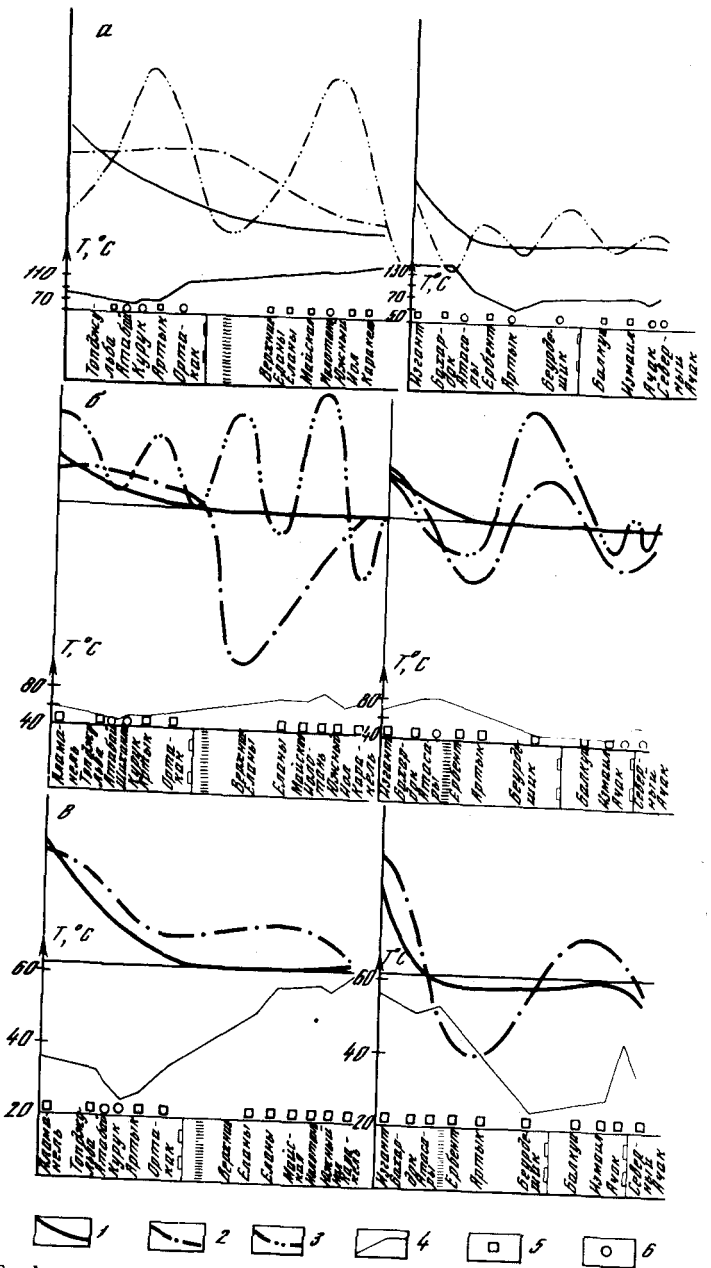


Рис. 3. **Графики модельной автокорреляционной функции палеотемператур основных нефтегазоводоносных комплексов элизионного этапа палеогенового цикла:** *а* — юрский, *б* — неоком-аптский, *в* — альб-сеноманский

1 — трендовая составляющая; *2* — совокупность трендовой и первой локальных составляющих; *3* — совокупность трендовой, первой и второй локальных составляющих; *4* — кривая абсолютных значений палеотемператур по профилю, °С; *5* — непродуктивные площади; *6* — наличие продуктивных объектов

резов разной сложности: МАКФ-I характеризует трендовую составляющую; МАКФ-II — совокупность трендовой и первой локальной составляющих; МАКФ-III количественно характеризует модель, представленную суперпозицией трех составляющих: трендовой, первой и второй локальной.

Геологическая интерпретация графиков позволяет сделать ряд выводов, имеющих определенное значение для познания природы температурного процесса нефтегазонакопления. Так, зеркальная отраженность форм регионально-коррелированных компонентов от конфигурации кривых абсолютных значений палеотемператур рассматриваемых комплексов свидетельствует о том, что эта составляющая побуждается теми факторами формирования температурного поля, которые действуют по всему протяжению каждого из исследуемых профилей. В качестве основного из них вполне может быть принята отдаленность комплекса от фундамента как источника обогрева мезозойских пород. В пользу этого довода говорит и факт увеличения крутизны описываемых кривых по мере углубления соответствующих частей разреза, что выявляется сравнением построенных графиков.

При анализе особенностей проявлений регионально-коррелированной компоненты, осложненной локальной составляющей I порядка, также отмечается, что их формы зависят от геологических факторов, проявляющихся для исследуемой области непостоянно. Например, перегиб кривой МАКФ первого порядка на профиле Аламанель—Каракель по юрскому (рис. 3,*а*), неоком-аптскому (рис. 3,*б*) и альбсеноманскому (рис. 3,*в*) комплексам, не содержащим по выбранным площадям продуктивных объектов, описывает лишь модели двух порядков: трендовую и представленную суммой трендовой и первой локальной компонент, что также может свидетельствовать о справедливости хода интерпретации результатов математической обработки структуры исследуемого параметра.

Придавая, таким образом, локальной составляющей второго порядка нефтегазопоисковое значение, авторы сочли правомочным прогнозировать наличие скоплений углеводородов на тех локальных структурах, на которые указывают экстремумы данной кривой, хотя они и не составляли экспериментальную основу построения модельной автокорреляционной функции. К ним по юрскому нефтегазоводоносному комплексу относятся площади Джан, Западный Джан, Каракулькак, Южный Каракулькак, Айгоран, Северный Катлакли, Оюклы, Кырк, Сабур, Изгант, по неоком-аптскому — Отузкулач, Южный Отузкулач, Карандар, Коинкуи, Южный Коинкуи, Гошадели, Чеменибид, Западно-Пионерская, Пионерская, Майская, Еланская, Сабур, Кешинынбаир.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что природа температурного поля недр платформенной части Туркменистана неоднородна: регионально контролируется расположением в ее пределах фундамента, осложняется в зависимости от изменений тектонических условий и, наконец, несет на себе явные отпечатки географии размещения залежей. Последнее обстоятельство выдвигает температурный фактор в ряд высокоинформативных для познания процессов не только нефтегазообразования, что неоднократно обсуждалось в научной литературе, но и нефтегазонакопления, усиливая, таким образом, его научно-практическое значение.

Литература

Абукова Л.А. Палеогидрогеологические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления платформенной части Туркменистана.: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 25 с.

Борзасеков В.Ф. Геотермические условия нефтегазоносных областей платформенной части Туркмении. М.: Наука, 1969. 127 с.

Борзасеков В.Ф., Ходжакулиев Я.А. Методические основы палеотермических реконструкций нефтеносных бассейнов. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1972, N 8, с. 27—32.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, N 11, с. 16—24.

Зорькин Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1973. 203 с.

Сидоркина С.П. Методические рекомендации по моделированию полей геологических параметров на основе их пространственной структуры. М., 1980. 49 с.

Ходжакулиев Я.А. Гидрогеологические закономерности формирования скоплений газа и нефти. М.: Недра, 1976. 33 с.

Ходжакулиев Я.А., Абукова Л.А., Сидоркина С.П. О природе температурного поля основных водоносных комплексов платформенной части Туркменистана (на основе использования метода МАКФ). — Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН, 1984, N 1, с. 42—44.

УДК 550.361+550.36.004.14

И.А. Бареев, П.В. Вишневский, В.А. Вассерман

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БИТУМОВ КАЗАХСТАНА

К природным битумам (твердым и жидко-вязким) относят группу гипергенно преобразованных нефтей в составе мальты, асфальта, асфальтита и других разностей, которые широко используют в различных отраслях хозяйства (строительной, автодорожной, лакокрасочный, электротехнической и др.). Значение битумов возрастает в условиях сокращения запасов углеводородного сырья и увеличения потребностей в топливно-энергетических ресурсах.

При поиске, разведке и эксплуатации месторождений битумов геофизические исследования проводят в целом ограниченно, только методами каротажа на месторождениях жидко-вязких битумов. Методические же вопросы наземных геофизических исследований на битумы, включая выявление залежей твердых битумов пластового и жильного типов, практически не разработаны. Принимая во внимание отмеченное, сотрудники ВНИИгеолнеруд в последние годы опробовали различные геофизические методы на ряде битумных месторождений, в том числе при непосредственном участии авторов, и геотермический метод на месторождениях Копа и Велиховское в Казахстане.

Одной из благоприятных физико-геологических предпосылок для выделения залежей твердых битумов геотермическим методом является дифференциация теплопроводности (λ) продуктивных и вмещающих пород. Особенности такой дифференциации изучены нами по результатам лабораторных измерений λ на образцах различных пород с месторождений твердых битумов пластового и жильного типов. При этом выяснено, что непродуктивные разности песчаников месторождения Копа обладают величинами λ=1,97—2,97 Вт/мК, а битуминозные (закированные) песчаники — λ=0,34—0,96 Вт/мК. Колебания теплопроводности макроскопических однородных пород, по всей вероятности, обусловлены изменениями их минералогического состава и битумонасыщенности. По данным ряда исследователей, песчаники, содержащие жидко-вязкие битумы, также представляют образования с пониженной λ=0,81—1,04 Вт/мК ($\lambda_{ср}$=0,9 Вт/мК), а теплопроводность небитуминозных песчаников из различных регионов СССР варьирует от 1,38 до 5,82 Вт/мК [Дорофеева, 1982; Подземная ..., 1973; Физические ..., 1976; Яковлев, 1979].

На единственном в СССР месторождении жильного асфальтита промышленной значимости Садки продуктивные образования имеют по сравнению с битуминозными песчаниками месторождения Копа более низкие значения λ=0,04—0,21 Вт/мК ($\lambda_{ср}$=0,1 Вт/мК). Теплопроводность вмещающих асфальтитовую жилу глин, мергелей и известняков примерно на порядок выше и изменяется от 0,84 до 1,80 Вт/мК. Асфальтизированный мергель месторождения Садки обладает промежуточной между продуктивными и вмещающими породами величиной λ=0,75 Вт/мК [Вишневский и др., 1978]. Полученные нами значения λ неплохо согласуются с ранее опубликованными данными о пониженной теплопроводности асфальтита — 0,14 Вт/мК по сравнению с глинами и песчаниками — 1,49 и 1,66 Вт/мК соответственно [Физические..., 1976].

Таким образом, полученные нами сведения о распределении λ пород изученных в Казахстане и Приуралье месторождений твердых битумов пластового и жильного типов, а также материалы других исследователей свидетельствуют, что битуминозные (закированные) песчаники, собственно твердые битумы и насыщенные жидко-вязкими битумами песчаники характеризуются заметно пониженной теплопроводностью по отношению к вмешающим породам терригенного и карбонатного составов.

По результатам анализа известных геологических данных нами впервые построены тепловые модели пласто- и жилообразных залежей твердых битумов. Такие залежи в большинстве случаев имеют незначительную мощность (пластообразные — до первых десятков метров, жильные — не более нескольких метров), ограниченную протяженность (обычно десятки, реже сотни метров — первые километры) и находятся на разных глубинах (от непосредственного выхода к дневной поверхности до нескольких сотен метров).

Характерной особенностью тепловых моделей залежей твердых битумов следует считать преимущественное формирование неоднородностей геотеплового поля за счет кондуктивного механизма тепломассопереноса. Конвективный же механизм тепломассопереноса на битумных объектах, вероятно, имеет меньшую значимость, но его роль будет возрастать, когда продуктивные тела связаны с зонами сохраняющих мобильность тектонических нарушений. На основе выполненных модельных построений правомерно ожидать приуроченности к залежам твердых битумов отрицательных термоаномалий, размеры, амплитуды и формы которых будут предопределены геологическими и теплофизическими характеристиками конкретного разреза.

Теоретическими исследованиями установлено, что термоаномалии, связанные с продуктивными образованиями пониженной и повышенной теплопроводности, обусловливают неоднородности геотеплового поля в перекрывающих отложениях вплоть до дневной поверхности [Сурьянинов и др., 1983; Rösler, Lösch, 1977]. В связи с этим для выявления залежей твердых битумов нами использованы дистанционная инфракрасная (ИК) и контактная термометрическая съемки, отдельные вопросы проведения которых затронуты рядом исследователей [Геотермические..., 1979; Чекалюк и др., 1974; и др.].

При поисках залежей твердых битумов с использованием наземной ИК, поверхностной и шпуровой термометрических съемок необходимо учитывать, что отрицательные термоаномалии, обусловленные залежами твердых битумов, нередко будут осложнены влиянием ряда "геологических" и "негеологических" факторов. К основным из них следует отнести структурно-тектонические и другие неоднородности геологического разреза, геоморфологические особенности дневной поверхности, характер приповерхностных отложений, влажность воздуха и почв, время года и суток, солнечную радиацию. Для возможно более полного учета влияния отмеченных факторов и внесения необходимых поправок в материалы геотермических съемок последние следует проводить с обязательным соблюдением определенных методических приемов.

Так, по результатам многочисленных измерений суточного хода температур на дневной поверхности и в приповерхностной части разреза установлено оптимальное время для проведения наземной ИК и поверхностной термометрической съемок, которые следует выполнять преимущественно в предутренние часы, т.е. в период максимального остывания дневной поверхности и наибольшего сглаживания температурных контрастов, обусловленных неравномерным прогревом отдельных участков площади съемки солнечной радиацией (рис. 1,*а*). Выяснены также зависимость радиационных ($T_{рад}$) и кинетических ($T_{кин}$) температур дневной поверхности от изменений поверхностных условий (рис. 1,*б*), в связи с чем на границе участков с разным характером поверхностных и приповерхностных условий необходимо проводить измерения в максимально сближенных, так называемых "привязочных" пикетах.

Наземную ИК и поверхностную термометрическую съемки следует выполнять отдельными рейсами продолжительностью не более 1,5—2 ч. Для увязки результатов измерений $T_{рад}$ и $T_{кин}$ в отдельных рейсах достаточно в каждом очередном рейсе повторить 2—3 точки

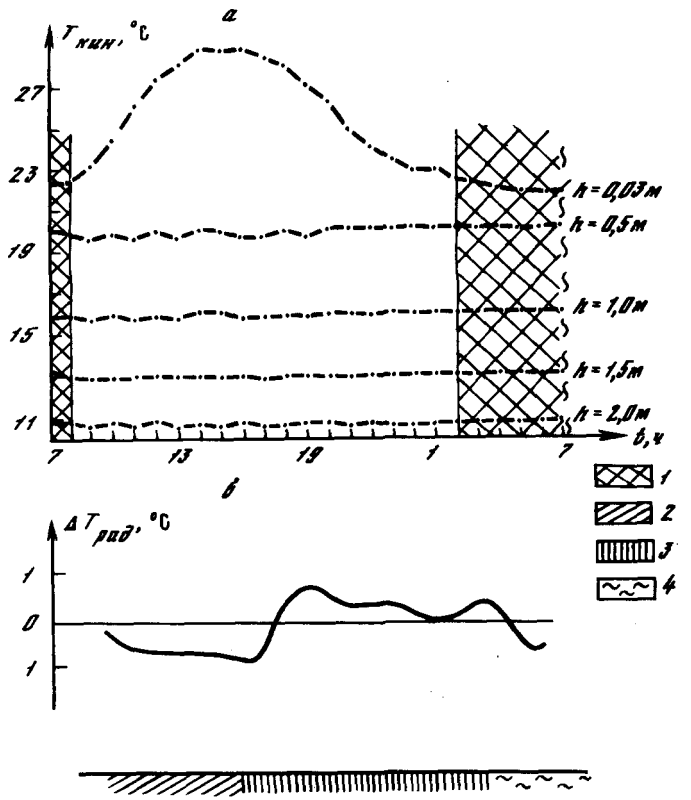


Рис. 1. **Графики суточного хода $T_{кин}$ в приповерхностных отложениях (*а*) и зависимость показаний $\Delta T_{рад}$ при изменениях поверхностных условий (*б*)**

1 — интервал времени, оптимальный для наземных инфракрасной и термометрической съемок, ч; *2—4* — грунт: *2* — рыхлый, сухой и незадернованный, *3* — уплотненный, сухой и незадернованный, *4* — уплотненный и задернованный

предыдущего. Таким же образом необходимо увязывать результаты измерений на отдельных профилях. Такая система геотермических съемов с "привязочными" пикетами между рейсами и профилями обеспечивает учет изменений температур во времени и приведение результатов измерений к единому, общему для всей площади съемки уровню.

При проведении шпуровой термометрической съемки весьма существенным вопросом является обоснование глубины измерений, которая, с одной стороны, была бы минимальной с соответствующим снижением времени и затрат на проходку шпуров; с другой стороны, обеспечивала бы изменения температур на величину, меньшую погрешности съемки. С этой целью рекомендуются измерения суточного хода $T_{кин}$ на глубинах 0,05÷2—3 м. Из приведенных на рис. 1,*а* графиков суточного хода $T_{кин}$ на глубинах 0,05; 0,5; 1,0; 1,5 и 2,0 м, полученных на месторождении Копа в июне, видно, что

при достаточно отчетливо выраженном на дневной поверхности экстремуме $T_{кин}$ в полуденные и послеполуденные часы на глубине 1 м и более изменения $T_{кин}$ в течение суток не превышают ±0,01°С, т.е. соизмеримы с чувствительностью использованной аппаратуры (геофизический термометр GT-2) и превышают точность термометрической съемки (0,05—0,1°С).

Измерения суточного хода $T_{кин}$ необходимо проводить на каждой поисковой площади. Такие измерения, выполненные ВНИИгеолнеруд на большом числе месторождений битумов и других неметаллов в различных геолого-геоморфологических и погодно-климатических условиях, позволили рекомендовать проведение термометрической съемки с измерениями $T_{кин}$ на глубинах 1,0—1,5 м в любое время суток. Несомненно, что это весьма важное достоинство шпуровой термометрической съемки, которое, несмотря на определенную трудоемкость проходки шпуров, выгодно отличает эту съемку от поверхностной термометрической и наземной инфракрасной съемок, выполняемых только в предутренние часы.

С соблюдением отмеченных выше методических приемов проведены термометрические съемки на месторождении Копа, продуктивные образования которого представлены пластами и линзами битуминозных (закированных) песчаников. Месторождение расположено на северо-востоке Гурьевской области, в 18 км юго-восточнее железнодорожной станции Сагиз, и приурочено к песчано-глинистыми отложениям средней юры. По данным разведочного бурения продуктивные тела имеют здесь субширотное простирание, залегают в два "этажа" на глубинах 15—25 и 25—45 м соответственно и выходят на дневную поверхность в западной и восточной частях месторождения.

Геотермические исследования[1] на рассматриваемом месторождении включали отбор образцов продуктивных и вмещающих пород для последующего лабораторного изучения особенностей их дифференциации по λ, измерения суточного хода температур на разных глубинах и собственно геотермические съемки по нескольким профилям. Результаты этих съемок по одному из профилей с измерениями значений $T_{рад}$ и $T_{кин}$ на дневной поверхности, а также $T_{кин}$ в шпурах глубиной около 1,0 м приведены на рис. 2. При этом материалы инфракрасной и термометрической съемок представлены графиками приращений величин $T_{рад}$, $T^{пов}_{кин}$ и $T^{шп}_{кин}$ от соответствующих средних значений вдоль всего профиля, а также графиком grad($T_{кин}$), измеренных на дневной поверхности и в шпуре с учетом его глубины.

Из сопоставления материалов геотермических съемок и имеющихся геологических данных достаточно очевидно, что над телами закированных песчаников зафиксированы отрицательные значения приращений температур. Амплитуды таких приращений по данным ИК-съемки порядка 1°С и возрастают до 1,5—4,3°С по результатам термометрических съемок. Наиболее четко битумные залежи выделяются по графикам grad ($T_{кин}$).

[1] В их проведении и обработке полученных материалов участвовали А.А. Глухов и В.А.Гуревич (ВНИИгеолнеруд).

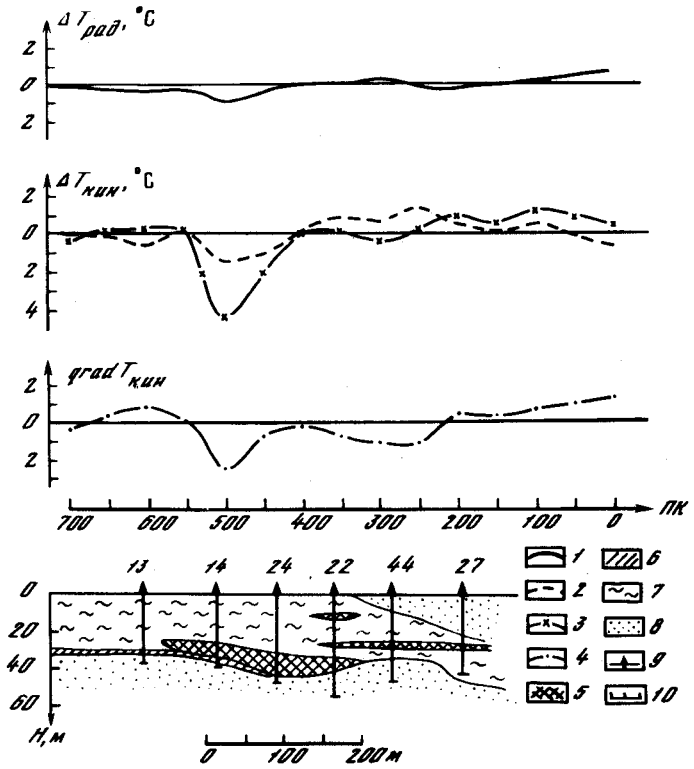


Рис. 2. **Результаты геотермических исследований на месторождении Копа**

1—4 — графики геотермических съемок: *1* — $T_{рад}$, *2* — $T_{кин}^{пов}$ *3* — $T_{кин}^{шп}$ *4* — grad ($T_{кин}^{пов} - T_{кин}^{шп}$); *5—6* — песчаник: *5* — битуминозный, *6* — небитуминозный; *7* — глина; *8* — песок; *9* — скважины и их номера; *10* — номера пикетов

Результаты геотермических исследований на месторождениях твердых битумов (Копа и Велиховское в Казахстане), Садки (в Оренбургской области), жидко-вязких битумов (Мордово-Кармальское в Татарской АССР) и на битумном объекте Янган-Тау (Башкирская АССР) позволяют отметить следующее: 1) геотермический метод, как относительно простой, экспрессный и недорогой вид исследований, необходимо включать в комплекс геолого-геофизических и геохимических методов при поиске, разведке и эксплуатации месторождений твердых и жидко-вязких битумов пластового и жильного типов; 2) при поиске месторождений битумов материалы геотермических съемок обеспечивают выявление и трассирование зон тектонических нарушений, а также выделение собственно продуктивных тел; 3) при проведении геотермических исследований на месторождениях битумов следует предварительно выполнять наземную инфракрасную съемку, а выявленные по ее данным аномалии $T_{рад}$ проверять и детализировать более трудоемкой термометрической съемкой.

Литература

Вишневский П.В., Бареев И.А., Вербицкий В.А. и др. Инфракрасная съемка при поисках жильных битумов и некоторых других неметаллов. — Развед. геофизика, 1978, вып. 84, с. 147—154.

Геотермические поиски полезных ископаемых/В.И.Лялько, М.М. Митник, Л.Д. Вульфсон, З.М. Шпортюк. Киев: Наук. думка, 1979. 147 с.

Дорофеева Р.П. Теплофизические свойства основных разновидностей горных пород Иркутского амфитеатра.— Геология и геофизика, 1982, N 4, с. 15—18.

Подземная геофизика/А.Г. Тархов, В.М. Бондаренко, В.В. Коваленко и др./М.: Недра, 1973. 112 с.

Сурьянинов Е.Ю., Вишневский П.В., Вассерман В.А. Исследование характера геотермических аномалий над геологическими объектами с контрастной теплопроводностью. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, N 12, с. 96—102.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика/Под ред. Н.Б. Дортман. М., 1976. 527 с.

Чекалюк Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий В.Г. Полевая геотермическая съемка. Киев: Наук. думка, 1974. 104 с.

Яковлев Б.А. Решение задач нефтяной геологии методами термометрии. М.: Недра, 1979. 143 с.

Rösler R., Lösch W. Die Temperaturanomalie an der Oberfläche eines Halbraums mit eingelagertem zelindrischem und kugelförmigen Störkörper. — Acta Geodaet., Geophis. et Montanist. Acad. Sci Hung. Tomus, 1977, vol. 12, N 4, p. 437—450.

УДК 550.361+550.36.004.14

А.А. Кутовая, А.Д. Васильева,
А.Г. Ульянова, З.П. Обухова

ПРОЦЕССЫ СОЛЕОТЛОЖЕНИЙ И КОРРОЗИИ И ИХ ПРЕДОТВРАЩЕНИЕ В ТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ ЮГА СТРАНЫ

Подземные воды с температурой 85°С и выше в процессе эксплуатации, а также свободного излива при опробовании скважин часто образуют значительные отложения солей на внутренней поверхности труб, емкостей, арматуры и другого оборудования. К таким водам относятся термы скважин площадей Махачкала-1, Кизляр, Майкоп, Вознесенская, Южно-Вознесенская, Охурей, Киндги, Квалони, Новые Щедрины, Комсомольская.

Исследования показали, что основным фактором, определяющим интенсивность процессов солеотложений, являются содержание CO_2 в газовой фазе терм и парциальное давление углекислоты. Эти показатели определяют величину ΔCa^{+2}, т.е. то количество кальция, которое выпадает при снижении давления в системе в виде $CaCO_3$. Этот показатель говорит об опасности солеотложений.

Разработана методика прогнозирования опасности солеотложений. Суть методики заключается в том, что определяется содержание CO_2 в газе и ΔCa^{+2}. Затем по соответствующим зависимостям определяется, может ли удерживаться это количество Ca^{+2} фактической концентрацией CO_2 в конкретной точке системы: $\Delta Ca^{+2}/Ca^{+2}_{равн} > 1$ — вода склонна к солеотложению (положительный индекс насыщения); $\Delta Ca^{+2}/Ca^{+2}_{равн} < 1$ — вода стабильна (отрицательный индекс насыщения).

Опыт эксплуатации гидрогеотермальных систем, контроль за интенсивностью процессов солеотложений показали, что несмотря на возможность четкого определения равновесного Ca^{+2} в соответствии с полученными нами закономерностями, фактическое количество его в реальных условиях может существенно изменяться, и прогнозировать это изменение весьма затруднительно. Объясняется это тем, что в реальных условиях добычи и использования вод имеют место факторы, способствующие систематическому изменению параметров (P, T, Q), определяющих интенсивность солеобразования: изменение дебитов скважин не только в течение месяца, но и суток; наличие неплотностей и негерметичности в трубопроводах и т.п., что приводит к утечке газов и паров и способствует неучитываемым изменениям давления, скорости потока, температуры.

Продолжительные исследования газосодержания вод различных площадей показали, что для надежности определения этого показателя необходим многократный анализ одной и той же воды, и только в случае 3-кратной воспроизводимости результатов ими можно пользоваться. Это несколько усложняет определение газосодержания термальных вод для широкого пользования.

При выполнении работ в промысловых условиях необходимо пользоваться определением ΔCa^{+2} в водах, отобранных из двух точек — с устья скважины и в точке сброса, когда давление системы равно атмосферному. Это несложное определение, и результаты получаются достаточно надежными.

Если в воде, отобранной из конкретной точки в скважине или в геотермальной системе, обнаружен ΔCa^{+2} даже в небольшом количестве, значит, система является нестабильной и при соответствующих условиях карбонатный осадок будет выпадать. Опасность солеотложения совершенно исключается, если ΔCa^{+2} равен нулю. Следует отметить, что присутствие газов в термальных водах создает значительные трудности при их использовании, поскольку при этом образуются газовые пробки, которые увеличивают сопротивление при движении вод, а также приводят к нарушению техники безопасности.

В настоящее время почти все эксплуатируемые термальные воды, склонные к процессам солеотложений, подвергаются дегазации, в результате чего давление системы падает до атмосферного. Дегазация имеет большое значение не только для беспрепятственного движения вод, обеспечивающего эффективный теплосъем, но и влияет на условия образования нерастворимых солей.Поэтому определение стабильности вод, опасности солеотложений и применение методов предотвращения их должны рассматриваться обязательно неразрывно с технологической схемой использования вод. Такой подход к решению вопроса определения стабильности термальных вод и целесообразности применения метода стабилизации против солеотложений позволяет решать довольно просто и в короткие сроки целый ряд практических задач.

В табл. 1 представлен перечень скважин и гидрогеотермальных систем, воды которых имеют склонность к процессам солеотложений.

Таблица 1

Характеристика термальных вод, склонных к солеотложению

Площадь	T, °C	Содержание		ΔCa^{+2}, мг/л	Возможное выпадение $CaCO_3$ с учетом расхода скважин	
		CO_2, г/л	Ca^{+2}, мг/л		Q, м³/сут	$CaCO_3$, кг/сут
Махачкала	95	0,90	118	24	8000	192
Тернаир	69	—	152	15	100	1,5
Кизляр	98	0,27	150	38	1500	57
"	98	0,17	54	28	1500	42
Майкоп	88	0,10	54	16	1500	24
"	85	—	20	4	1500	6
Охурей	100	0,20	142	5	6000	30
Киндги	100	—	280	16	1560	25
Квалони	97	—	872	8	1440	12
Новые Щедрины	100	0,41	519	—	2000	3 мм/сут
Червленная	83	0,37	21	—	2160	—
Комсомольская	97	—	37	—	1330	—

В последние годы эксплуатируются скважины, добывающие воды с температурой, значительно превышающей 100°С. Учитывая это обстоятельство, нами были выполнены исследования по определению углекислотного равновесия при 102, 104, 106, 108°С.

Характерно, что стабильность воды (аналогичной воде скв. 27Т—Махачкала) с повышением температуры резко падает. Если в воде при температуре 90°С находится в растворенном состоянии 33 мг/л Ca^{2+}, то при 100°С — 24 мг/л, а при 108°С — только 6 мг/л. В процессе добычи и использования вод, нагретых до 108° С, солеотложение резко возрастает по сравнению с более низкими температурами.

Нами было обосновано, что самым простым, эффективным и экономически целесообразным является метод стабилизации вод. Исследования показали, что наиболее приемлемыми реагентами-стабилизаторами для термальных вод, удовлетворяющими всем требованиям, являются неорганические полифосфаты. Было установлено, что гексаметафосфат в концентрации не более 5—7 мг/л осуществляет полную стабилизацию вод при температурах до 100°С.

Работы по изысканию новых стабилизаторов продолжались с целью подбора реагентов, стабилизирующий эффект которых сохраняется при повышенных температурах.

Для решения этого вопроса исследовались триполифосфаты, а также вещества, способствующие осаждению солей: А-4 (разработка ИНХП АН АзССР), Л-10 (разработка ВНИПИгаза) и импортный реагент SP-181 (США). В качестве стабилизаторов неорганических солей, применяемых в различных отраслях народного хозяйства, в том числе и в нефтяной промышленности, в последние годы получили признание комплексоны, такие, как ОЭДФ, НТФ, ДПФ и др. [Дятлова и др., 1970; Кабанчик и др., 1969, 1974].

Таблица 2

Сводная таблица сравнительных данных эффективности веществ, высаживающих соли и предотвращающих солеотложение (pH CO_2-O)

Реагент	Ca^{+2}, мг/л; T=90°C			Ca^{+2}, мг/л; T=95°C			Ca^{+2}, мг/л; T=100°C		
	Концентрация реагентов, мг/л								
	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Осадитель									
Л=10	При концентрации 20 000 эффект 90% (осадок — 40% от объема вод)								
А=4									
Стабилизатор									
ДС-РАС									
SP-181	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ГМФН	102	158	—	33	123	—	10	35	—
НТФ	—	—	—	—	—	—	170	180	180
ДПФ—	—	—	—	—	—	—	6	18	18
ОЭДФ	—	—	—	—	—	—	4	184	194
ТПФН	143	152	—	155	158	145	120	130	120

Результаты испытаний всех изученных нами реагентов представлены в табл. 2, из которой совершенно четко видно, что вещества-осадители Л-10 и А-4 неприемлемы для использования в термальных водах.

У стабилизаторов SP-181 и реагента ДС-РАС, показавших достаточно высокую эффективность при добыче нефти в наших условиях при температуре вод выше 70°C, защитный эффект оказался равным нулю.

Хорошие стабилизирующие свойства при температуре воды 100°C показали триполифосфат, комплексоны НТФ и ОЭДФ.При концентрации 10 и 20 мг/л последние даже несколько эффективнее ТПФН.

Нами также проводились исследования по определению возможности стабилизации вод при температурах выше 100°C. В качестве реагентов-стабилизаторов испытывались гексаметафосфат (Г) и триполифосфат (Т). Из этих данных видно, что хотя триполифосфат вследствие гидролиза несколько снижает свои защитные свойства при температуре выше 95—100°C, однако они достаточно высоки. Например, в растворе при температуре 106°C удерживается дополнительно 60 мг/л Ca^{+2}, а при 104°C — 100 мг/л при концентрации ТПФН — 20 мг/л.

Таким образом, из всех испытанных в лаборатории веществ-стабилизаторов неорганических солей ($CaCO_3$) наиболее эффективным при температурах до 106°C и экономически целесообразным является триполифосфат.

Особый интерес вызывает вопрос о стабильности полифосфатов при повышенных температурах. В литературе есть сведения о том, что они неустойчивы при температурах выше 70°C. Однако неустойчивость полифосфатов обнаруживается в замкнутых системах водо-

Таблица 3

Эффективность полифосфатов при повышенных температурах

T,°C	Количество стабилизированного Ca^{+2} при вводе реагентов, мг/л					
	5		10		20	
	Г	Т	Г	Т	Г	Т
95	50	170	140	170	—	170
100	20	130	45	150	—	150
102	—	20	—	96	—	116
104	—	10	—	80	—	100
106	—	8	—	16	—	60

снабжения, где одна и та же вода с растворенными ПФ находится при повышенной температуре в течение весьма длительного времени (до нескольких лет).

Проведенные нами исследования по выяснению стабильности полифосфатов показали, что при кипячении в течение 8 ч в ортофосфаты перешло только 16% полифосфатов. Учитывая то, что полифосфаты в реальных условиях находятся при температуре 100°C в воде всего несколько десятков секунд, а затем при температуре 95—70°C — в течение 10—20 мин, процент превращения полифосфатов в ортофосфаты совершенно ничтожен.

На осадках в трубках, проработавших в течение 3 лет, в гидротермальной системе Тернаир обнаружилось всего 0,003—0,06% ортофосфата, что говорит о весьма незначительном превращении полифосфатов в ортофосфаты в реальных условиях.

Метод стабилизации вод с применением полифосфатов широко внедрен на гидрогеотермальных системах юга страны в течение пяти отопительных сезонов и показал очень хорошие результаты (табл. 3). Все остальные предлагаемые методы борьбы с уже выпавшими солями морально устарели, они малоэффективны, неудобны в эксплуатации, требуют больших затрат, а также решения вопроса утилизации выпавших солей.

Проблема солеотложений является не единственной при использовании термальных вод. Сложность химического состава вод, растворенных и спонтанных газов создает благоприятные условия для протекания процессов коррозии. Интенсивность процессов коррозии в отдельных геотермальных системах доходит до 2—4 мм/год.

Исследованиями, выполненными нашей лабораторией, было показано, что основными коррозионно-агрессивными компонентами в термах являются углекислота, сероводород, кислород, высокое содержание ионов Cl, при этом особенно опасным является их одновременное присутствие. В отсутствие кислорода наличие углекислоты и минерализованных вод не вызывает заметных коррозионных разрушений. Внедрение герметичных систем дегазации показало, что в отсутствие кислорода эти системы работают в течение длительного времени без заметных признаков коррозионных разрушений.

В последнее время на ряде использующих термальные воды объек-

тов были обнаружены: а) почернение вод на сбросе после их использования; б) различение содержания сероводорода (в 10—20 раз) по мере использования; в) объемные продукты коррозии на внутренней поверхности теплопередающих труб, состоящие на 50—80% из сульфидов железа; г) выход из строя труб за счет образования сквозных свищей в их теле, причем образование свищей имеет место в основном по нижней образующей трубы, в местах постоянного контакта с водой; в верхней части труб разрушения слабее.

Содержание сероводорода в отдельных точках термальных систем 20—150 мг/л. Бактериологическое исследование обнаружило в большинстве термальных вод, содержащих сероводород, клетки сульфатвосстанавливающих бактерий. Увеличение содержания сероводорода по технологической линии сопровождалось и увеличением количества клеток сульфатовосстанавливающих бактерий (СВБ), содержащихся в 1 мл воды.

Если титр СВБ на входе в тепличный комбинат в г. Махачкале составлял десятки клеток в миллилитре, то в регистрах отопления титр СВБ составлял от сотен до десятков тысяч клеток в миллилитре.

В наземном оборудовании геотермальных систем, где имеются оптимальные условия для развития СВБ — пониженные температуры, застойные зоны, низкий окислительно-восстановительный потенциал, происходит интенсивное размножение клеток и резко возрастает содержание сероводорода в воде. Являясь анаэробами, клетки СВБ, однако, могут сохранять свою жизнеспособность в присутствии кислорода. Под слоем продуктов коррозии, где сохраняются анаэробные условия, клетки СВБ могут существовать значительное время — более 6 месяцев.

В результате проведения последующих исследований было установлено, что ряд термальных вод на месторождениях Кизляр, Тернаир,Зугдиди, Самтредиа и др. выносит из пласта сульфатвосстанавливающие бактерии, сохраняющие свою жизнеспособность при температурах до 108°С. Попадая в определенные, оптимальные условия (60—85°С), СВБ закрепляются на поверхности труб и начинают усиленно размножаться, редуцировать сероводород, что и является причиной интенсивных коррозионных процессов.

От решения проблемы защиты оборудования гидрогеотермальных систем от биологической коррозии зависит не только их нормальная эксплуатация в настоящее время, но и дальнейшая перспектива развития геотермии в целом.

Защита от коррозии гидрогеотермальных систем, вызываемых различными факторами, — очень трудная задача, хотя нами исследован и рекомендован ряд эффективных ингибиторов и бактерицидов. Использование высокоэффективных ингибиторов коррозии и бактерицидов, являющихся органическими веществами, в термальных водах не может быть осуществлено в связи с их отрицательным влиянием на качество вод, а следовательно, при существующей системе их утилизации и на окружающую среду.

Сдерживающим началом в организации противокоррозионной защиты является невысокая отпускная цена термальных вод, не позволяющая применять методы защиты, сколько-нибудь серьезно повышающие себестоимость вод.

Учитывая важность решения вопроса рациональной защиты от коррозии, вызываемой широким распространением в термальных водах термофильных сульфатвосстанавливающих бактерий, высокую металлоемкость объектов, использующих термы, исследовались все возможные направления, применение которых вообще могло иметь место в геотермальных системах.

В термальных водах, обладающих высокой минерализацией (до 30 г/л), хорошей устойчивостью обладают некоторые марки нержавеющих сталей и титан. Учитывая их высокую стоимость и дефицит легирующих компонентов, использование высоколегированных сталей может быть обосновано только для отдельных металлоемких элементов оборудования, например для изготовления лечебных ванн в водолечебницах, а также для некоторых элементов теплообменных аппаратов.

Термопласты или полимерные материалы довольно широко применяются в различных областях промышленности, бальнеотехнике для изготовления оборудования и труб.

В связи с высокими давлениями, характерными для большинства терм, подход к подбору полимерных материалов для геотермальных систем должен быть весьма осторожным. Например, для труб из полиэтилена низкого давления при движении воды с температурой 55°С давление в сети не должно превышать 150 кПа. С повышением температуры среды стойкость полимерных материалов снижается, совместное действие температуры, внутреннего давления и агрессивной среды оказывает большее влияние, чем каждый из этих факторов в отдельности.

Одним из серьезных факторов, препятствующих внедрению труб из термопластов в гидрогеотермальных системах, где воды в подавляющем большинстве случаев используются как теплоноситель, является очень низкий коэффициент теплопроводности этих труб.

Анализ величин устьевых температур геотермальных скважин, их перепадов в процессе использования и сброса вод, направлений использования показывает, что трубы из термопластов могут быть использованы только для транспорта термальных вод с температурой не более 60°С для полипропилена и 30—40° для полиэтилена и поливинилхлорида. Однако в интервалах указанных температур коррозионные процессы практически не имеют места, поэтому использование труб из термопластов на таких участках может быть осуществлено только с целью экономии металла.

Высокие температуры термальных вод, значительные скорости их движения не дают возможности по тем же причинам серьезно рассматривать вопрос применения неметаллических покрытий.

Нами был рассмотрен вопрос об использовании биофильтров для фильтрации бактерий из вод. Такие фильтры применяются в мировой практике, а также в нашей стране. Однако пока состояние вопроса получения биофильтров, обладающих эффективными фильтрующими свойствами для больших объемов вод и содержащих раз-

личные включения, не позволяет серьезно говорить о промышленном использовании таких биофильтров.

Осуществление продувки терм воздухом или инертным газом для удаления коррозионно-агрессивных компонентов также не может дать существенных результатов, так как достаточно иметь в воде даже единицы клеток СВБ, как процессы сульфатпродукции и биокоррозии в короткий срок возобновляются с той же скоростью.

Анализ зарубежного опыта эксплуатации геосистем и результаты наших исследований различных направлений показали, что единственно правильным решением вопроса защиты от коррозии оборудования мощных металлоемких объектов является использование термальных вод в двухконтурной системе, через теплообменники (ТО), с тем чтобы не допустить контакта некачественной воды с металлом оборудования крупных объектов.

В связи с тем, что реализация указанной схемы займет определенное время, уже сейчас можно наряду с проведением работ по переходу на двухконтурную систему применять такие временные методы защиты от коррозии, как осуществление частичной стабилизации вод (для вод, склонных к процессам солеотложений) и использование оцинкованных труб. Оба метода прошли испытания и применяются: первый на ТП г.Кизляра, второй — на теплично-парниковых комбинатах Ханкалы, Майкопа, Тернаира.

Частичная стабилизация вод дает возможность обеспечивать эффективность защиты на 80%; оцинкованные трубы эксплуатируются в средах высокой коррозионной активности в 2—3 раза дольше обычных (4—6 лет вместо двух). Общая стоимость затрат при этом не возрастает.

Двухконтурная система использования вод представлена на рисунке. В ней нет ничего сложного. Все трудности связаны с конструктивным и материальным исполнением теплообменников.

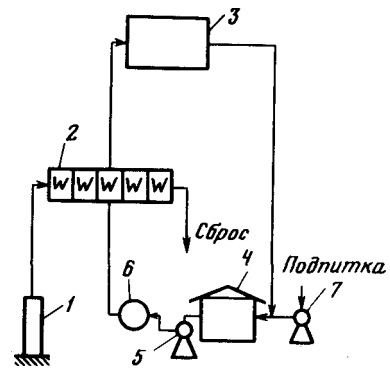
Нами испытывался ряд сталей и сплавов в термальных водах различных гидротермальных систем, отличающихся минерализацией, температурой и степенью зараженности СВБ. Наряду с титановым сплавом ВТ-1—1 хорошие результаты показала латунь (Л-63-68), скорость коррозии которой не превышала 0,015 мм/год. Легированные стали (типа 12×10НМ2Т) при небольших скоростях общей коррозии были подвержены питтинговой коррозии и являются неустойчивыми в минерализованных водах.

Практика эксплуатации латунных кожухотрубчатых теплообменников, установленных в настоящее время на теплопункте 2, завода КЭМЗ в г.Кизляре и судоремонтном заводе в г. Махачкале, также показала надежность и коррозионную стойкость латуни в водах, зараженных СВБ.

Детальное обследование двухконтурной системы на теплопункте-2 в г. Кизляре (наиболее крупный объект, поверхность теплообмена 16 установленных теплообменников составляет 270 м^2) показало, что с установкой теплообменников изменился характер биопроцессов в термальных водах. В теплообменниках температура воды находится в интервале 90—70°С. Скорости потока в трубках тепло-

Принципиальная схема двухконтурной системы с использованием теплообменника

1 — скважина; *2* — теплообменники; *3* — потребитель; *4* — емкость для технической воды; *5* — насос; *6* — установка химической очистки технической воды; *7* — подпиточный насос



обменников выше, чем в теплосетях, в результате чего создаются менее благоприятные условия для прикрепления СВБ к поверхности трубок. Химический и бактериологический анализ термальной воды до теплообменников и после них показал, что содержание сероводорода и титр СВБ возрастают весьма незначительно — с 3,5 до 7,5 мл/л и с единиц до десятков кл/мл соответственно (при использовании воды по прямому циклу скважина—потребитель титр СВБ в теплосетях достигал 10^5 кл/мл).

В настоящее время проводится реконструкция тепличного комбината в г. Махачкале для использования термальных вод по двухконтурной схеме.

Все коррозионно-агрессивные воды, зараженные СВБ, необходимо использовать только через теплообменники. Учитывая дефицит и высокую стоимость титанового сплава ВТ-1-1, наиболее подходящим материалом для изготовления теплообменников является латунь (Л63-Л68).

Экономический расчет показал, что применение двухконтурной системы использования термальных вод только в одной мощной гидрогеотермальной системе дает экономию около 100 000 руб в год.

Следует продолжить работы в направлении совершенствования методов защиты от коррозии и подбора марок сталей, устойчивых в биологически активной среде.

Литература

Дятлова Н.М., Темкина В.Я., Колбакова И.Д. Комплексоны. М.: Химия, 1970. 116 с.

Кабанчик М.И., Дятлова Н.М., Медведь Т.Я., Рудомино М.В. Новые комплексообразующие реагенты — фосфорорганические комплексоны. — Журн. Всесоюз. хим. о- ва им. Д.И. Менделеева, 1969, т. 13, с. 52—61.

Кабанчик М.И., Медведь Т.Я., Дятлова Н.М., Рудомино Н.М. Фосфорорганические комплексоны. — Успехи химии, 1974, т. 13, вып. 9, с. 14—22.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

УДК 550.348+550.36

Т. Аширов

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В ПЕРИОД СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Процесс сейсмотектонической активизации земной коры, обусловленный накоплением упругой энергии за счет деформации горных пород, формируется изменениями термодинамических и физико-химических полей в структуре земной коры. Последнее предопределяет суть пространственно-временной структуры теплового поля недр Земли, энергетическая сущность которого позволяет использовать его параметры в изучении современных вертикальных и горизонтальных движений.

В связи с этим настоящая работа посвящена анализу тепловых эффектов, связанных с сейсмотектонической активизацией земной коры и возможностями их использования в комплексе работ по решению проблемы физики очага и прогноза землетрясений.

Гидрогеологическими наблюдениями давно показано изменение режима подземных вод (уровня, дебита и их химического состава) в связи с тектоническими и вулканическими землетрясениями [Киссин, 1971; Садовский, 1977], а сравнительно недавно — параметров теплового поля Земли в глубоких скважинах.

Заметные изменения параметров теплового поля были зафиксированы в процессе изучения ряда сильнейших землетрясений. При Муйском землетрясении 27 июня 1957 г. заметно изменился термический режим Чарского источника [Солоненко и др., 1958]. Перед землетрясением температура воды в источнике была 42—43° С. Измерения, проведенные на второй день после землетрясения, показали, что температура воды повысилась до 47—48° С, а к 16—17 июля она понизилась до 44—45° С. При этом момент землетрясения сопровождался образованием в главном источнике грифона высотой 20—25 см и выбросом грязи. Пульсационное загрязнение источника наблюдалось в течение нескольких недель.

Значительное увеличение температуры и дебита термальных вод, вскрытых скважинами на Питателевском месторождении близ г. Улан-Удэ, было отмечено при десятибалльном землетрясении в Северной Монголии 5 января 1957 г., о котором сообщил В.Н. Борисенко [Ломоносов, 1971].

При Дагестанском землетрясении 1970 г. значительно повысилась температура воды Горячеводских ключей — с 72 до 95° С, Брагунских источников — с 60 до 80° С, Гудермесских — с 77 до 90° С (более 20° С!) [Хитаров и др., 1974]. Причем вариации температуры отмечались в источниках на расстоянии свыше 100 км.

К первым регулярным исследованиям теплового режима горных пород в сейсмоактивных районах, по-видимому, относятся организованные с 1969 г. систематические наблюдения за временной структурой теплового поля на геотермической режимной станции г. Махачкалы [Амирханов и др., 1972]. Наблюдения проводились в скважине, заполненной вязким раствором. Результаты наблюдений за 1968—1970 гг. показывают, что с февраля 1968 г. тепловой поток возрос в 3—4 раза, достигнув максимума перед Дагестанским землетрясением 14 мая 1970 г. При этом величина теплового потока в момент основного толчка резко сократилась, достигнув величины уровня 1968 г. лишь через четверо суток после землетрясения. Характерными особенностями временной структуры теплового потока по этим измерениям являются, во-первых, сложность выделения тенденции увеличения теплового потока на кривых, соответствующих отрезку времени до одного месяца; во-вторых, монотонный рост теплового потока до землетрясения осложнялся короткопериодными флуктуациями, что, по-видимому, характеризует сложные импульсные геодинамические процессы, сопровождаемые выделением и поглощением тепла.

Значительные изменения температуры вод перед землетрясением 1970 г. в районе г. Пржевальска отмечались в скважинах курорта Джеты-Огуз, хотя наблюдения проводились не систематически [Уломов, 1974]. Систематические наблюдения температур вод, проведенные с Средней Азии за последние годы [Гидрогеохимические особенности..., 1977], позволили наметить связь временных аномалий поля с сейсмотектонической активизацией земной коры. При этом удалось показать, что температурный режим подземных вод, выведенных глубокими скважинами на поверхность Земли, изменяется значительно в периоды активизации тектонических движений и перед сильными землетрясениями (увеличение температуры достигает 1—2° С).

Изучение вариаций температуры и радиоизотопных параметров вод разломов Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны показало, что температура воды в скважине и роднике ущелья Аламеди почти на 3° С повысилась во время первой серии Иссык-Атинских землетрясений (К=10–12) с многочисленными афтершоками, происшедшими с 23 августа по 1 сентября 1973 г., с эпицентрами, расположенными в 35 км от точки наблюдений. Такой отчетливой закономерности не проявляется в изменениях во времени температуры вод разломов в скважине курорта Джеты-Огуз, расположенных в 260 км от эпицентра Иссык-Атинских землетрясений. Второе Кочкорское землетрясение (К=13), происшедшее 2 июля 1974 г., эпицентр которого находился в 70 км от Аламединского ущелья и в 245 км от курорта Джеты-Огуз, не проявилось в структуре поля температуры вод разломов Северо-Тянь-Шаньского сейсмоактивного района [Чалов и др., 1977].

Интересную информацию нам удалось получить при анализе температурного режима в наблюдательных скважинах в период катастрофического Ашхабадского землетрясения 6 октября 1948 г. Температурные измерения были проведены ртутными термометрами в общем комплексе режимных гидрогеологических работ в скважинах глубиной 20—40 м с пьезометрическим уровнем вод 10—20 м (Е.Г. Зендрякова, С.В. Кореннова, М.М. Леонов, Р.А. Львова, И.Н. Сахарова и др.). Погрешность измерения температуры составляла в среднем 0,3—0,7° С.

На рис. 1 приведены графики изменения температур в скважинах — наблюдательных постах Туркменской гидрогеологической станции за 1947—1950 гг. в Красноводске (рис. 1,*а*), в пос. Бахардок (рис. 1,*б*) и в г. Ашхабаде (рис. 1,*в*), а в таблице — основные сведения о наблюдательных скважинах. Графики построены на основе анализа температурного поля большого количества скважин, колодцев и источников, имевшихся к этому периоду в сети режимной гидрогеологической станции (около 50 объктов). Анализ включал в основным отбор данных по скважинам, режим температуры в которых не подвержен влиянию изменения гидрометеорологических условий местности (температура воздуха и почвы, осадки и др.). Это позволило наметить главные особенности временной структуры геотемпературного режима рассмотренных площадей в период проявления катастрофического Ашхабадского землетрясения 6 октября 1948 г.

Как видно из рис. 1, в период рассмотренного сейсмического события режим геотемпературного поля в скважинах, расположенных в Ашхабадском районе, подвержен значительным изменениям (максимальная амплитуда изменения температуры 3—4° С и более). Они в 4—5 раз превышают методическую и инструментальную погрешность измерения температуры при режимных гидрогеологических наблюдениях.

Такие флуктуации температурного режима не отмечены в наблюдательных скважинах, расположенных в пос. Бахардок и г. Красноводске, имеющих эпицентральное расстояние (Δ) соответственно 100 и 550 км. Это свидетельствует, очевидно, о локальности отмеченного явления.

Несмотря на определенные методические погрешности, имеющие место в анализируемых измерениях, удается наметить ряд особенностей временной структуры температурного поля в скважинах в пределах Ашхабада. Во-первых, характерной особенностью временных вариаций температуры является их высокочастотность (см. рис. 1). При этом максимальное повышение температуры происходит в целом за один-два месяца до сейсмического события. Во-вторых, по особенностям временной структуры температурного поля выделяются две группы скважин, четко приуроченные к северной и южной части города и резко различающиеся по литолого-фациальному строению (см. рис. 1, таблицу). Температура в скважинах с начала наблюдений непрерывно повышалась, достигнув накануне землетрясения 22,5° С — самой большой величины за весь период наблюдений. Наибольшее

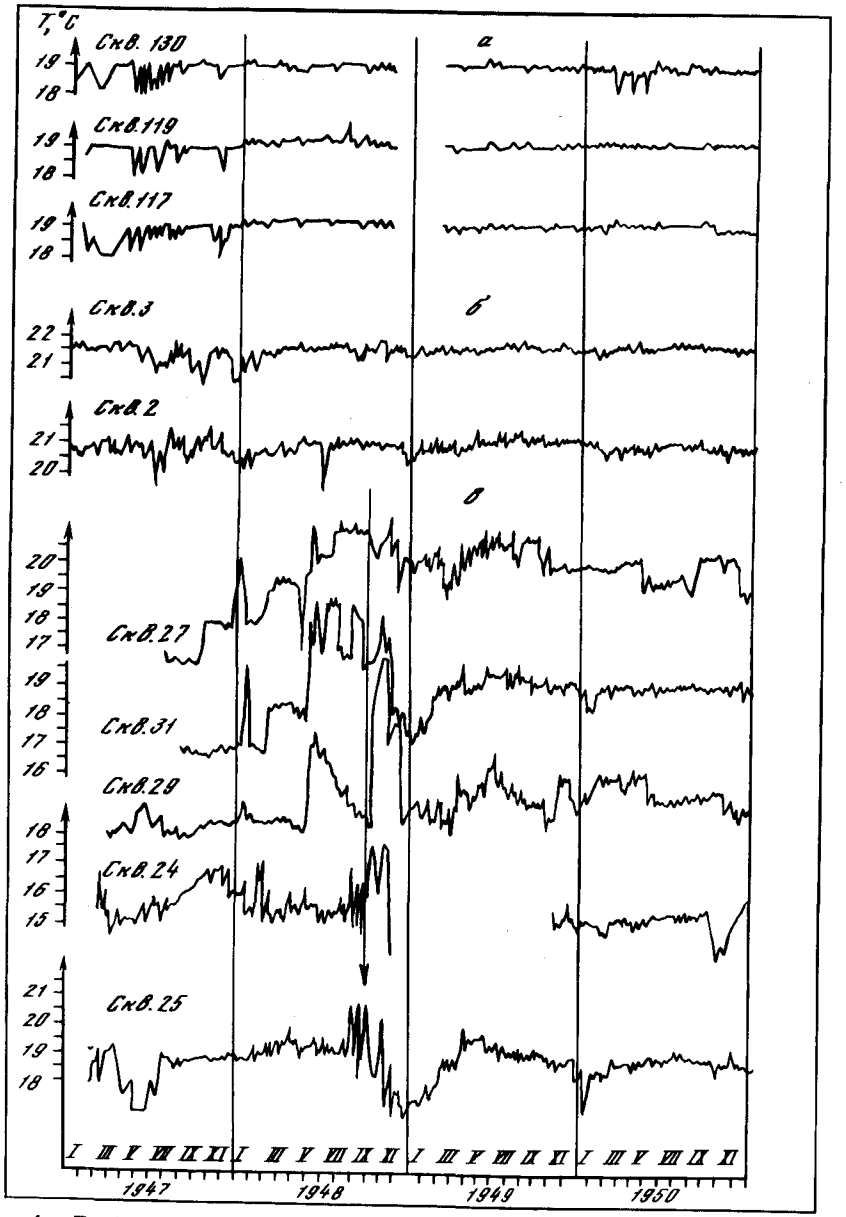


Рис. 1. **График изменения температуры в пьезометрических скважинах различных районов Туркмении в 1947—1950 гг.**

а — г. Красноводск; *б* — пос. Бахардок; *в* — г. Ашхабад. Стрелкой указан момент Ашхабадского землетрясения 1948 г.

Основные сведения о наблюдательных скважинах (в четвертичных отложениях)

Номер скважины	Глубина скважины при бурении, м	Глубина установки фильтра, м	Диаметр фильтра, мм	Литология	Время окончания бурения скважины
			Ашхабад		
24	23	16,85—19,82	88/77	Супесь	7.II.1947
25	22	12,4—19,2	87/77	Галечник с гравием	1.II.1947
27	31	24,6—27,9	83/77	Галечник с песком	7.VIII.1947
29	33	24,8—29,8	83/77	То же	31.III.1947
31	31,5	—	—	—	8.I.1947
			Бахардок		
2	18	15,16—16,78	83/77	Песок	1.IX.1946
3	26	21,32—23,17	83/77	"	1.IX.1946
			Красноводск		
117	35,35	26,3—28,3	83/77	Ракушняк	1.IV.1945
119	35,7	28,9—30,9	83/77	Песок	11,IV.1945
130	32,1	21,07—23,07	83/77	"	1.IV.1946
139	40,1	18,35—20,85	83/77	"	1.IV.1946

увеличение ее (на 3,5—6,2° С) произошло с июля по 4 октября 1948 г., в том числе на 3—3,5° С за месяц до землетрясения.

В наиболее удаленных от эпицентра скважинах отмечались температурные изменения в 35-дневный период перед землетрясением (флуктуации до 3° С импульсивно через каждые 2—3 суток). После землетрясения в течение 10—25 дней продолжались изменения температуры с амплитудой до 1,5—2° С и более в основном на южной галечниковой части Ашхабадского конуса выноса, расположенной ближе к эпицентру землетрясения. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о различном характере проявления аномалий геотемпературного поля в зависимости от структуры среды.

Таким образом, проведенный анализ четко показывает наличие интенсивных температурных аномалий в изливающихся и пьезометрических скважинах в пределах сейсмоактивных регионов в период подготовки и реализации крупных сейсмических событий. Они связываются нами с развитием зон трещиноватости и тектонических подвижек в околоскважинной зоне и в зоне активных разломов в период сейсмотектонической активизации земной коры, вследствие чего за счет трения поверхностей трещин выделяется определенное количество тепла [Аширов и др., 1979; Аширов, Сопиев, 1982]. В частности, это представление, вытекающее из анализа морфологии и особенностей временных вариаций температурного поля, не противоречит и физическим моделям подготовки и реализации землетрясений, основными элементами которых являются лавинообразное увеличение числа и размеров трещин в плоскости будущего магистрального разрыва [Мячкин, 1978]. При этом в период сейсмотектонической активизации в очаговой зоне возможны импульсные явления тепломассопереноса, обусловленные динамикой трещиноватой струк-

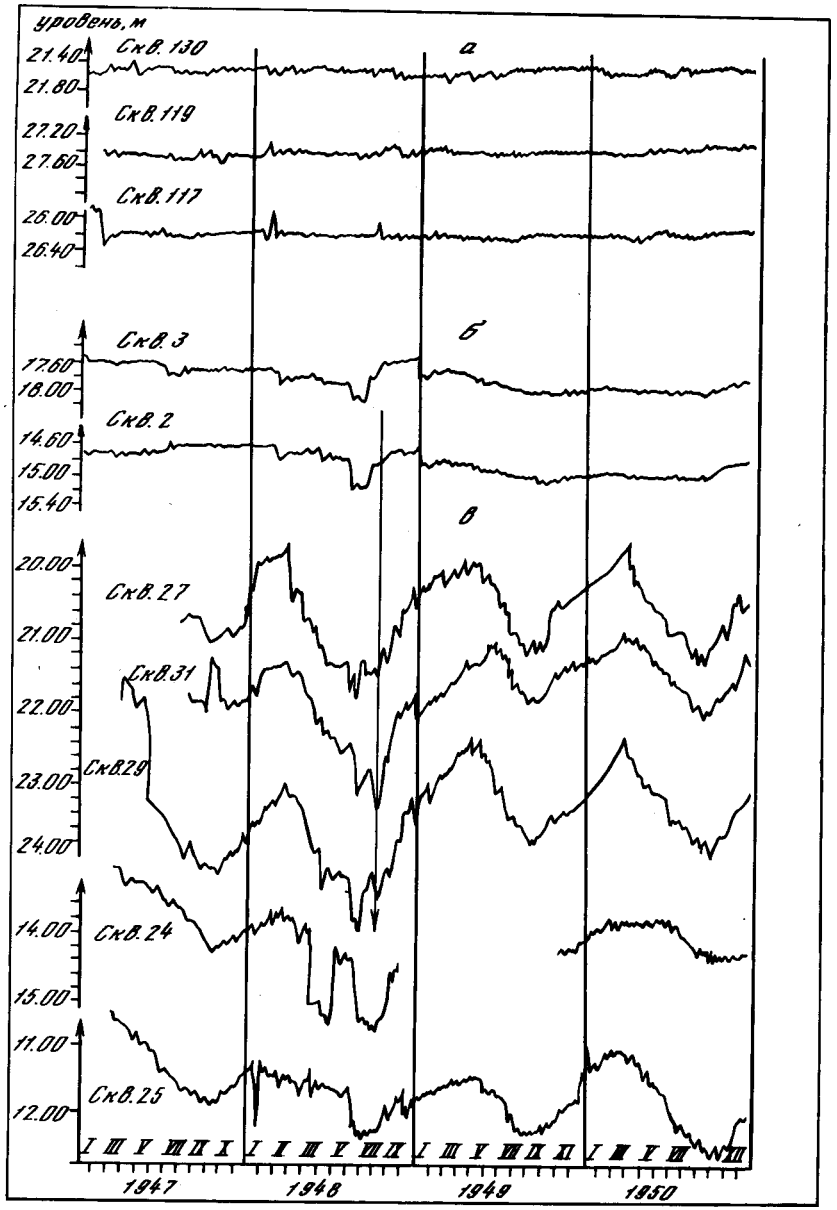


Рис. 2. **График изменения уровня подземных вод в пьезометрических скважинах различных районов Туркмении в 1947—1950 гг.**

Условные обозначения см. на рис. 1

туры среды и теплом трения массива горных пород в околоскважинной зоне в процессе образования микро- и макротрещин или перераспределения и изменения структуры естественной трещиноватости приповерхностных частей земной коры в поле аномальных напряжений и деформаций в завершающей стадии подготовки землетрясений.

Это представление, на наш взгляд, не противоречит и фактическим данным изменений уровней подземных вод в скважинах, по которым рассмотрены выше временные вариации температуры (рис. 2). Действительно, как видно из рис. 2, в период проявления импульсных высокочастотных температурных аномалий на этих же пьезометрических скважинах конуса выноса в период подготовки Ашхабадского землетрясения 1948 г. на фоне сезонных изменений отмечено бухтообразное понижение уровня подземных вод до 60—80 см.

Таким образом, есть основания полагать реальность проявления временных вариаций параметров геотермического поля в связи с сейсмотектонической активизацией земной коры, которые носят предвестниковый характер и отражают динамику микро- и макротрещиноватой структуры среды в активных разломах сейсмогенных зон. В связи с этим представляется перспективной постановка режимных геотермических исследований в общем комплексе прогностических работ по изучению и выявлению предвестников землетрясений.

Анализ временных вариаций геотермического поля в период сейсмотектонической активизации земной коры в сейсмоактивных районах показывает наличие интенсивных аномалий с короткопериодными флуктуациями, обусловленными, вероятно, выделением тепла при трении блоков пород в процессе тектонических подвижек в зоне активных разломов, а также явлениями тепломассопереноса в приповерхностных частях земной коры.

В большинстве случаев отмечено повышение геотермических параметров перед землетрясениями, значительно превышающее инструментальную и методическую погрешность измерений. При этом через определенное время после сейсмического события происходит стабилизация параметров теплового поля до прежнего уровня, соответствующего фоновому. Отмеченное обстоятельство позволяет включить режимные геотермические исследования в комплекс поисковых работ, проводимых с целью разработки методики прогноза землетрясений в сейсмоактивных районах.

Литература

Амирханов Х.И., Суетнов В.В. и др. Тепловой режим осадочных толщ. Махачкала: Дагкнигоиздат, 1972. 230 с.

Аширов Т., Гулев Б.И., Сопиев В.А., Смирнов Я.Б. Некоторые результаты режимных геотермических наблюдений в Ашхабадской сейсмоактивной зоне. — Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН, 1979, N 3, с. 31—35.

Аширов Т., Сопиев В.А. Методика и результаты режимных геотермических наблюдений на Ашхабадском полигоне. — В кн.: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1982, с. 47—50.

Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. 168 с.

Киссин И.Г. Об исследовании роли воды в сеймических процессах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, N 3, с. 34—45.

Ломоносов И.С. Формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 76—87.

Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.

Садовский М.А., Монахов Ф.И., Семенов А.И. Гидрогеодинамические предвестники Южно-Курильских землетрясений.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, N 1, с. 163—166.

Солоненко В.П., Тресков А.А. и др. Муйское землетрясение 27 июня 1957 г.— Тр. ИФЗ АН СССР, 1958, N 1, с. 29—43.

Уломов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.

Хитаров Н.И., Войтов Г.И. и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям. — В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 303—330.

Чалов П.И., Тузова Т.В., Алехина В.М. Вариации радиоизотопных параметров вод разломов земной коры за длительные промежутки времени и прогноз землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, N 9, с. 56—64.

УДК 550.361+550.36

У.И. Моисеенко

ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СЕЙСМОАКТИВНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮГА КАЗАХСТАНА

К настоящему времени опубликованы данные о температуре земной коры отдельных регионов и территории СССР в целом [Геотермия, 1976; Авгинов и др., 1981; Гордиенко, Завгородняя, 1982; Дучков, Соколова, 1982; Калмурзаев и др., 1981; Кутас, 1978; Моисеенко и др., 1978; Моисеенко, 1983; Смирнов, 1980; Смыслов, Моисеенко, 1983; Чадович, 1983]. В большинстве работ расчеты выполнены для стационарных условий при постоянной величине теплопроводности слоев земной коры без учета конкретных значений теплофизических характеристик геологических образований, их зависимости от термодинамических условий и особенностей генерации тепла в различных блоках земной коры.

В последние годы во ВСЕГЕИ систематизированы и обобщены данные о тепловом потоке, полученные геотермиками различных организаций и дополненные новыми оригинальными материалами [Моисеенко, Смыслов, 1983а, б; Смыслов, Моисеенко, 1983]. Наряду с данными о тепловом потоке учтены опубликованные материалы о теплофизических свойствах горных пород конкретных геологических структур территории СССР. Все это в совокупности позволило в значительной степени конкретизировать модели построения и получить более надежные данные о глубинных температурах.

Основой для моделирования и расчета глубинных температур являлись экспериментальные данные по оценке теплофизических параметров. Они могли быть получены только для верхних горизонтов земной коры по материалам изучения керна глубоких и сверхглубоких скважин. Обобщение выполненных измерений и опубликованных дан-

ных позволило установить особенности теплофизических свойств осадочных, магматических, эффузивных и метаморфических пород.

Анализ всех имеющихся сведений о теплофизических характеристиках горных пород дал основание составить шкалу теплопроводности для структурно-формационных комплексов с целью использования ее при расчете глубинных температур земной коры и выяснения латеральной изменчивости теплофизических характеристик [Моисеенко, 1982; Физические..., 1984]. Из результатов исследования теплопроводности пород различного состава, в том числе и пород из глубоких и сверхглубоких скважин, следует, что теплопроводность их чутко реагирует на изменение состава, структуры, условий и процессов образования пород.

Таким образом, теплопроводность горных пород является одним из решающих факторов формирования температурного поля земной коры. Она не может быть принята постоянной для пород одного состава в различных геологических структурах, на нее оказывают влияние термодинамические условия земной коры.

Зависимость теплопроводности горных пород от термодинамической обстановки необходимо учитывать при расчете глубинных температур. Для количественной оценки этой зависимости были обобщены все имеющиеся к настоящему времени экспериментальные данные и найдены уравнения теплопроводности слоев земной коры, учитывающие среднестатистические значения теплопроводности пород конкретных структур [Смыслов и др., 1979].

Важным методическим моментом выполненных нами расчетов глубинных температур является предположение о наличии конвективных ячеек в земной коре и возможности существования магматических очагов. Температура плавления пород с учетом данных экспериментальной минералогии и петрографии принимается в гранитном, диоритовом, базальтовом слоях 650, 1000 и 1200° С соответственно.

Температура в земной коре вычислялась на основе стационарного уравнения теплопроводности. При расчетах учитывались дифференциация блоков по величине радиогенного тепла, латеральная и вертикальная изменчивость теплопроводности горных пород.

По расчетным данным построены карты-срезы температуры на разных глубинах (5, 10, 20, 30 км, Мохо) для территории СССР. Температурное поле Средней Азии и юга Казахстана рассматривается нами на фоне общих особенностей его для территории СССР в целом по единой методике.

Совершенно очевидно, что наиболее строгой и объективной проверкой правильности выполненных расчетов является их сопоставление с измеренными значениями температуры в глубоких и сверхглубоких скважинах. Сопоставление расчетных и измеренных температур выполнено для 80 скважин глубиной от 2 до 10 км в различных регионах страны.

В целом для скважин Казахстана, Предкопетдагского прогиба, Русской платформы, Днепрово-Донецкой впадины, Горного Крыма, Закарпатья расчетные температуры ниже измеренных на 3—20° С. Для скважин Скифско-Туранской платформы, Средней Азии, Карпат

отклонения расчетных температур от измеренных имеют разный знак. В скважинах Сибирской платформы расчетная температура в большинстве случаев выше измеренной, максимальное превышение 25° С. Отмеченные расхождения в величинах расчетных и измеренных температур объясняются главным образом неточностью определения температуры нейтрального слоя и неучтенными неоднородностями теплофизического разреза.

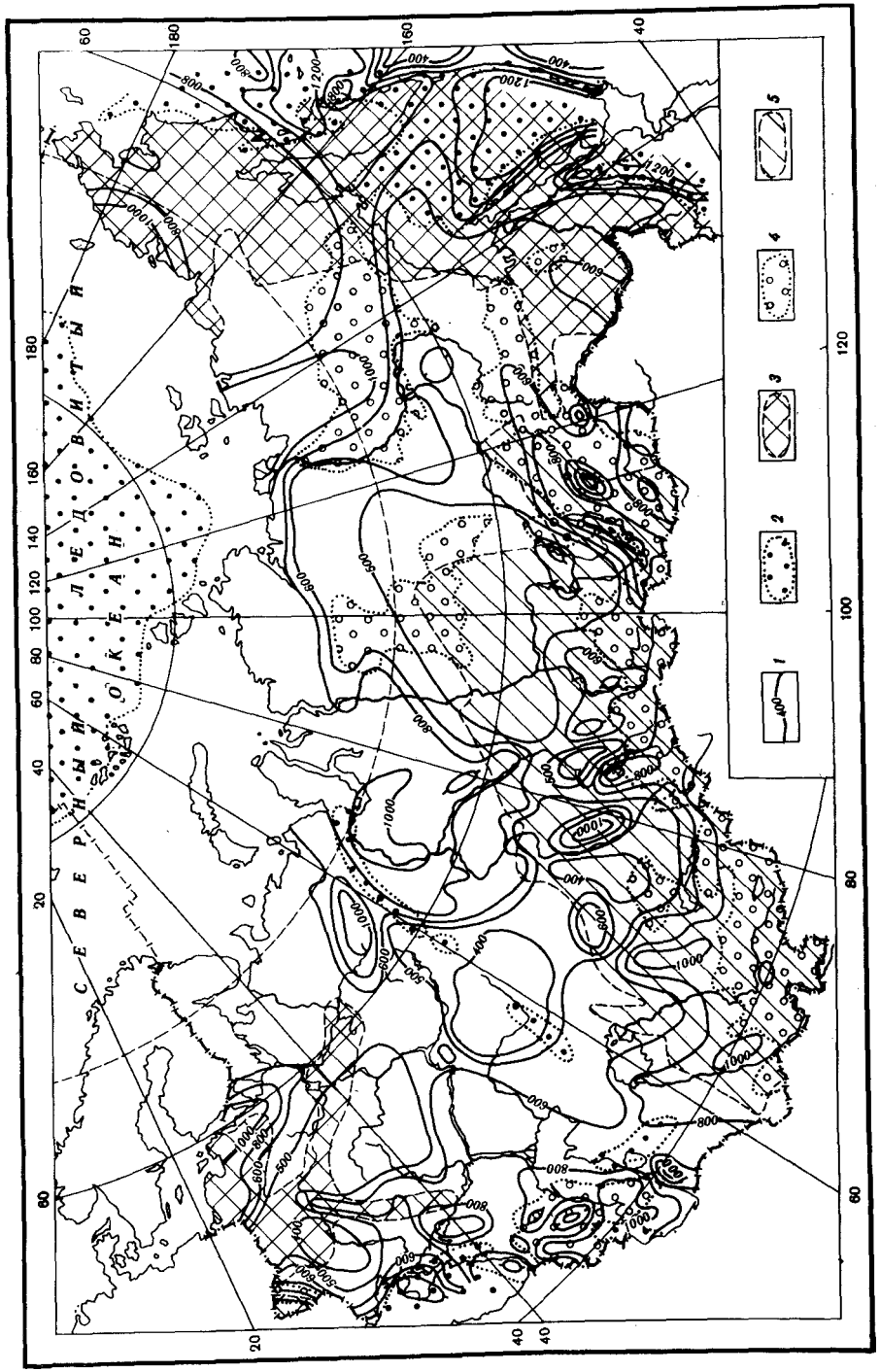
Была выполнена также оценка ошибок расчета значений температур в земной коре. В верхнем слое она ±28, в среднем ±56, в нижнем ±86° С. Минимальная ошибка в нижнем слое ±65° С.

По температурному режиму Средняя Азия и юг Казахстана являются частью трансрегиональной тепловой аномалии, охватывающей разновозрастные образования, прослеживающейся от Карпатской складчатой области до Забайкалья включительно и названной нами Центрально-Азиатской [Моисеенко, 1983] (рис. 1), очертания которой не совпадают с простиранием геологических структур. Температура в рассматриваемом регионе увеличивается с севера на юг. Эта тенденция отмечается на разных глубинных срезах.

Температура на глубине 10 км изменяется от 100° С на севере Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы до 400° С в молодых орогенных впадинах: Иссык-Кульской, Чу-Сарысуйской, Ферганской. Молодые мезозойско-кайнозойские осадочные отложения юга Туранской платформы выделяются значениями температуры 200 и более 300° С. Причем с ростом мощности осадков температура на Туранской платформе возрастает к югу [Моисеенко, Смыслов, 1983б]. В Прикаспийской впадине на 10 км температура изменяется от 150 до 250° С. Максимальные значения температуры ~500° С отмечаются в Южно-Каспийской впадине. Изотерма 300° С оконтуривает юг Чу-Илийской складчатой области, юг Туранской платформы, Тянь-Шань. В Западной Туркмении, Предкопетдагском прогибе она понижается до 200° С. В центральном Копетдаге температура ниже (150° С), чем в других частях.

На глубине 30 км диапазон изменения температуры от 200 до 1000° С. Тянь-Шань, юг Туранской платформы характеризуются температурой 800—1000° С, Западная Туркмения, Предкопетдагский прогиб, Копетдаг отличаются температурой 500—700° С. В низах коры появляются аномалии со значениями температуры более 1000° С (Иссык-Кульская, Амударьинская, Чу-Сарысуйская, Ферганская впадины). С глубиной область повышенных температур разрастается. Происходит, с одной стороны расширение аномалии на больших глубинах, с другой — появление новых аномальных участков, которые на меньших глубинах не фиксировались. Разрастание аномалии с повышенными значениями температуры, выше 1000° С и появление локальных аномалий внутри нее на меньших глубинах подчеркивает единую глубинную природу источника тепла.

Подтверждением тому является поведение глубинных масс в земной коре и мантии. Тепловая аномалия пространственно совпадает с контурами корово-мантийных блоков пониженной плотности [Клушин, 1979]. На рис. 1 приведены области корового и мантийно-корового уплотнения и разуплотнения по данным поля силы тяжести Δg и



геопотенциала σ. Аномалии Буге и геопотенциала отражают неодинаковую температуру и термодинамическое состояние глубинных масс: увеличение разогрева сопровождается уменьшением Δ g, σ. Для южной части территории СССР, в том числе для Средней Азии и Казахстана, нами совместно с И.Г. Клушиным выявлено нелинейное уменьшение этих характеристик в функции температуры пород на глубине 20 км [Клушин, Моисеенко, 1979].

В земной коре рассматриваемого региона отмечаются условия, благоприятные для плавления пород кислого, среднего и основного состава, т.е. потенциальные магматические очаги. Характерные температурные кривые для отдельных структур приведены на рис. 2. По имеющимся в настоящее время данным, отвечающим степени геотермической изученности, магматические очаги широко распространены в земной коре Средней Азии и юга Казахстана, что позволяет объединить их в условно называемый нами упруго-вязкий слой.

Магматические очаги в Ферганской впадине отмечаются в гранитном слое на глубине 13—15 км, в диоритовом слое — от 20—31 до 30—35 км, в базальтовом слое — 28—48 км. Мощность очагов — 1—5 км в гранитном слое, 6—13 км в диоритовом и 2—22 км в базальтовом. В северо-западной части Ферганской впадины очаги выявляются на трех уровнях, кроме того, они здесь мощнее: в диоритовом слое 11—13 км, в базальтовом — 14—22 км. Наименьшая мощность расплава (1—2 км) в базальтовом слое в восточной части впадины и в юго-западном ее борту.

Условия, благоприятные для плавления в земной коре Иссык-Кульской впадины, отмечены на меньших глубинах, чем в других структурах региона. Магматические очаги фиксируются на глубине 13—15 км в гранитном слое, с глубины 11—20 км в диоритовом. Мощность упруго-вязкого слоя достигает 28 км.

Область распространения магматических очагов в базальтовом слое продолжается от Иссык-Куля на северо-запад в Чу-Сарысуйскую впадину, где плавление базальтового слоя отмечается с глубины 20—30 км.

По имеющимся к настоящему времени данным область возможного плавления в базальтовом слое и надбазальтовой части земной коры протягивается в субширотном направлении от Иссык-Куля через Ферганскую впадину на юг Туранской платформы, где она широкой полосой прослеживается вдоль Амударьи. На рис. 3 показаны расположение станций определения теплового потока в Амударьинской впадине, положение кровли упруго-вязкого слоя (при такой площадной распространенности потенциальных магматических очагов допустимо говорить о слое), там же приводятся значения горизонтального градиента на разных глубинах. Кровля упруго-вязкого слоя имеет несколько значительных воздыманий. Максимальный подъем ее до глубины

Рис. 1. **Карта температуры в земной коре на глубине 30 км**

1 — изолинии температуры, °С; плотностная дифференциация корово-мантийных блоков, по И.Г. Клушину: области уплотнения — *2* — корового, *3* — мантийно-корового; области разуплотнения — *4* — корового, *5* — мантийно-корового

11. Зак. 658

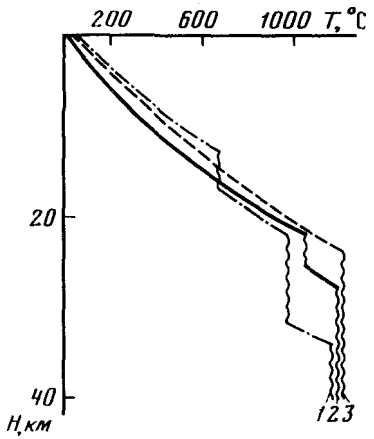


Рис. 2. **Температура в земной коре Тянь-шаня (3), Иссык-Кульской (1) и Ферганской (2) впадин.**

Волнистой линией показано положение магматических очагов

14 км наблюдается на станции Култак (В-64), значителен он в пунктах Рометан (В-58) и Караул-Базар (В-60). Перепад глубин в положении кровли упруго-вязкого слоя составляет 15 км в районе Газли, 19 км в Шурсае (В-65).

Интересно проследить поведение горизонтального геотермического градиента прежде всего в эпицентральной зоне Газли. Он нарастает здесь до глубины 30 км, где отмечено его максимальное значение 14,2 мК/м. Обращают внимание высокие значения горизонтального градиента юго-восточнее Газли, между Рометаном (В-58), и Галааскией (В-59). На глубине 20 км он равен 17,3 мК/м, а на глубине 30 км достигает 31,5 мК/м. Вероятно, горизонтальные напряжения сжатия при Газлийском землетрясении 19 апреля 1984 г. имели направление с юго-востока на северо-запад. На основании приведенных данных о поведении горизонтального геотермического градиента на разных глубинах можно предполагать, что гипоцентр Газлийского землетрясения находился на глубине 30 ± 3 км (с учетом выше упоминавшейся ошибки определения температуры в низах коры). Во всяком случае, он был не глубже 36 км — кровли упруго-вязкого слоя. Судя по соотношению перепадов кровли упруго-вязкого слоя и значениям максимальных горизонтальных градиентов, возможна высокая сейсмическая активность района Шурсай—Майдаджай (В-65—В-70). В районе Култак (В-64), несмотря на небольшую глубину кровли магматических очагов, горизонтальный градиент невелик, вероятно, вследствие значительной латеральной протяженности слоя на глубине 33 км.

Потенциальные магматические очаги в земной коре на разных глубинах, характер их распространения по латерали коррелируются с особенностями вертикального скоростного сейсмического разреза по профилю Самарканд—оз. Сарычелек—Иссык-Куль, где отмечаются участки с пониженной скоростью, локальные или значительные по протяженности. Е.М. Бутовская, Х.А. Атабаев и др. [Земная кора..., 1977] объединяют площадки с понижением скорости в земной коре в единый слой. Особенности скоростного разреза, наличие на разных глубинах одного—трех волноводов в земной коре часто объясняют условия, благоприятные для частичного плавления пород. К сожалению, участки профилей с указанием скоростных характеристик не совпадают с районами геотермических работ, но это не снижает доказательности объяснения причин появления волноводов в земной коре.

Важной характеристикой температурного поля в сейсмоактивных районах являются величина и особенности изменения горизонтального геотермического градиента.

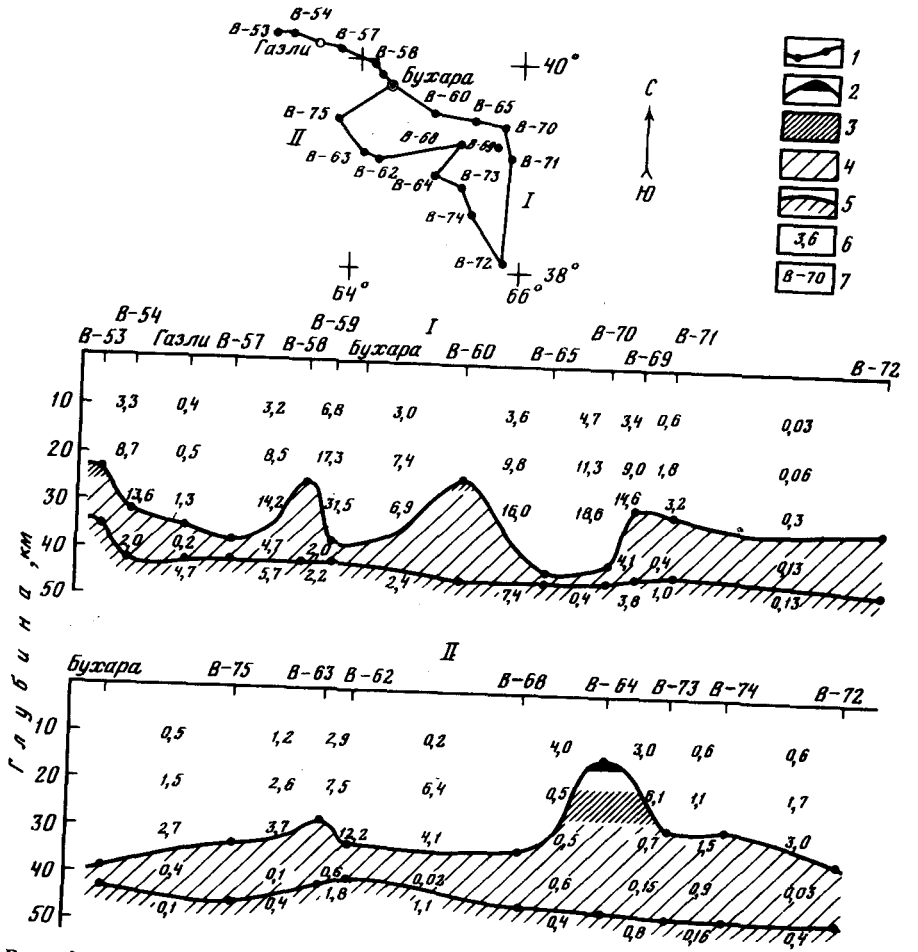


Рис. 3. **Положение кровли магматических очагов и значения горизонтального геотермического градиента в земной коре Амударьинской впадины.** Масштабы: горизонтальный 1:2500000, вертикальный 1:1000000

1 — кровля магматических очагов в слоях: 2 — гранитном, 3 — диоритовом, 4 — базальтовом; 5 — граница Мохо; 6 — горизонтальный градиент, мК/м; 7 — станции определения теплового потока

В Ферганской впадине горизонтальный градиент изменяется в разных ее частях по-разному. На некоторых участках его возрастание отмечается до глубины 20 км, максимальное значение 16 мК/м. В ряде пунктов увеличение горизонтального градиента наблюдается до 30 км, пределы его изменения на этой глубине 0,24—28 мК/м. Глубже происходит некоторое выравнивание температуры, и горизонтальный геотермический градиент уменьшается (0,1—7,4 мК/м). На всех глубинных срезах установлена неоднородность температурного поля, но для Ферганской впадины наиболее резко она проявляется на 30 км.

Горизонтальный геотермический градиент в Иссык-Кульской впадине характеризуется наибольшими значениями по сравнению с таковыми

в других структурах. Его средняя величина растет с глубиной и максимальна на 30 км, здесь же отмечены экстремальные значения — 116—137 мК/м в северо-западной и юго-восточной частях по направлению Баскаунского разлома. Для Иссык-Кульской впадины характерно чередование участков с резко повышенными и пониженными значениями горизонтального геотермического градиента. В Ферганской впадине столь резких перепадов не наблюдается, вероятно, в связи с экранированием тепла осадочными отложениями. Максимальные значения на отдельных участках Иссык-Кульской впадины отмечаются на разных глубинах: в северо-западной части на глубине 10 км, севернее на 20 и 30 км. Чередование блоков, прогретых до разной глубины, приводит к напряженности в земной коре всего района и создает ее механическую неустойчивость. Такая неравномерная прогретость блоков земной коры свидетельствует о молодом возрасте источников тепла.

На юге Туранской платформы и в Чу-Сарысуйской впадине повышение горизонтального градиента отмечается соответственно на 30 и 20 км. Далее он с глубиной уменьшается, а на поверхности Мохо опять возрастает. В земной коре Копетдага горизонтальный градиент увеличивается с глубиной от 4,5 до 22 мК/м на Мохо.

Таким образом, расчеты горизонтального геотермического градиента на разных глубинных срезах показывают, что его величина в одних и тех же структурах изменяется в широких пределах, характер его изменения в разных структурах неодинаков.

В Средней Азии и на юге Казахстана гипоцентры 31% землетрясений находятся на глубинах 0—10 км, 48% — на глубинах 11—20 км, остальные глубже [Сейсмическое..., 1980]. Магматические очаги в земной коре этого региона в 69% случаев отмечаются в базальтовом слое на глубине 20—48 км, 24% — в диоритовом слое на глубине 11—31 км и 6% — в гранитном слое на глубине 13—16 км. Например, гипоцентры землетрясений в Ферганской впадине находятся на глубинах 0—10 и 11—20 км, меньшая часть — на глубине 21—40 км. Чередование участков, в которых изменяется глубина кровли очагов в диоритовом и базальтовом слоях, коррелируется с таким же чередованием глубины гипоцентров землетрясений.

Сопоставление положения кровли потенциальных магматических очагов с глубиной гипоцентров землетрясений показывает, что упруговязкий слой подстилает область гипоцентров землетрясений. Они располагаются выше этого слоя, об этом свидетельствует общее и конкретное сопоставление данных.

1. Региональная тепловая аномалия Средней Азии и юга Казахстана приурочена к корово-мантийным блокам пониженной плотности. Зоны уменьшения плотности коры и мантии внутри этой области коррелируются с участками, где условия благоприятны для внутрикорового плавления в гранитном, диоритовом и наиболее часто базальтовом слоях. 2. Устанавливается определенная закономерность в поведении горизонтального градиента, глубины кровли магматических очагов в земной коре и гипоцентров землетрясений. Гипоцентры землетрясений находятся выше слоя с благоприятными условиями для

внутрикорового плавления, в интервале глубин максимальных значений горизонтальных геотермических градиентов. 3. Характер изменения глубинных температур по латерали, наличие потенциальных магматических очагов внутрикорового плавления и значительных горизонтальных градиентов на срезах разной глубины могут быть использованы в качестве критериев для сейсмического районирования и прогноза землетрясений в подобных районах.

Литература

Авгинов А.А., Аширов Т., Бердичевский М.Н. и др. Геотермическая и тепловая модель глубинного строения юга Туранской плиты. — Физика Земли, 1981, N 7, с. 15—28.

Геотермия. Геотермические исследования в СССР. М., 1976. Ч. 1. 154 с.; Ч. 2. 295 с.

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Тепловой поток и глубинные температуры севера Украины. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1982, с. 9—12.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Температура у нижней границы земной коры Сибири по геотермическим данным. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1982, вып. 543, с. 118—126.

Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 210 с.

Калмурзаев К.Е., Юдахин Ф.Н., Белицкий В.А. Тепловой поток Киргизского Тянь-Шаня и температура на поверхностях Конрада и Мохоровичича по данным расчета радиогенного тепла. — Изв. АН КиргССР, 1981, N 5, с. 3—11.

Клушин И.Г. Схема плотностной дифференциации мантийно-коровых блоков территории СССР масштаба 1:10000000 и объяснительная записка к ней. Л., 1978. 22 с.

Клушин И.Г., Моисеенко У.И. Глубинная характеристика областей тектоно-магматической активизации и основные тенденции сопряженного изменения геолого-геофизических параметров. — В кн.: Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979, с. 234—254.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 146 с.

Моисеенко У.И., Смыслов А.А., Чадович Т.З. Распределение температуры в земной коре юга Азиатской части СССР. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, N 1, с. 60—62.

Моисеенко У.И. Теплофизические свойства горных пород и глубинные температуры земной коры. — В кн.: Физические процессы горного производства. Л., 1982, вып. 12, с. 30—36.

Моисеенко У.И. Температурное поле земной коры территории СССР. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, N 6, с. 1431—1434.

Моисеенко У.И., Смыслов А.А. О геотермической модели земной коры Забайкалья. — В кн.: Структура земной коры континентов и океанов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983а, с. 100—110 (Тр. ЛОЕ; Т. 77. Вып. 2).

Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Тепловой поток и глубинные температуры земной коры территории СССР. — Сов. геология, 1983б, N 3, с. 22—32.

Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 306 с.

Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР: Объяснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10000000. М., 1980. 150 с.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И. Тепловое поле земной коры. — В кн.: Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983, с. 56—67. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.с.; Т. 317).

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 190 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.

Чадович Т.З. Температурное поле земной коры Казахстана и перспективы использования тепла недр для теплоэнергоснабжения. — В кн.: Физические процессы при разработке геотермальных месторождений. Л., 1983, с. 72—79.

УДК 550.36

Н.И. Аршавская

ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ ИЗ МАНТИИ И ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

К настоящему времени совместные исследования теплового потока и теплогенерации проведены во многих разновозрастных тектонических структурах мира. Эти исследования предполагают решение двух взаимосвязанных проблем: 1) оценку вклада радиогенного тепла в полный поверхностный тепловой поток и его разделение на мантийную и коровую составляющие на основе различных геотермических моделей; 2) исследование связи горизонтальных вариаций поверхностного теплового потока (Q) с вариациями поверхностной теплогенерации (A) земной коры и определение констант редуцированного теплового потока (q_r) и характеристической глубины (D) в эмпирической линейной зависимости между параметрами Q и A.

К настоящему времени имеется довольно много данных о величине редуцированного теплового потока, а оценки мантийного теплового потока в областях различного тектонического режима относительно немногочисленны.

Цель настоящей работы состоит в оценке доли теплового потока, генерируемого в земной коре за счет распада долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия, и доли глубинного потока тепла, поступающего из верхней мантии Земли, а также в оценке вертикального распределения глубинных температур в некоторых структурах Средней Азии, охарактеризованных данными по поверхностному тепловому потоку, а именно: в Ферганской и Иссык-Кульской межгорных впадинах, в Таджикской депрессии (продолжение Предпамирского передового прогиба), в Бухаро-Хивинской зоне (часть эпипалеозойской Туранской плиты), в Приташкентском прогибе, в области Северо-Ферганского разлома и примыкающего к нему Кураминского хребта.

Расчеты соотношения радиогенного корового и мантийного теплового потока проведены на основании стационарной геотермической модели с экспоненциальным распределением радиогенных источников тепла по глубине. В основу модели положены данные по поверхностному тепловому потоку, данные ГСЗ и геологических наблюдений по составу, структуре и мощности земной коры, данные по содержанию радиоактивных элементов в породах земной коры.

Измерения поверхностного теплового потока на территории Средней Азии распределены достаточно неравномерно вследствие сложности орографических условий и приурочены в основном к депрессионным структурам [Любимова, Фирсов, 1966; Любимова и др., 1937а,б; Зуев и др., 1971, 1977; Зуев, Поликарпов, 1982; Таль-Вирский, 1982]. Исследования показали, что тепловое поле в области Средней Азии достаточно дифференцированно. Значения измеренного теплового потока в исследованных областях изменяются от 20—40 мВт·м$^{-2}$ в Ферганской

Таблица 1

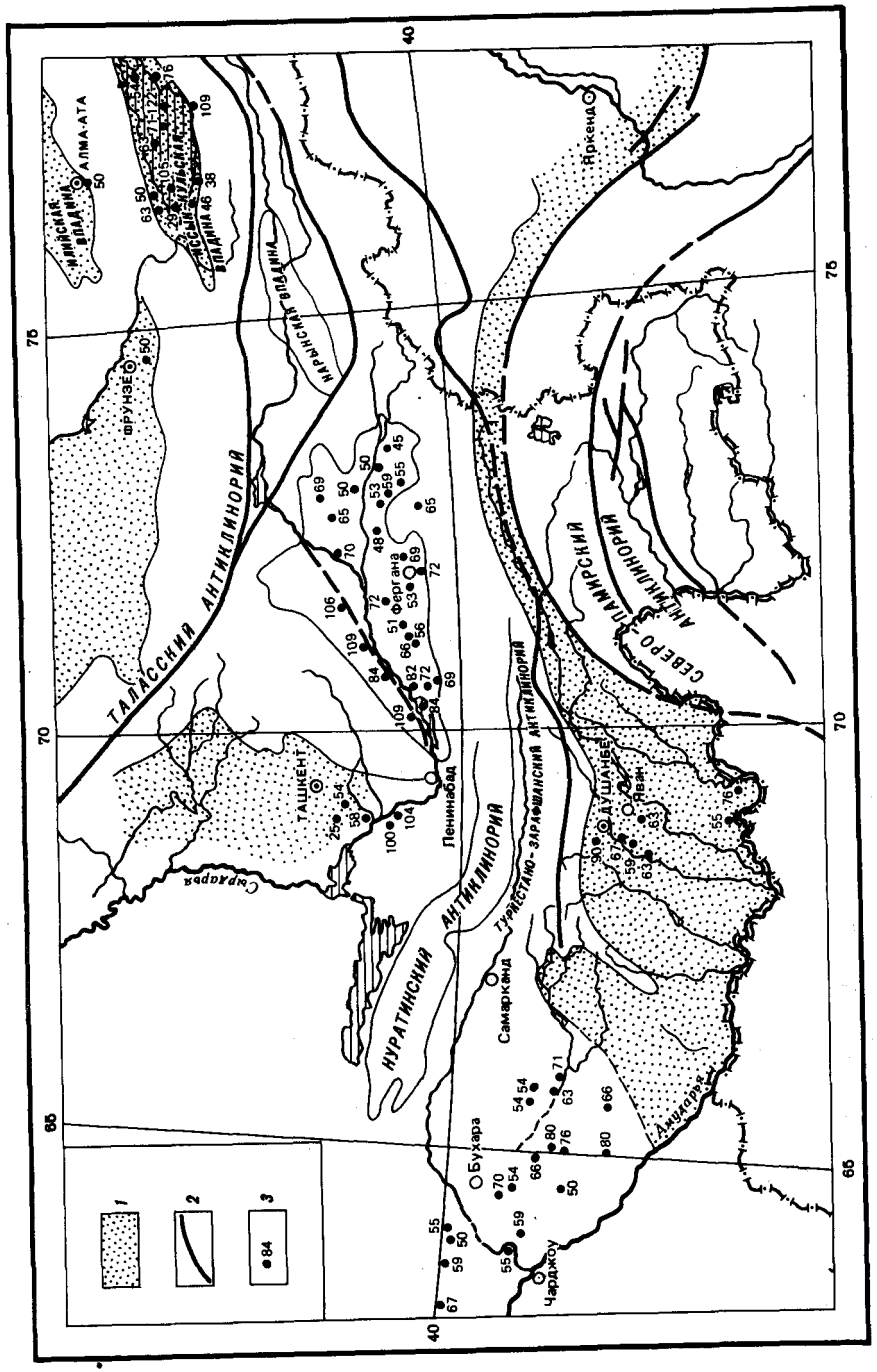
Поверхностный, коровый и мантийный тепловой поток в некоторых структурах Средней Азии

Область	Возраст тектогенеза	Количество измерений теплового потока	Тепловой поток, мВт·м$^{-2}$			
			измеренный	исправленный	коровый	мантийный
Ферганская депрессия	Герцинский с новейшей активизацией					
центральная часть		11	60	73	69	4
периферийные части		16	72	80	63	17
Ташкентский прогиб	То же	5	67	71	54	17
Бухаро-Хивинская зона	Эпигерцинский	29	63	—	55	8
Таджикская депрессия	Альпийский	7	67	75	60	15
Иссык-Кульская депрессия	Каледонский с новейшей активизацией	23	67	—	54	13
Кураминский хребет	Герцинский с новейшей активизацией	4	100	—	63	37

и Иссык-Кульской межгорных впадинах (в областях их интенсивного прогибания) до более 100 мВт·м$^{-2}$ в области Северо-Ферганского разлома и Кураминского хребта и в пределах Барскаунской трансорогенной зоны Северного Тянь-Шаня (рис. 1). Среди исследованных структур максимальной мощностью осадков, накопление которых связано с интенсивными неотектоническими погружениями, характеризуется Ферганская впадина. В ее центральной части мощность осадков, накопленных за неоген-четвертичное время (т.е. период около 25 млн. лет), достигает 7 км, что соответствует средней скорости осадконакопления около $3 \cdot 10^{-2}$ см/год. В периферийных областях впадины мощность неоген-четвертичных осадков 3—3,5 км; соответствующая скорость осадконакопления около $1{,}4 \cdot 10^{-2}$ см/год. Поправка на осадконакопление к измеренному тепловому потоку определена по соотношению [Любимова и др., 1976] $q/q_0 = 1 + 1/2[(2 + x^2/4)\mathrm{erfc}(x-2) - 4x/\sqrt{\pi}e^{-x^2}]$, $x = v/2\sqrt{t/k}$, где q — измеренный тепловой поток, q_0 — равновесный тепловой поток, v — скорость осадконакопления, t — время осадконакопления, k — средняя температуропроводность осадков. Средняя температуропроводность кайнозойских осадков может быть оценена в $7{,}5 \times 10^{-7}$ м^2/с [Зуев и др., 1981; Смыслов и др., 1979]. Поправка на осадконакопление к измеренному тепловому потоку достигает 20% в центральной части Ферганской впадины и 7—10% — в ее периферийных областях.

Значения измеренных и скорректированных тепловых потоков приведены в табл. 1.

Состав и строение земной коры. В принятой модели выделены осадочный, гранито-гнейсовый и гранулит-базитовый слои. Осадочный слой представлен толщей неметаморфизованных морских и континентальных отложений мезозойско-кайнозойского возраста пестрого литологического состава. В гранито-гнейсовом слое выделены два



подслоя. Верхний подслой представлен терригенно-вулканогенным эвгеосинклинальным комплексом пестрого состава палеозойского и рифей-вендского возраста. Отложения его метаморфизованы в зеленосланцевой фации и представлены переслаивающимися сланцами, песчаниками, алевролитами с прослоями вулканитов преимущественно среднего и кислого состава. Широко развиты позднепалеозойские гранитоидные интрузии.

Нижний подслой представлен архей-протерозойским гранито-гнейсовым складчатым фундаментом. Породы метаморфизованы в мигматит-гнейсовой и амфиболитовой фации и представлены гранито-гнейсами, гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами. Широко развит докембрийский гранитоидный комплекс.

Состав гранулит-базитового слоя принят в соответствии с моделью континентальной коры [Smithson, Decker, 1974]. Это амфиболиты, пироксеновые гранулиты, эклогиты; гранулитовые фации представлены основными компонентами нижней коры.

Теплогенерация пород. Теплогенерация пород земной коры определена из соотношения A(мкВт·м$^{-3}$) = 0,1325 ρ (0,718 C_U + 0,193 C_{Th} + + 0,262 C_K), где C_U и C_{Th} — концентрации урана и тория, г/т, C_K — концентрация калия, % вес., ρ — плотность, г/см^3. Концентрации U, Th и K оценены по литературным данным — в целом более 1000 определений по различным областям Тянь-Шаня и Памира [Леонова, Балашов, 1963; Гаврилин и др., 1966; Баратов, Могаровский, 1978; Могаровский, Лутков, 1973; Рехарский, Крутецкая, 1961]. Плотность мезозойско-кайнозойского чехла меняется в зависимости от литологического состава, возраста и особенно глубины залегания от 1,8 до 2,7 г/см^3. Плотность палеозойских и рифей-вендских образований зависит в основном от состава, меньше — от степени метаморфизма и возраста; ее среднее значение 2,7 г/см^3, как и для глубокозалегающих мезозойско-кайнозойских пород [Зуев и др., 1977]. Минимальное тепловыделение (0,5 мкВт·м$^{-3}$) характеризует карбонатные породы; максимальное (3,5 мкВт·м$^{-3}$) — интрузивные и вулканогенные образования кислого состава. Средневзвешенная теплогенерация осадочного слоя — 1,6 мкВт·м$^{-3}$. В районе Иссык-Кульской впадины содержания U в современных глинистых осадках озера более чем в 4 раза превышают кларковые значения и составляют в среднем 20,3 г/т (по определениям методом осколкорадиографии). Соответственно теплогенерация осадочного слоя для этой структуры оценивается в 2,4 мкВт·м$^{-3}$. Средневзвешенная теплогенерация осадочно-вулканогенного палеозойского комплекса (верхний подслой гранито-гнейсового слоя) оценена в 2,3 мкВт·м$^{-3}$, архейско-протерозойского фундамента (нижний подслой гранито-гнейсового слоя) — 1,8 мкВт·м$^{-3}$. Теплогенерация гранулит-базитового слоя меняется от 0,2 мкВт·м$^{-3}$ для "сухих" гранулитовых фаций пород) до 0,6 мкВт·м$^{-3}$ (для водонасыщенных амфиболитовых фаций) [Heier, Adams, 1965]. Модель состава и теплогенерации земной коры представлена в табл. 2,3.

Рис. 1. **Схематическая карта теплового потока Средней Азии**

1 — депрессионные структуры; *2* — разломы; *3* — значения теплового потока, мВт · м$^{-2}$

Таблица 2

Среднее содержание радиоактивных элементов и теплогенерация земной коры Тянь-Шаня и Памира

Породы, комплексы	Район	Количество образцов	U, г/т	Th, г/т	K, %	Плотность, г/см³	Генерация тепла, мкВт·м⁻³
Породы осадочного чехла кайнозойского возраста							
Континентальные отложения (глины, суглинки, пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты)	Северный Тянь-Шань		1,9	18,3	2,9	2,3	1,7
Морские отложения (гипсы, известняки, мергели)	То же		1,5	2,5	0,2	2,3	0,5
Палеозойский осадочный комплекс							
Слабометаморфизованные осадочные породы (углисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники и др.)	Северный Тянь-Шань	Более 400	2,8 (0,9—10,7)	13,0	2,6	2,6	1,8 (1,3—3,8)
Метаморфизованные породы палеозойского осадочного комплекса	Северный Тянь-Шань, Памир	Более 100	1,7 (0,9—3,1)	11,5	2,2	2,7	1,4 (1,3—1,8)
Магматические породы палеозойского возраста							
Эффузивы кислого состава (дациты, липариты и др.)	Северный и Центральный Тянь-Шань	Более 300	4,1 (1,4—6,0)	19,8 (17—22)	2,5	2,4	2,3 (1,6—3,0)
Интрузивные породы кислого состава	Северный и Центральный Тянь-Шань, Памир	Более 300	4,1 (0,8—9,5)	24,0 (6,5—53)	3,6 (3,2—3,9)	2,65	3,0 (1,0—6,5)
Жильные фации гранитоидов	Северный и Центральный Тянь-Шань	Более 1000	5,8 (2,4—9,8)	30 (12,0—60,8)	3,6	2,65	3,8 (1,8—7,1)
Лейкократовые граниты и граниты с повышенной щелочностью	То же	Более 150	5,6 (3,1—6,0)	41,4 (20,9—54,0)	4,0	2,65	4,6 (2,6—5,7)
Щелочные магматические породы (трахиты, сиениты, граносиениты)	Северный и Центральный Тянь-Шань	Более 150	5,8 (3,1—11,0)	40,1 (16,0—60,1)	3,0	2,65	4,5 (2,2—7,4)
Магматические породы среднего и основного состава	То же	Более 500	1,5 (0,4—3,2)	7,6 (2,0—13,1)	0,6	2,8	2,0 (0,3—2,3)
Породы архейско-протерозойского кристаллического фундамента							
Гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, кислые гранулиты, палингенные граниты	Памир, Северный Тянь-Шань		2,5 (1,8—3,8)	13,5 (7,0—20,0)	1,7	2,75	1,8 (1,3—2,6)

Тепловой поток из мантии. Тепловой поток из мантии рассчитан на основании принятой модели земной коры с экспоненциальным уменьшением теплогенерации с глубиной. Экспоненциальная зависимость теплогенерации выдерживается для гранито-гнейсового и гранулит-базитового слоев; осадочный слой образует ступень — теплогенерация в его пределах ниже, чем в верхах гранито-гнейсового слоя (рис. 2).

Для Ферганской впадины мантийный тепловой поток рассчитан вдоль субширотного профиля ГСЗ Ленинабад—Караунгур [Вольвовский, 1973] (рис. 3), для Бухаро-Хивинской зоны (Туранская плита) —

Таблица 3

Модель состава и теплогенерации земной коры Тянь-Шаня

Слой	Состав	Распространение, об. %	Генерация тепла, мкВт·м$^{-3}$
Осадочный	**Мезозойско-кайнозойский осадочный комплекс**		
	Континентальные отложения (глины, суглинки, пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты, галечники, конгломераты)	21	1,7
	Морские отложения	2	0,5
			Среднее по слою 1,6
Гранито-гнейсовый верхний подслой	**Палеозойский терригенно-вулканогенный эвгеосинклинальный комплекс**		
	Эффузивы преимущественно кислого состава (дациты, липариты, андезито-дациты и др.)	5,5	2,3 / 1,6—3,0
	Слабо метаморфизованные осадочные породы (углисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки и др.)	5,5	1,6 / 1,3—3,8
	Интрузивные гранитоидные комплексы (граниты, гранодиориты, граносиениты, лейкократовые граниты, аплиты, фельзиты и др.)	4	3,3 / 1,0—7,1
			Среднее по верхнему подслою 2,3 / 1,3—4,6
Гранито-гнейсовый нижний подслой	**Архейско-протерозойский кристаллический фундамент** (гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, кислые гранулиты, палингенные граниты)	28	1,8 / 1,3—2,6
Гранулит-базитовый	Амфиболиты, пироксеновые гранулиты, эклогиты, пироксениты [Smithson, Decker, 1974]	34	0,4 / 0,2—0,6

по профилю ГСЗ Карабекаул—Койташ (рис. 4). Для остальных исследованных структур (Приташкентский прогиб, Таджикская депрессия, Иссык-Кульская впадина) данных ГСЗ нет; структура и мощность земной коры оценивались для них в основном по сейсмологическим данным.

Результаты оценки радиогенной коровой составляющей теплового потока и доли потока тепла, поступающего из верхней мантии, представлены в табл. 1, 4. Расчет проведен по формуле $q_m = q_0 - \int_0^{z_M} A(z)dz$, где q_0 — поверхностный тепловой поток, $A(z)$ — вертикальное распределение теплогенерации, z_M — глубина границы Мохоровичича.

Распределение глубинных температур. Температурные профили рассчитаны на основании решения уравнения теплопроводности для одномерной стационарной модели, с заданным граничным условием для поверхности Земли $d/dz(\lambda dT/dz) + A(z) = 0$, $T(R) = T_0 = 0$, где λ — коэффициент теплопроводности, A — теплогенерация на глубине

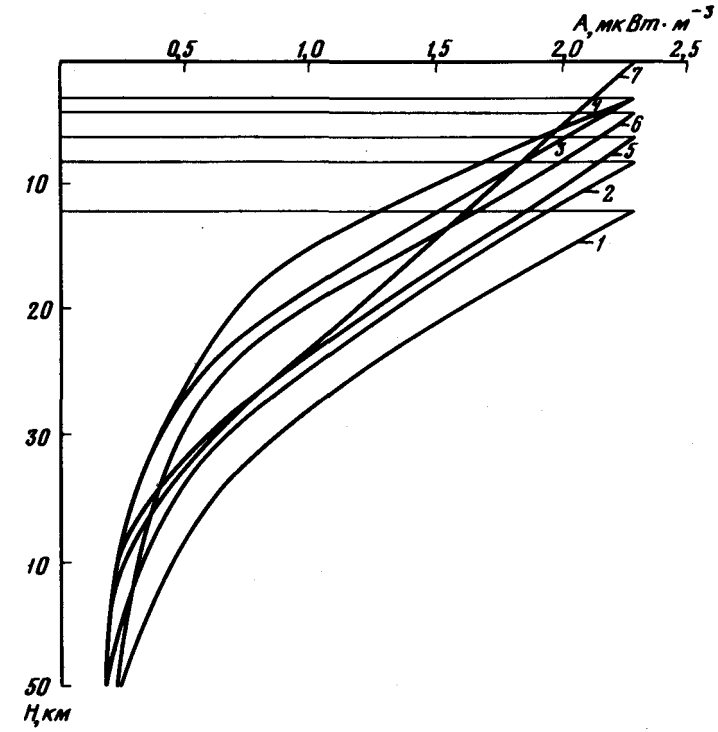


Рис. 2. **Экспоненциальное уменьшение интенсивности тепловыделения в некоторых структурах Средней Азии**

1—2 — Ферганская впадина: *1* — центральная часть, *2* — периферия; *3* — Приташкентский прогиб; *4* — Бухаро-Хивинская зона; *5* — Таджикская депрессия; *6* — Иссык-Кульская впадина; *7* — Северо-Ферганский разлом и Кураминский хребет

z. Температуры в верхних слоях Земли зависят от распределения источников тепла, условий теплопереноса и величины теплового потока на поверхности Земли. Поверхностный тепловой поток (наиболее достоверный параметр) максимально определяет температурное распределение в земной коре. Значения коэффициента теплопроводности обычно уменьшаются с ростом температуры (что частично компенсируется возрастанием его с ростом давления). В модели приняты следующие значения коэффициента теплопроводности: для осадочного слоя — 1,9 Вт/м·К [Любимова и др., 1973; Зуев и др., 1971, 1977], для гранито-гнейсового слоя — 2,1 Вт/м·К (с учетом влияния соответствующих термодинамических условий). Теплопроводность пород основного состава слабее зависит от термодинамических параметров среды; принятое в модели значение коэффициента теплопроводности для гранулит-базитового слоя — 2,5 Вт/м·К.

Расчетные глубинные термограммы представлены на рис. 5. В пределах исследованных структур существуют значительные температурные вариации, величина которых заметно увеличивается с глубиной. Поверхности раздела в земной коре не являются изотермическими. Коле-

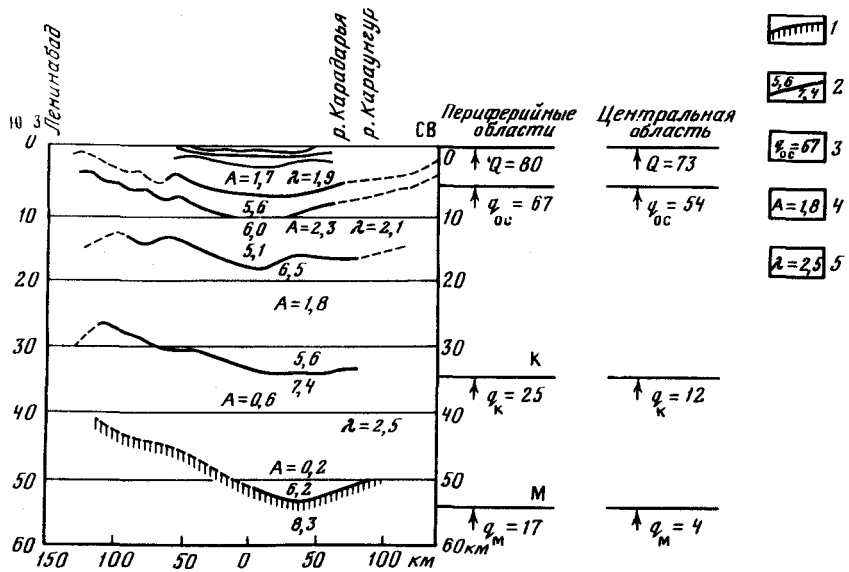


Рис. 3. **Модель строения и теплофизические параметры земной коры Ферганской впадины по профилю ГСЗ Ленинабад — Караунгур** [Вольвовский, 1973]

1 — граница Мохо; *2* — скорости продольных сейсмических волн на границах раздела в земной коре, км/с; *3* — величина теплового потока в основании слоев земной коры, мВт·м$^{-2}$; *4* — значения теплогенерации, мкВт · м$^{-3}$; *5* — значения теплопроводности, Вт/м · К

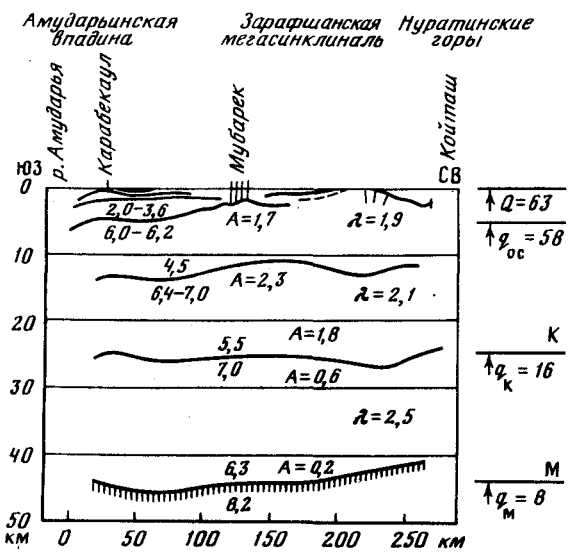


Рис. 4. **Модель строения и теплофизические параметры земной коры Бухаро-Хивинской зоны Туранской плиты по профилю ГСЗ Карабекаул — Койташ** [Вольвовский, 1973]

Условные обозначения см. на рис. 3

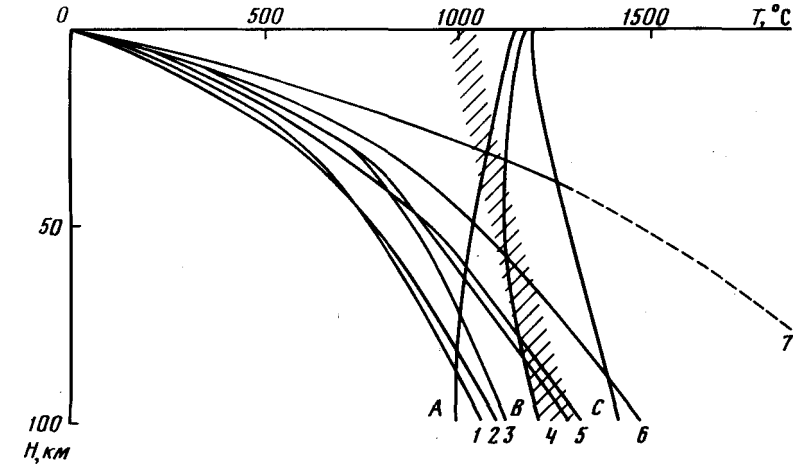


Рис. 5. **Расчетные глубинные термограммы для ряда структурных зон Тянь-Шаня**

Выделена область плавления базальтов с 2 вес.% H_2O [Кадик и др., 1971]

A, B, C — кривые температур солидуса базальтов [Chapman, Pollack, 1975]: *A* — в присутствии свободных летучих, *B* — в присутствии воды и летучих, *C* — в присутствии нескольких процентов воды. Регионы: *1* — Бухаро-Хивинская зона, *2* — Иссык-Кульская впадина, *3* — Ферганская впадина (центральная часть), *4* — Таджикская депрессия, *5* — Приташкентский прогиб, *6* — Ферганская впадина (периферия), *7* — Северо-Ферганский разлом и прилегающая часть Кураминского хребта

бания температуры на границах К и М достигают сотен градусов на сравнительно небольших расстояниях (300—500 км). На глубине 40 км значения температур изменяются от 700° С в Бухаро-Хивинской зоне и Иссык-Кульской впадине до 1300° С в области Северо-Ферганского разлома, где температуры плавления для пород основного [Кадик и др., 1971; Chapman, Pollack, 1975] состава достигаются на глубине всего 30 км (примерно на уровне границы К). Именно в этом интервале глубин (25—35 км) почти повсеместно на территории Средней Азии отмечается мощный (5—10 км) волновод, который трактуется как астеносферный слой в коре и резко разграничивает сейсмическую и асейсмическую зоны [Хамрабаев, 1976].

Минимальные температуры рассчитаны для центральной части Ферганской, Иссык-Кульской впадин, Бухаро-Хивинской зоны, где расчетная температура в основании земной коры 700—800° С, а температуры плавления достигаются на глубинах 125—150 км, где фиксируется кровля верхнего астеносферного слоя в верхней мантии [Пак и др., 1982].

Неравномерность теплового поля на границе кора—мантия в исследованных структурах Средней Азии согласуется с результатами исследований роли радиогенного тепла в других разновозрастных складчатых регионах мира. Так, для области Предкавказья, характеризующейся сочленением разновозрастных тектонических структур, величина теплового потока, поступающего из верхней мантии, как показывают ранее проведенные исследования, изменяется в очень широких пределах (8—55 мВт·м$^{-2}$), что приводит к огромным температурным различиям (порядка 1000° С) в основании земной коры этих

Таблица 4

Теплогенерация (A, мкВт·м$^{-3}$), мощность (h, км) и радиогенный тепловой поток (q_r, мВт·м$^{-2}$) осадочного, гранито-гнейсового и гранулит-базитового слоев в некоторых структурах Средней Азии

Область	Осадочный слой			Гранито-гнейсовый слой			Гранулит-базитовый слой		
	A	h	q_r	A	h	q_r	A	h	q_r
Ферганская депрессия									
центральная часть	1,6	12	19	1,9	23	42	0,4	18	8
периферийные области	1,6	8	13	1,9	23	42	0,4	18	8
Ташкентский прогиб	1,6	3	5	2,0	20	41	0,4	20	8
Бухаро-Хивинская зона	1,6	3	5	2,1	20	42	0,4	20	8
Таджикская депрессия	1,6	6	10	1,9	24	46	0,4	10	4
Иссык-Кульская депрессия	2,4	4	8	1,9	21	38	0,4	25	8
Кураминский хребет и Северо-Ферганский разлом	—	—	—	1,9	30	57	0,4	12	6

структур, расположенных на расстоянии всего около 300 км [Аршавская, Любимова, 1974].

Оценки значений теплового потока из верхней мантии были выполнены также для области каледонид и герцинид Алтае-Саянского региона, в Байкальской рифтовой зоне, на Камчатке [Дучков, Соколова, 1974], в герцинидах Испании [Albert-Beltran, 1979], в Швейцарских Альпах [Rybach et al., 1977], в альпидах Восточного [Morgan, 1979] и Западного Средиземноморья [Albert-Beltran, 1979] в альпидах Восточных Карпат [Visarion et al., 1978]. Величина теплового потока из верхней мантии в этих областях варьирует очень широко даже в пределах структур одновозрастной складчатости, мВт·м$^{-2}$: 8—25 в каледонидах Алтае-Саянской области и Западно-Сибирской плиты, 25—32 в герцинидах Алтае-Саянской области, 21—45 в области современного вулканизма Камчатки, 42—84 в зоне Байкальского рифта, 25—38 в альпидах Швейцарии, 16—24 в альпидах Восточных Карпат, 56 в альпидах Западного Средиземноморья, 25—40 в альпидах Восточного Средиземноморья (табл. 5).

Естественно, как следствие широких вариаций подкорового теплового потока, связь между величиной поверхностного теплового потока и поверхностной теплогенерацией в подобных регионах большей частью отсутствует. Все это, по-видимому, свидетельствует об активности и нестационарном тепловом режиме верхней мантии Земли под этими регионами. Природа подкорового теплового потока может

Таблица 5

Значения теплового потока из мантии (q_m) в областях фанерозойской складчатости

Регион	Возраст тектогенеза	(q_m) мВт·м$^{-2}$	Ссылка
Алтай, Саяны и Западно-Сибирская плита	Каледонский и герцинский	8—25 25—32	[Дучков, Соколова, 1974]
Байкальский рифт	Новейшая активизация	42—84	
Камчатка	Альпийский	21—45	
Предкавказье			
Межгорные депрессии и передовые прогибы	Эпигерцинский	8—20	[Аршавская, Любимова, 1974]
Ставропольское поднятие и Большой Кавказ	Новейшая активизация	42—55	
Ростовский выступ Русской платформы	Докембрийский	12	
Центральная Испания	Герцинский	13	[Albert-Beltran, 1979]
Западное Средиземноморье	Альпийский	56	
Восточное Средиземноморье	"	25—40	[Morgan, 1979]
Швейцарские Альпы	"	25—38	[Rybach et al., 1977]
Восточные Карпаты	"	16—24	[Visarion et al., 1977]

быть связана с другими, нерадиогенными, источниками тепла. В геологически активных регионах, особенно таких, где продолжаются тектонические процессы, предполагается значительное влияние конвективного теплопереноса, который может доминировать над остальными факторами, формирующими тепловое поле. В таких регионах конвективный вклад в коровый тепловой поток может быть во много раз выше радиогенного вклада [Sass, Lachenbruch, 1979]. Таким образом, в отличие от докембрийских щитов в разновозрастных складчатых регионах вариации радиоактивности пород верхнего слоя земной коры не являются основным фактором, определяющим горизонтальные неоднородности поверхностного теплового поля.

В заключение можно сформулировать основные выводы.

1. Тепловое поле исследованных структур Средней Азии значительно дифференцировано (как на поверхности, так и на границе Мохо). Поверхностный тепловой поток изменяется от 20—40 в Иссык-Кульской и центральной части Ферганской впадины до более 100 мВт·м$^{-2}$ в области Северо-Ферганского разлома и Барскаунской трансорогенной зоны. Тепловой поток из верхней мантии изменяется от 4 в центральной части Ферганской впадины до 34 мВт·м$^{-2}$ в области Северо-Ферганского разлома.

2. В исследованных депрессионных структурах подкоровый тепловой поток невелик (в среднем 13 мВт·м$^{-2}$) и характеризуется небольшими вариациями (за исключением очень низкого теплового потока из мантии под центральной частью Ферганской впадины). В области Таджикской депрессии, являющейся частью Предпамирского передового прогиба, отождествляемого с унаследованной зоной субдукции [Molnar, Tapponnier, 1977], тепловой поток из мантии состав-

ляет около 15 мВт·м$^{-2}$ и не ниже его величины в других исследованных депрессионных структурах, что не согласуется с представлениями плитной тектоники для этого региона.

3. Вариациям значений теплового потока на границе кора—мантия соответствуют значительные температурные вариации на этом уровне. Границы раздела в земной коре не являются изотермическими. На глубине 40 км разница температур достигает 600°С для структур, отдаленных расстояниями около 400 км.

4. Дифференцированность теплового поля на границе Мохо в Среднеазиатском регионе согласуется с данными аналогичных исследований в других областях фанерозойской складчатости, что, очевидно, свидетельствует о нестационарном тепловом режиме верхней мантии. В отличие от докембрийских щитов в активных складчатых регионах поверхностное тепловое поле определяется не радиогенными источниками тепла в земной коре, но главным образом процессами, протекающими в верхней мантии Земли.

Литература

Аршавская Н.И., Любимова Е.А. Тепловые потоки и радиогенное тепло из коры и мантии в области Предкавказья и внутренних морей. — В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев, 1974, с. 130—140.

Баратов Р.Б., Могаровский В.В. Средние содержания урана и тория в магматических формациях Тянь-Шаня и Памира (Таджикистан). — Геохимия, 1978, N 8, с. 1255—1258.

Вольвовский И.С. Сейсмические параметры и структура земной коры СССР. М.: Недра, 1973.

Гаврилин Р.Д., Злобин Б.И., Леонова Л.Л. и др. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1966. 135 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 279 с.

Зуев Ю.Н., Искандеров Э., Муминов И.А. О теплофизических свойствах горных пород некоторых районов Западного и Южного Тянь-Шаня и геотермические условия Ферганской впадины. — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971, с. 82—110.

Зуев Ю.Н., Поликарпов А.А. Геотермический режим и тепловая энергетика коры и верхней мантии. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 183—199.

Зуев Ю.Н., Таль-Вирский Б.Б., Магдиев Р.А. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 134—152.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.

Леонова Л.Л., Балашов Ю.А. Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). — Геохимия, 1963, N 11, с. 1008—1016.

Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976. 222 с.

Любимова Е.А., Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. и др. Каталог данных по тепловому потоку на территории СССР. М., 1973. 64 с.

Любимова Е.А., Фирсов Ф.В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М.: Наука, 1966, с. 25—38.

Любимова Е.А., Фирсов Ф.В., Зуев Ю.Н. Данные о геотермическом градиенте и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1973, с. 78—99.

Магаровский В.В., Лутков В.С. О геохимической неоднородности интрузивных комплексов (на примере Памира). — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, N 5, с. 1202—1204.

Пак В.А., Джамалов Д.Б., Эргешев Т.Э., Хамрабаев И.Х. Некоторые общие вопросы строения и геодинамики литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 221—229.

Рехарский В.И., Крутецкая О.В. Уран в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, N 7, с. 151—165.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. М.: Недра, 1979. 191 с.

Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 271 с.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и земная кора Средней Азии. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., 1976, с. 78—93.

Albert-Beltran J.F. Heat flow and temperature gradient data from Spain. — In: Terrestrial heat flow in Europe/Ed. V. Cermák, L. Rybach. B. etc.: Spring.-Ver., 1979, p. 261—266.

Chapman D.S., Pollack H.N. Regional geotherms and lithospheric thickness. — Geology, 1975, vol. 5, p. 153—169.

Heier K.S., Adams J.A.S. Concentrations of radioactive elements in deep crustal material. — Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29, p. 53—61.

Molnar P., Tapponnier P. The collosion between India and Eurasia. — Sci. Amer., 1977, vol. 236, N 4, p. 30—41.

Morgan P. Cyprus heat flow with comment on the thermal regime of the Eastern Mediterranean. — In: Terrestrial heat flow in Europe/Ed. V. Cermák, L. Rybach. B. etc.: Spring.-Verl., 1979, p. 144—151.

Sass J.H., Lachenbruch A.H. Thermal regime of the Australian continental crust. — In: The Earth: Its origin, structure and evolution/Ed. M.W. McElhinny. L.: Acad. press, 1979, p. 301—351.

Smithson S.V., Decker E.R. A continental crustal model and its geothermal implications. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, N 3, p. 215—225.

Rybach L., Werner D., Mueller St., Berset G. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. — Tectonophysics, 1977, vol. 41, p. 113—126.

Visarion M., Veleciu S., Constantinescu P., Stefanescu M. Crustal temperature-depth profile across Romania derived from heat flow and other geophysical data. — Rev. Roum. Géol. Geophys. Geogr., Ser. Géophys., 1978, vol. 22, p. 33—39.

УДК 550.361

Р.И. Кутас, В.А. Цвященко

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЛИТОСФЕРЫ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Тепловое поле тектонически активных областей отличается значительной дифференциацией, обусловленной влиянием многочисленных факторов. Главную роль играют распределение источников тепла и условия теплопередачи в земной коре и верхней мантии, которые могут существенно изменяться и по площади, и по глубине, и во времени, создавая стационарные и нестационарные аномалии теплового потока разного размера и амплитуды [Кутас, 1978]. Для анализа теплового поля и расчета температур на глубину в первую очередь необходимо разделить его на стационарную и нестационарную составляющие. Первая обусловлена относительно устойчивым выделением энергии при распаде радиактивных элементов в земной коре и верхней мантии, вторая — процессами интенсивного выноса энергии из недр в ограниченные периоды тектонической и магматической актив-

ности. Для каждой составляющей теплового поля на основе решения уравнения теплопроводности можно найти распределение температур и тепловых потоков по заданной геометрии и интенсивности источников тепла.

Для расчета *стационарных* тепловых потоков и температур необходимо иметь модели распределения источников тепла и теплопроводности в земной коре и верхней мантии, которые выбираются как на основе геотермических данных, так и различной геолого-геофизической информации и уточняются в процессе решения прямой задачи путем сопоставления с фактически замеренными значениями. Выбор модели источников базируется на экспериментальных данных о содержании радиоактивных элементов в породах различного состава и генезиса в каждом конкретном районе, особенно в верхней части разреза, о зависимости плотности теплового потока от радиогенной теплогенерации в поверхностных породах, а также об обобщенных зависимостях между концентрацией радиоактивных элементов и различными физическими свойствами пород [Кутас, 1978; Rybach, 1979]. Распределение теплопроводности выбирается на основе экспериментальных данных, но при их экстраполяции на глубину учитывается влияние температуры. Расчет стационарных температур верхнего этажа (земной коры и верхней мантии) выполняется в основном исходя из решения одномерного уравнения теплопроводности. Такое решение для слоя выполнено А.Н. Тихоновым [1937]. В реальных условиях зачастую приходится производить расчеты для блоков земной коры конечных размеров, отличающихся удельной теплогенерацией. В этом случае следовало бы использовать соотношения, описывающие эффект, создаваемый двухмерными и трехмерными стационарными источниками. В настоящее время подобные расчеты выполняются на основе решений для нестационарных источников [Гордиенко и др., 1982], но в связи со сложностью таких расчетов целесообразно иметь алгоритмы для расчета стационарных температур, создаваемых двухмерными и трехмерными телами.

Рассмотрим однородное полупространство с источником тепла в форме параллелепипеда с удельной теплогенерацией q_0. Обозначим координаты точек источника через x', y', z', а координаты точек наблюдений соответственно через x, y, z. Отметим, что в гравиразведке получено решение, описывающее распределение потенциала притяжения, создаваемого параллелепипедом в произвольной точке неограниченной среды [Булах и др., 1971]. Решение для температурного потенциала в безграничном пространстве отличается только постоянной. Воспользуемся, в качестве исходного этим решением для определения температуры T в произвольной точке (x, y, z). Поместив фиктивный источник противоположной полярности в верхнее полупространство и тем самым удовлетворяя нулевому граничному условию, получим для определения температуры в любой точке однородного полупространства соотношение

$$T(x, y, z, \tau) = \frac{Q_0}{4\pi\lambda}\Big\{\Big[(x-x')(y-y')\ln(z'-z+R) - \frac{1}{2}(x-x')^2\operatorname{arctg}\frac{y'-y}{x'-x}\times$$

$$\times\frac{z'-z}{R} + (y-y')(z-z')\ln(x'-x+R) - \frac{1}{2}(y-y')^2\operatorname{arctg}\frac{z'-z}{y'-y}\frac{x'-x}{R} +$$

$$+(z-z')(x-x')\ln(y'-y+R) - \frac{1}{2}(z-z')^2\operatorname{arctg}\frac{x'-x}{z'-z}\frac{x'-x}{R}\Big] -$$

$$-\Big[(x-x')(y-y')\ln(z'+z+R) - \frac{1}{2}(x-x')^2\operatorname{arctg}\frac{y'-y}{x'-x}\frac{z'+z}{R_1} - (y-y')\times$$

$$\times(z+z')\ln(x'-x+R_1) - \frac{1}{2}(y-y')^2\operatorname{arctg}\frac{z'+z}{y'-y}\frac{x'-x}{R_1} - (z+z')(x-x')\times$$

$$\times\ln(y'-y+R_1) - \frac{1}{2}(z+z')^2\operatorname{arctg}\frac{x'-x}{z'+z}\frac{y'-y}{R_1}\Big]\Big\}\Big|_{x_1 y_1 z_1}^{x_2 y_2 z_2} \qquad (1)$$

Тепловой поток

$$q = \frac{Q_0}{4\pi}\Big\{\Big[(x'-x)\ln((y'-y)+R) + (y'-y)\ln((x'-x)+R) + (z'-z)\times$$

$$\times\operatorname{arctg}\frac{z'-z}{x'-x}\frac{R}{y'-y}\Big] - \Big[(x'-x)\ln((y'-y)+R_1) + (y'-y)\ln((x'-x)+R_1) +$$

$$+(z'+z)\operatorname{arctg}\frac{z'+z}{x'-x}\frac{R}{y'-y}\Big]\Big\}\Big|_{x_1 y_1 z_1}^{x_2 y_2 z_2}, \qquad (2)$$

где λ — теплопроводность;

$$R = \sqrt{(x'-x)^2 + (y'-y)^2 + (z'-z)^2}; \qquad R_1 = \sqrt{(x'-x)^2 + (y'-y)^2 + (z'-z)^2}.$$

Распределение температуры и теплового потока находится из решения нестационарного уравнения теплопроводности для однородного полупространства

$$\Delta T(x, y, z, \tau) = \frac{1}{a}\frac{\partial T(x, y, z, \tau)}{\partial\tau} + \frac{Q_0(\tau)}{c\rho} \qquad (3)$$

за пределами источника $Q_0(\tau) = 0$.

Рассмотрим случай, когда в однородном полупространстве расположен трехмерный источник тепла в виде параллелепипеда, интенсивность тепловыделения в котором изменяется во времени по закону $Q_0(\tau) = A\tau^2 + B\tau + C$. Тогда, интегрируя по соответствующим координатам выражение для точечного нестационарного источника, получим в любой точке полупространства распределение температуры и теплового потока, создаваемое трехмерным источником:

$$T = \frac{Q_0}{8c\rho}\int_0^{\tau}\Big\{(A\tau_1^2 + B\tau_1 + C)\Big[\Phi\frac{z-h_1}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}} - \Phi\frac{z-h_2}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}} + \Phi\frac{z+h_1}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}} -$$

$$-\Phi\frac{z+h_2}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}\Big]\times\Big[\Phi\frac{y-y_1}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}} - \Phi\frac{y-y_2}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}\Big]\times\Big[\Phi\frac{x-x_1}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}} -$$

$$-\Phi\frac{x-x_2}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}\Big]; \qquad (4)$$

$$q_{z=0}=\frac{Q_0\sqrt{a}}{4\sqrt{\pi}}\int_0^{\tau}\left\{\frac{A\tau_1^2+B\tau_1+C}{\sqrt{\tau-\tau_1}}\left[\exp\left(-\frac{h_1^2}{4a(\tau-\tau_1)}\right)-\exp\left(-\frac{h_2^2}{4a(\tau-\tau_1)}\right)\right.\times\right.$$

$$\times\left[\Phi\frac{y-y_1}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}-\Phi\frac{y-y_2}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}\right]\times\left[\Phi\frac{x-x_1}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}-\Phi\frac{x-x_2}{2\sqrt{a(\tau-\tau_1)}}\right], \quad (5)$$

где Q_0 — удельное тепловыделение, c — удельная теплоемкость, ρ — плотность, a — температуропроводность.

Пределы раскрываются по правилу

$$F(x',\ y',\ z')\Big|_{x_1 y_1 z_1}^{x_2 y_2 z_2}=F(x_2,\ y_2,\ z_2)+F(x_2,\ y_1,\ z_1)+F(x_1,\ y_1,\ z_1)+$$

$$+F(x_1,\ y_1,\ z_2)-F(x_1,\ y_1,\ z_1)-F(x_1,\ y_2,\ z_2)-F(x_2,\ y_1,\ z_2)-F(x_2,\ y_2,\ z_1). \quad (6)$$

Подстановку пределов интегрирования производить здесь нерационально. Эту операцию по правилу (6) успешно осуществляет ЭВМ при расчете теплового потока и температуры по специально составленной программе. В соотношениях (1) и (2) первая часть выражения (в квадратных скобках) представляет собой эффект, вызванный оригиналом, вторая — его зеркальным изображением. Анализ этих соотношений показал, что при больших горизонтальных размерах трехмерного тела значения температуры и потока совпадают с полученными из решения А.Н. Тихонова для бесконечного слоя. Нестационарные температуры и поток в пределе (при очень больших временах тепловыделения) также стремятся к значениям, полученным по формулам (1) и (2) (рис. 1). Таким образом, подтверждена правильность алгоритмов, позволяющих производить расчет стационарных температур и тепловых потоков, создаваемых телами конечных размеров.

Анализ *нестационарных* аномалий теплового и температурного полей позволяет определять параметры геологических объектов и энергетику процессов, с которыми эти аномалии связаны. При этом предполагается, что возмущения поля связаны с появлением дополнительных кратковременных источников тепла, или с такими же кратковременными изменениями условий переноса тепла, либо с обоими факторами одновременно.

Рассмотрим возмущения тепловых потоков и температур в земной коре и верхней мантии при действии дополнительных источников тепла. τ — время с начала "включения" источника, τ_1 — переменная интегрирования, τ_0 — время действия источника, τ' — верхний предел интегрирования, x, y, z — координаты точек наблюдения, x_1, y_1, z_1, x_2, y_2, z_2 — координаты, определяющие размеры источника, $\Phi(\alpha) = 2/\sqrt{\pi}\int_0^{\alpha} e^{-y^2}dy$ — интеграл вероятности.

При постоянном тепловыделении $A = 0$, $B = 0$, $C = 1$. Если интенсивность источника уменьшается во времени, тогда $A = 1/\tau_1^2$, $B = -1/\tau_0$, $C = 0$. В том случае, когда интенсивность тепловыделения постепенно увеличивается во времени, достигая максимума, и затем плавно уменьшается, то форму возбуждения источника можно аппроксимировать перевернутой параболой, для которой $Q_0(\tau) = 4\tau(\tau_0 - \tau)Q_0^{max})/\tau_0^2$. В этом случае $A = -4/\tau_0^2$, $B = 4/\tau_0$, $C = 0$. Отметим, что при $\tau < \tau_0$, $\tau' = \tau$, а при $\tau > \tau_0$, $\tau' = \tau_0$. Полученные алгоритмы реализованы на ЭВМ и позволяют быстро и эффективно решать различные варианты прямой задачи для сопоставления модельного поля с наблюденным.

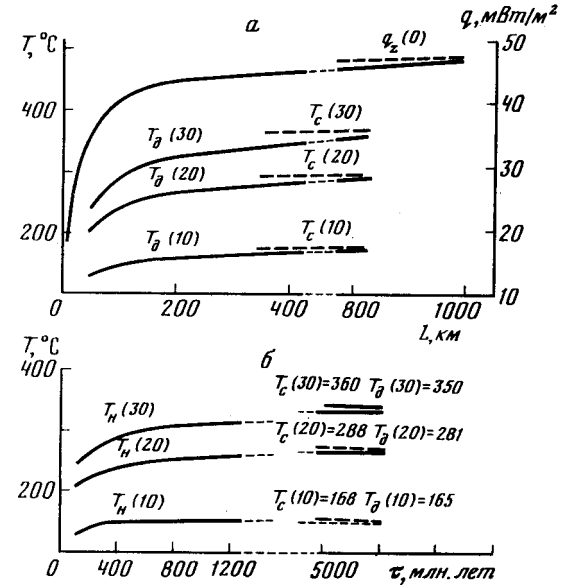


Рис. 1. **Зависимость T и q от ширины ($2L$) источника тепла (а) и продолжительности (τ) его работы (б)**

$T_C(z)$, $q_C(z)$ и $T_Д(z)$, $q_Д(z)$ – соответственно температуры и тепловые потоки на глубине z, полученные из решения стационарного одномерного (для слоя, по А.Н. Тихонову [1937]) и двухмерного уравнения теплопроводности при следующих параметрах источника и среды: $Q_0 = 1{,}2$ мкВт/м³, $\lambda = 2{,}5$ Вт/мК, $h_i = 0$, $h_2 = 40$ км; $T_H(z)$ — температуры, полученные из решения нестационарного двухмерного уравнения теплопроводности при $L = 1000$ км

Стационарные температуры находились как сумма температур, создаваемых радиогенными источниками тепла в земной коре и верхней мантии. Земная кора разбивалась на блоки с разной теплогенерацией, изменяющейся с глубиной по ступенчатому или экспоненциальному закону, а температуры и тепловые потоки рассчитывались из решения трехмерного стационарного уравнения теплопроводности. Мантийная составляющая теплового потока находилась путем вычитания из наблюденного теплового потока суммарного выделения тепла в земной коре. Мантийная составляющая в стабильных районах (Украинский щит, склон Восточно-Европейской платформы) изменяется незначи-

тельно, что свидетельствует об относительной однородности верхней мантии. Это позволяет рассчитывать температуры, создаваемые мантийными источниками тепла, на основе решения одномерного стационарного уравнения теплопроводности.

В активных зонах мантийная составляющая теплового потока характеризуется аномальными значениями за счет действия дополнительных источников тепла. Амплитуда нестационарной аномалии определяется по избыточной плотности теплового потока по сравнению с устойчивыми древними районами. Прежде чем рассчитывать температуры, необходимо проинтерпретировать аномалии. Их интерпретация сводится к подбору модельного поля, максимально близкого к наблюденному, на основании решения прямой задачи при различных параметрах среды и источника. Таким образом, распределение температур в литосфере находится как суммарный эффект радиогенных источников тепла земной коры, стационарной составляющей верхней мантии и нестационарной составляющей, обусловленной дополнительными источниками активных процессов. Эффективная теплопроводность среды находится как сумма кондуктивной и радиационной составляющих, являющихся функцией температуры.

Анализ теплового поля и расчет температур в литосфере выполнены по нескольким геотраверсам, пересекающим основные тектонические элементы юга УССР в районе Крымского полуострова. В качестве примера на рис. 2 приведены температурный разрез и распределение тепловых потоков по VI геотраверсу, который имеет субмеридиональную ориентировку и пересекает шельф Черного моря, Горный Крым, Скифскую плиту, Причерноморский прогиб, склон Восточно-Европейской платформы, Украинский щит. Тепловые потоки вдоль профиля изменяются от 38 до 80 мВт/м^2. Низкие значения соответствуют Восточно-Европейской платформе. В Равнинном Крыму плотность теплового потока увеличивается до 70—80 мВт/м^2, в Горном Крыму она составляет 50—55 мВт/м^2.

Расчет температур выполнен для земной коры и верхней мантии до глубин 150—180 км или глубин, на которых температуры достигают солидуса основных пород. Эти глубины определяют положение кровли астеносферы, которая трактуется как слой частичного плавления.

Распределение температур в литосфере тесно связано с особенностями ее строения и тепловой истории. Интерпретация аномалий теплового потока в районе Крымского полуострова показывает, что они имеют глубинную природу и связаны с многократным притоком тепловой энергии при тектоно-магматической активизации этого региона, начиная с палеозоя и до настоящего времени. Современная аномалия высоких тепловых потоков на Тарханкутском полуострове обусловлена появлением дополнительного источника тепла примерно 50—60 млн. лет тому назад. Его ширина 50—80 км, глубина залегания кровли около 30 км, интенсивный приток тепла продолжался 25—30 млн. лет. Созданная этим источником аномалия теплового потока составляет 25—30 мВт/м^2. На фоне этой широкой зоны выделяется локальная (узкая) аномалия более молодого возраста. Вклад более древних активных процессов не превышает 7—10 мВт/м^2.

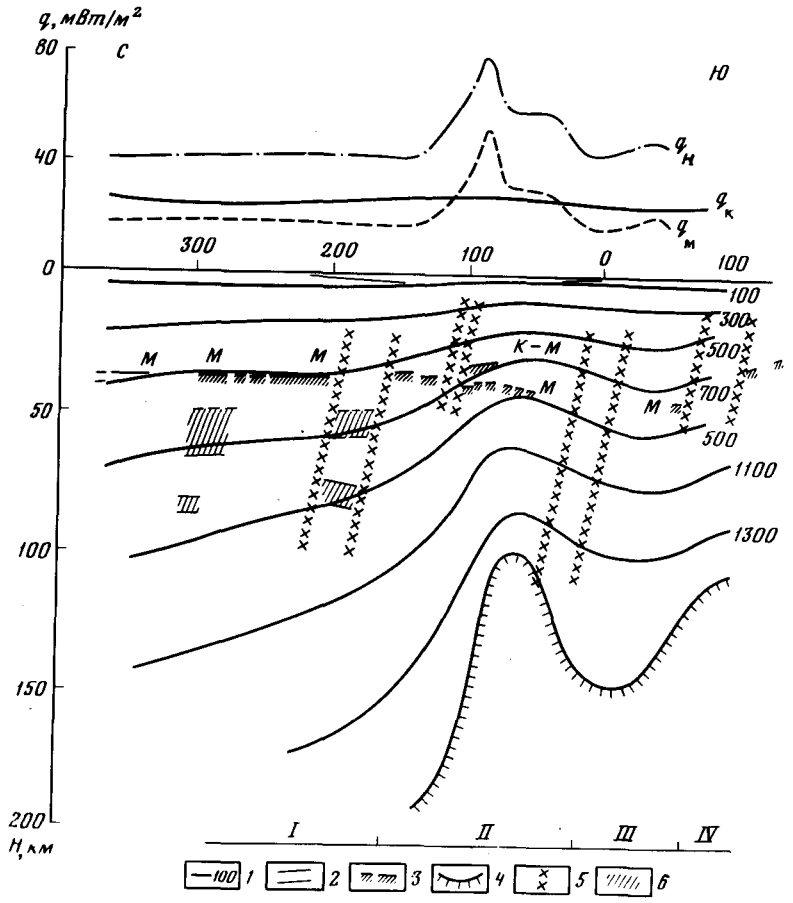


Рис. 2. **Температурный разрез литосферы по профилю Украинский щит — Черное море** (геотраверс VI)

1 — изотермы, °С; *2* — сейсмические границы в земной коре; *3* — граница Мохо; *4* — кровля астеносферы; *5* — основные разломы; *6* — зоны пониженных скоростей в мантии; К—М — переходный слой в основании земной коры. I — Восточно-Европейская платформа; II — Скифская плита; III — Горный Крым; IV — Черное море

Об активном развитии рассматриваемого региона свидетельствуют и геологические материалы. В мезозое произошла резкая перестройка тектонического плана юга европейской части СССР с формированием широтной зональности [Чекунов, 1972]. В это время заложились геосинклинальные прогибы Горного Крыма, Северной Добруджи и ряд локальных прогибов в теле Скифской плиты. Их формирование сопровождалось интенсивной магматической деятельностью, накоплением осадков, складчатостью.

В эоцене—олигоцене происходило формирование крупных сводовых поднятий с заложением компенсационных депрессий и рифтообразных прогибов. Один из рифтообразных прогибов, очевидно, был заложен или регенерирован в пределах Тарханкутского полуострова. Эта струк-

тура, названная Джанкойско-Одесским рифтом [Соллогуб и др., 1983], характеризуется целым рядом признаков, свойственных современным рифтовым зонам. Она ограничена глубинными разломами, проявляется высокими тепловыми потоками и своеобразным строением земной коры. Детальными сейсмическими исследованиями в низах земной коры выявлен слой с промежуточными значениями скоростей распространения сейсмических волн, который иногда называют корово-мантийной смесью (рис. 2).

Для рифтовой зоны характерны высокие температуры в земной коре и верхней мантии. Изотерма 1000° С здесь находится на глубинах 55—65 км, а на глубинах 90—100 км достигаются температуры плавления основных пород. Высокие температуры отличают также Черноморскую впадину.

К холодным блокам относится южный склон Украинского щита. Здесь на тех же глубинах (55—65 км) температуры не превышают 700° С, а температуры плавления основных пород в интервале глубин до 180—200 км не достигаются. Температуры на границе Мохо изменяются от 500 до 800° С. В целом отмечается корреляция между распределением температур и положением раздела Мохо. Как правило, повышение температур сопровождается утонением земной коры.

Изотерма Кюри (600° С) соответствует глубинам 25—45 км и находится в основном вблизи раздела Мохо.

Весь рассматриваемый регион характеризуется приподнятым положением астеносферы. В отдельных активных зонах, таких, как Джанкойско-Одесская рифтовая зона, астеносфера в виде отдельных диапиров поднимается до глубин 55—65 км. По-видимому, с активизацией астеносферы, ее приподнятым положением связаны интенсивные тектоно-магматические процессы, обусловившие многократную перестройку литосферы в этом районе.

Литература

Булах Е.Г., Кричмар М.Н., Маркова М.Н. и др. Методическое руководство и сборник программ для решения прямых задач гравиразведки на ЭВМ "Минск-22". Киев: Наук. думка, 1971. 90 с.

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев: Наук. думка, 1982. 181 с.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 140 с.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Соллогуб Н.В. и др. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — Геофиз. журн., 1983, т. 5, N 1, с. 3—13.

Тихонов А.Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, N 3, с. 431—459.

Чекунов А.В. Строение земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.

Rybach L. The relationschip between seismic velocity and radioaktive heat production in crustal rocks: an exponential low. — Pure and Appl. Geophys., 1978/1979, vol. 117, N 1/2, p. 75—82.

УДК 550.361

Ю.А. Зорин, С.В. Лепина

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ АСТЕНОСФЕРНЫХ ВЫСТУПОВ ПОД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ РИФТОВЫМИ ЗОНАМИ

Под континентальными рифтовыми зонами, которые начали развиваться во второй половине кайнозоя и сохраняют высокий уровень тектонической активности в настоящее время, по геофизическим данным устанавливается существование астеносферных выступов, вершины которых достигают подошвы коры (глубины 30—40 км). Под соседними стабильными регионами поверхность астеносферы расположена на глубинах 100 км и более. Ширина такого выступа под Байкальской рифтовой зоной изменяется по простиранию от 150 до 250 км [Zorin, 1981; Зорин, Осокина, 1981], под рифтом Рио-Гранде она составляет 200 км, под Провинцией Бассейнов и Хребтов превышает 600 км [Thompson, Zoback, 1979; Keller et al., 1979], под Кенийской зоной оценена в 400 км [Fairhead, 1976].

Очевидно, сводовые поднятия, характерные для рассматриваемых зон, и умеренное растяжение, необходимое для формирования рифтовых впадин, являются следствиями активного развития астеносферных выступов [Zorin, 1981; Логачев и др., 1983]. Обычно предполагается, что астеносфера замещает литосферу путем механического внедрения [Артюшков, 1979; Bott, 1981; Bridwell, Potzick, 1981; Zorin, 1981].

Однако некоторые исследователи считают, что астеносферные выступы могут развиваться главным образом в результате частичного плавления литосферы при повышении теплового потока в ее основании. Причиной такого повышения могут быть горячие пятна в мантии. С. Кру и Дж. Томпсон [Crough, Thompson, 1976b] построили простую численную модель этого процесса. В их модели повышенный тепловой поток сохранялся постоянным на движущейся границе литосфера—астеносфера. Затраты тепла на фазовый переход и на поддержание конвекции в астеносфере не учитывались. Т. Спон и Дж. Шуберт [Spohn, Schubert, 1982] построили более сложную численную модель, в которой учитывались упомянутые выше затраты тепла. Результаты моделирования показывают, что при достаточно высоком тепловом потоке в основании литосферы возможно ее утонение до толщины земной коры за время, сопоставимое с продолжительностью развития позднекайнозойских рифтов (15—40 млн. лет). В этих работах рассматривались только одномерные случаи. В двухмерных случаях из-за боковых потерь тепла движение границы литосфера—астеносфера вверх должно происходить значительно медленнее при прочих равных условиях. Иными словами, для получения реалистических времен развития астеносферного выступа тепловой поток в основании литосферы должен быть более высоким, чем в одномерном варианте.

Цель настоящего исследования — проверить на основе построения

двухмерных численных термических моделей правдоподобие обоих механизмов образования астеносферных выступов: частичного плавления литосферы и механического замещения литосферы астеносферой. Результаты моделирования должны согласовываться с современными геофизическими данными о глубинном положении кровли астеносферы и о глубинах точки Кюри, с датировкой геологических событий, с составом вулканитов в рифтовых зонах и, наконец, со значениями поверхностного теплового потока. Сама возможность решения поставленной задачи вытекает из того, что тепловое поле литосферы в континентальных рифтовых зонах является нестационарным [Zorin, 1981], а степень его стационарности зависит от механизма развития глубинной структуры.

Астеносферные выступы под всеми рассмотренными рифтовыми зонами резко вытянуты по их простиранию, поэтому целесообразно было строить двухмерные модели. Расчеты температуры выполнялись путем решения дифференциального уравнения теплопроводности

$$\rho c\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(k\frac{\partial T}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k\frac{\partial T}{\partial z}\right)+H, \qquad (1)$$

где T — температура, x, и, z — текущие координаты двухмерного пространства, t — время, ρ — плотность, c — теплоемкость, k — теплопроводность, H — теплопроизводительность единицы объема вещества. Начало координат располагалось на верхней границе каждой модели (на поверхности Земли). Ось x ориентировалась вправо, ось z была направлена вниз.

Решение уравнения (1) производилось методом конечных разностей с использованием схемы Писмена—Речфорда [Peaceman, Rachford, 1955], которая обеспечивает устойчивость результатов при значительных вариациях временных и пространственных шагов. Начальные условия выбирались в соответствии с термическим режимом смежных с рифтовыми зонами стабильных регионов, где температурное поле предполагалось стационарным. Граничные условия модифицировались в зависимости от типа задачи.

Для исследования процессов плавления литосферы и кристаллизации базальтовых даек в программу решения уравнения теплопроводности на ЭВМ была включена специальная подпрограмма фазового перехода, в которой реализован алгоритм, предложенный А.А. Кошелевым [Калинин и др., 1971]. Его сущность заключается в том, что после достижения температуры фазового перехода в данном элементарном объеме температура поддерживается постоянной до того времени, пока этот объем приобретает (либо теряет в случае кристаллизации) тепло, необходимое для фазового перехода. Значения физических свойств вещества прежней фазы при этом заменяются значениями, характерными для новой фазы.

Мелкомасштабная конвекция в астеносферном выступе, образовавшемся в результате частичного плавления, учитывалась косвенно путем увеличения эффективной теплопроводности. Значения этого параметра подбирались таким образом, чтобы температурный градиент в астеносфере был близок к адиабатическому при заданном возмущающем тепловом потоке. Устойчивость решения при резком изменении свойств вещества в момент плавления литосферы обеспечивалась тем,что временной шаг выбирался во много раз меньшим, чем время, необходимое для плавления вещества в элементарных объемах, непосредственно примыкающих к астеносфере.

В моделях с движущимися сегментами нижней границы (с механическим развитием выступов) временной шаг для расчетов температуры принимался в 3—4 раза меньшим, чем временной шаг для описания перемещения нижней границы. Такое разделение шагов позволило получать устойчивое и точное решение, несмотря на использование уравнения (1), которое не содержит члена, описывающего движение вещества.

В моделях принято, что генерация тепла, связанная с распадом радиоактивных элементов, экспоненциально убывает с глубиной в коре с параметрами: H_0=2,01 или 2,50 мкВ/м^3 — поверхностная генерация тепла, D=10 км — эффективная глубина теплопроизводительности. Генерацией тепла в мантии мы пренебрегли.

В моделях использованы следующие значения плотности, теплоемкости и теплопроводности: для коры ρ_c=2800 кг/м^3, c_c=1005 Дж/км·К, k_c=2,50 Вт/м·К; для литосферной части мантии ρ_l=3300 кг/м^3, c_l=1005 Дж/кг·К, k_l=2,93 Вт/м·К. В моделях с механическим развитием выступов свойства астеносферы не рассматривались. В моделях с частичным плавлением литосферы для астеносферы, содержащей 10% расплавленного базальта, использованы следующие параметры: ρ_a=3220 кг/м^3, c_a=1047 Дж/кг·К. Эффективная теплопроводность астеносферы (K_a), косвенно учитывающая конвекцию, варьировалась в зависимости от величины возмущающего теплового потока (q_a). Принято, что

k_a=50 k_l=146,5 Вт/м·К для q_a=100 мВт/м^2,
k_a=100 k_l=293,0 Вт/м·К для q_a=200 мВт/м^2,
k_a=150 k_l=439,5 Вт/м·К для q_a=300 мВт/м^2.

Именно при таких соотношениях между возмущающим потоком и эффективной теплопроводностью температурный градиент в центральной части астеносферного выступа оставался близким по порядку к адиабатическому.

Температура частичного плавления литосферы T_m, т.е. температура границы литосфера—астеносфера принята равной 1200°С. Скрытая теплота частичного (10%) плавления литосферы оценена в 3,35·10^4 Дж/кг. Температура кристаллизации базальта в больших дайках, внедрившихся в кору, принята равной 1150°С, а скрытая теплота фазового перехода полностью расплавленного базальта составила 3,35·10^5 Дж/кг.

Модель частичного плавления литосферы. Двухмерные модели построены для прямоугольного блока литосферы шириной 1000 км и толщиной 120 км. Начало координат выбрано в середине верхней границы этой фигуры. В силу симметрии моделируемого выступа

относительно вертикальной оси расчеты выполнялись только для области положительных значений x.

В качестве начальных условий принято стационарное температурное поле, которое, как предполагается, характерно для стабильных платформ, примыкающих к рифтовым зонам. Это поле рассчитано по известным [Crough, Thompson, 1976a] формулам для одномерного случая:

$$\left.\begin{aligned} T_c(z) &= T_s+H_0D^2[1-\exp(-z/D)]k_c+k_lT_rz/(k_cR),\\ T_l(z) &= T_s+T_r[z+z_c(k_l/k_c-1)]/R+H_0D^2/k_c,\end{aligned}\right\} \quad (2)$$

где $T_r=T_m-T_s-H_0D^2/k_c$, $R=z_l+z_c(k_l/k_c-1)$, $T_c(z)$ — температура в коре в зависимости от глубины, $T_l(z)$ — температура в мантии, T_s – поверхностная температура, z_c – толщина коры, z_l – толщина литосферы. Смысл остальных обозначений приведен выше.

Для этих условий справедлива формула

$$q_s=k_lT_r/R+H_0D, \quad (3)$$

где q_s — поверхностный тепловой поток, $k_lT_r/R=q_r$ – тепловой поток в основании литосферы (в данном случае он равен так называемому редуцированному тепловому потоку), H_0D — радиогенный тепловой поток.

Мы положили T_s=0°С, z_c=40 км, z_l=120 км, а H_0=2,01 мкВ/м^3. При таких параметрах поверхностный тепловой поток по формуле (3) оценивается в 46 мВт/м^2, а тепловой поток в основании литосферы (q_r) составляет 25,9 мВт/м^2. Приведенные условия соответствуют Сибирской платформе, примыкающей к Байкальской рифтовой зоне [Zorin, 1981].

При численном исследовании процесса развития астеносферного выступа путем частичного плавления литосферы были приняты следующие граничные условия. В силу симметрии модели (рассматривалась только ее правая половина) на левую границу налагалось условие $\partial T/\partial x=0$. На верхней границе, так же как и в начальный момент времени, температура равнялась 0°С. На правой границе поддерживалось распределение температуры по глубине, заданное формулами (2). На нижней границе, вне пределов моделируемого выступа, поддерживалось постоянное значение теплового потока, соответствующее начальным условиям (q_r=25,9 мВт/м^2). На симметричном относительно начала координат интервале нижней границы с шириной W задавался повышенный тепловой поток q_a, постоянный во времени. Повышение потока нарушало тепловое равновесие, и начинался процесс плавления литосферы, который в принципе мог идти до нового стационарного состояния. Таким упрощенным способом мы моделировали тепловое действие на литосферу восходящего течения в мантии.

Расчеты выполнены для трех групп моделей с q_a, равным соответственно 100 мВт/м^2, 200 мВт/м^2 и 300 мВт/м^2. Первое значение выбрано на том основании, что оно близко к мантийным потокам, теоретически рассчитанным по первому члену формулы (3) при известных глубинах поверхности астеносферы в рифтовых зонах. Второе и третье значения мы использовали, пытаясь согласовать время утонения

литосферы до толщины коры с продолжительностью рифтогенеза. Приняв толщину коры равной 40 км, мы прежде всего ориентировались на центральную часть Байкальской зоны, где продолжительность рифтогенеза составляет 35±5 млн. лет и где региональное значение поверхностного теплового потока над выступом астеносферы, если исключить из рассмотрения локальные геотермические аномалии, оценивается в 60±6 мВт/м^2 [Зорин, Осокина, 1981]. Однако эти модели позволяют сделать некоторые выводы и для других рифтовых зон, так как средние значения толщины коры в них мало отличаются от использованной в нашей серии моделей. Расчеты велись до момента достижения раздела Мохо вершиной астеносферного выступа.

В каждой из групп моделей расчеты выполнены для трех значений ширины зоны повышенного теплового потока в основании литосферы: 200, 300 и 400 км. Кроме того, были решены одномерные задачи в двух вариантах. Первый вариант соответствует модели С. Кру и Г. Томпсона [Crough, Thompson, 1976b] с учетом генерации тепла в коре. Второй вариант получен по методу, использованному нами в этой работе. Учет тепла, расходуемого на фазовый переход и на разогрев астеносферы, заметно увеличивает время плавления, т.е. время утонения литосферы до толщины коры (рис. 1). По значениям времени плавления наши одномерные варианты примерно сопоставимы с моделями Т. Спона и Г. Шуберта [Spohn, Schubert, 1982].

При переходе к двухмерным моделям этот параметр увеличивается более значительно (см. рис. 1). Происходит это из-за боковых потерь тепла. При q_a=100 мВт/м^2 время плавления превышает 150 млн. лет. При W=200 и 300 км этот параметр становится сопоставимым с продолжительностью рифтогенеза в Байкальской зоне только тогда, когда q_a=300 мВт/м^2 и более. Поверхностный тепловой поток над центром выступа при это достигает 66 мВт/м^2, что мало отличается от наблюдаемых региональных его значений.

Однако в момент достижения вершиной выступа (рис. 2) раздела Мохо процесс оказывается весьма далеким от стационарного состояния. Следовательно, в конце развития выступа должна начать плавиться нижняя часть коры. В отличие от мантии, где температура около 1200°С обеспечивает появление лишь небольшого количества расплава, кора должна плавиться более полно. Из коры должны были выплавляться большие массы щелочных серий магмы среднего состава. В Байкальской же зоне на стадии кульминации рифтогенеза, которая началась 3—4 млн. лет тому назад и продолжается в настоящее время, не отмечается увеличения объема вулканитов, а щелочной характер основных лав указывает на их мантийную природу [Logatchev, Mohr, 1978]. На западе США в последние 13—15 млн. лет, когда развивались типичные рифты, основной объем вулканитов также имел мантийное происхождение [Rio Grande..., 1979]. Небольшое количество риолитов в составе так называемой бимодальной вулканической серии, по-видимому, появилось за счет локального плавления в контактовых зонах сравнительно небольших основных интрузий, вещество которых проникло в кору из мантии. Даже в Ке-

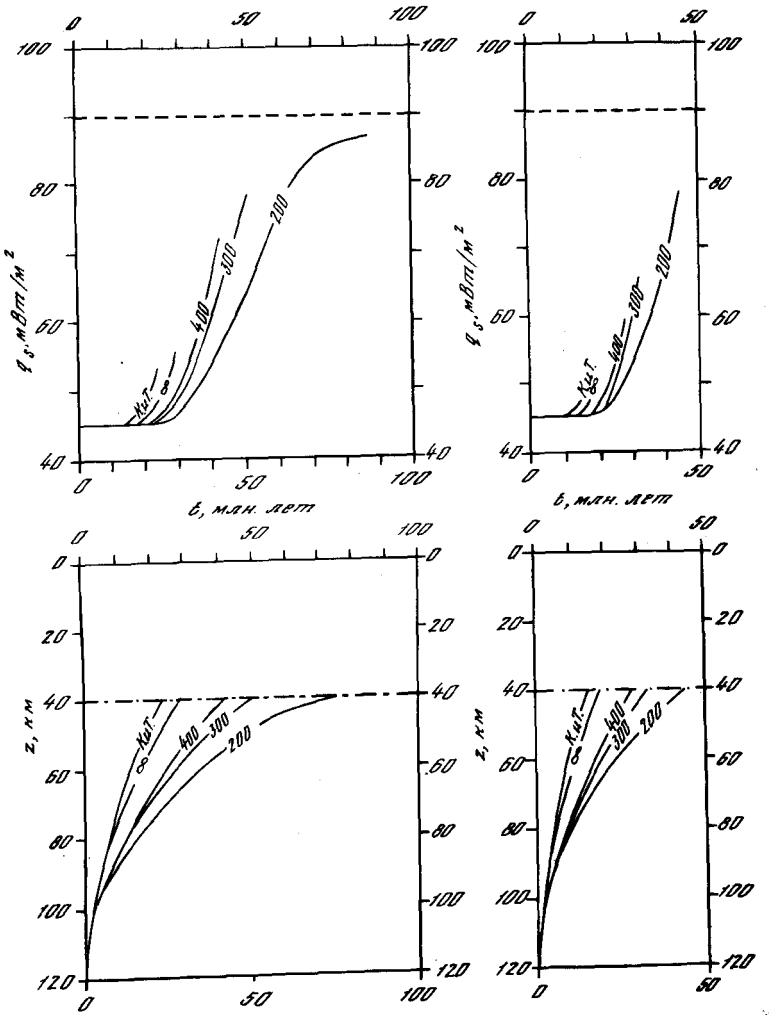


Рис. 1. **Зависимость поверхностного теплового потока (q_s) и глубины подошвы литосферы (z) от времени (t) для центральных частей выступов астеносферы при q_a 200 мВт/м² (левая часть рисунка) и 300 мВт/м² (правая часть рисунка)**

Цифры у кривых — ширина зоны возмущающего теплового потока в километрах; К.иТ. — графики, соответствующие одномерной модели С. Кру и Дж. Томпсона [Crogh, Thompson, 1976b]; штриховая линия — поверхностный тепловой поток, рассчитанный по формуле (3) при $z_c = z_e = 40$ км, штрих-пунктирная линия — глубина раздела Мохо

нийской зоне, где объем вулканитов особенно велик и существуют действующие вулканы, нет доказательств существенного плавления низов коры на стадии кульминации рифтогенеза [Logatchev, 1978].

Таким образом, геологические данные противоречат предположению о существенном плавлении коры, а следовательно, и допущению столь высоких (300 мВт/м² и более) потоков в основании литосферы. Если же такие потоки считать нереальными, то мы лишаемся

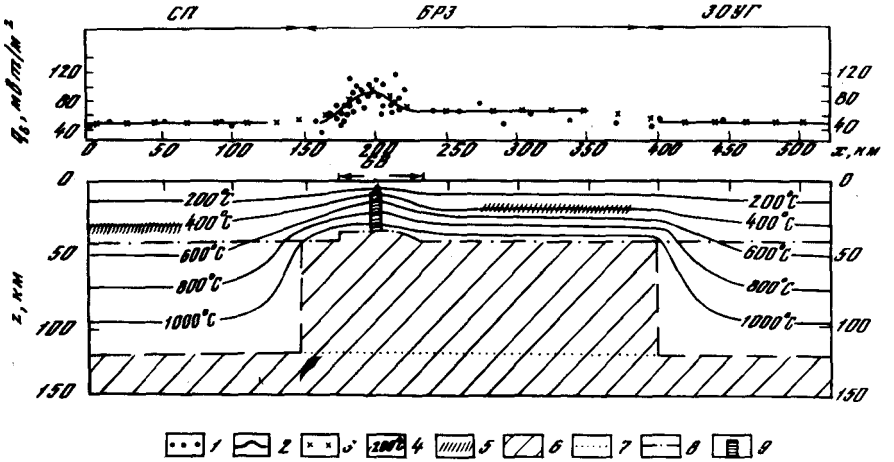


Рис. 2. **Геотермическая модель Байкальской рифтовой зоны и сопредельных регионов**

БРЗ — Байкальская рифтовая зона; СП — Сибирская платформа; ЗОУГ — Забайкальская область умеренного горообразования; БВ — Байкальская впадина. *1* — измеренные значения теплового потока, перенесенные на линию профиля из полосы шириной 150 км; *2* — осредненная кривая теплового потока; *3* — теоретически рассчитанные значения теплового потока; *4* — теоретические изотермы; *5* — глубины точки Кюри по магнитометрическим данным; *6* — астеносфера; *7* — первоначальное положение поверхности астеносферы; *8* — раздел Мохо; *9* — базальтовая дайка

возможности согласовать время плавления (утонения) литосферы с продолжительностью эволюции рифтовых зон. Очевидно, частичное плавление литосферы не может являться главным механизмом образования астеносферных выступов. Однако этот процесс может в принципе обеспечить некоторое утонение литосферы, что создает начальное возмущение, необходимое для реализации механического внедрения в литосферу аномального вещества, которое поставляется восходящими течениями в мантии. Движущим механизмом такого внедрения является гравитационная неустойчивость.

Термические модели механического замещения литосферы астеносферой. Механизм чистого диапиризма не очень хорошо подходит для объяснения развития астеносферных выступов. В этом случае предполагается, что пространство, необходимое для вмещения астеносферного диапира, создается за счет пластического течения вещества литосферы в стороны, следовательно, ширина верхней части диапира должна быть примерно равна величине растяжения земной коры. Однако первая величина обычно на порядок превышает вторую [Логачев и др., 1983].

По-видимому, освобождение пространства, необходимого для вмещения столь широкого тела, происходит главным образом в результате отторжения блоков литосферы, которые тонут в астеносфере и в конце концов растворяются в ней. Пластическое течение литосферы, хотя и играет существенную роль в формировании рифтовых впадин [Zorin, 1981], но имеет, очевидно, второстепенное значение при создании камеры, занимаемой астеносферным выступом. Если это так, то можно пренебречь деформациями литосферы и моделировать развитие астеносферного выступа принудительным смещением

вверх изотермы солидуса мантии (1200° С). Очевидно, поднятие астеносферного диапира должно прекратиться после достижения им раздела Мохо, так как плотность земной коры меньше плотности астеносферы.

В Байкальском рифте выделяются две стадии эволюции. На первой стадии, охватывающей олигоцен—ранний плиоцен (от 35 до 5—3 млн. лет назад), высоты Байкальского сводового поднятия были небольшими и, видимо, постепенно увеличивались. Рифтовые впадины в это время развивались сравнительно медленно. На второй стадии (средний плиоцен—настоящее время) высоты сводового поднятия достигли максимальных значений, скорость прогибания рифтовых впадин (а следовательно, и скорость растяжения земной коры) увеличилась в несколько раз по сравнению с ранней стадией [Logatchev, Mohr, 1978].

Естественно допустить, что первая стадия соответствует росту высоты астеносферного диапира за счет механического замещения литосферы астеносферой. Это явление в силу принципа изостазии обусловило рост высоты Байкальского свода и обеспечило умеренное растяжение литосферы. Продолжительность первой стадии составила около 30 млн. лет. За это время поверхность астеносферы поднялась с глубины 120 км (толщина литосферы под Сибирской платформой) до своего современного положения под рифтовой зоной (глубина 40 км). Средняя скорость движения вершины выступа оценивается в 2,67 км/млн. лет, что в принципе не противоречит известным данным о реологии земных недр [Артюшков, 1979; Zorin, 1981].

На второй стадии, после того как астеносфера подошла к разделу Мохо, ее поднятие вверх прекратилось и астеносферный выступ начал растекаться в стороны в силу стремления механической системы к минимуму гравитационной энергии. Вследствие этого увеличились скорость растяжения коры и скорость прогибания рифтовых бассейнов.

Для построения двухмерной термической модели литосферы нами выбран профиль, секущий Байкальскую рифтовую зону вкрест простирания в районе дельты р. Селенги. На этот профиль из полосы шириной около 150 км перенесены значения теплового потока. Перенос местоположения пунктов измерения потока осуществлялся параллельно границам рифтовых структурных форм.

В районе озера Байкал на графике теплового потока отмечается локальная аномалия. Ее небольшая ширина свидетельствует о неглубоком положении источника тепла. Мы полагаем, что таким источником тепла может быть большая дайка, внедрившаяся в земную кору сравнительно недавно [Зорин и др., 1979].

Моделирование выполнено для блока литосферы шириной 550 км и начальной толщиной 120 км (см. рис. 2). Центральная часть блока соответствует Байкальской зоне (БРЗ), западная — Сибирской платформе (СП), восточная — Забайкальской области умеренного горообразования (ЗОУГ). Начальные условия были приняты такими же, как и в моделях с плавлением литосферы (формула 2). На верхней и боковых границах модели в процессе расчетов сохранились температурные условия, соответствующие начальным. На нижней границе

модели температура поддерживалась равной 1200° С, но эта граница была неподвижной только за пределами астеносферного выступа. В интервале профиля 150—400 км принудительным ростом высоты прямоугольного выступа этой изотермы моделировалось механическое замещение литосферы астеносферой. Рост высоты выступа происходил с указанной выше постоянной скоростью в течение 30 млн. лет до достижения его вершиной раздела Мохо. Затем движение прекращалось, но расчеты параметров термического поля в литосфере (над изотермой 1200° С) продолжались еще некоторое время, пока региональный теоретический тепловой поток не становился близок к значениям, наблюдаемым вне пределов локальной геотермической аномалии. При этом на глубинах точки Кюри, определенных по магнитометрическим данным, под рифтовой зоной и под Сибирской платформой теоретические температуры оказались практически одинаковыми (около 450—500° С). Таким образом, ситуация, относящаяся к настоящему моменту времени, была выбрана по согласованию в рамках модели теоретических параметров термического поля с геофизическими данными о положении поверхности астеносферы, о глубинах точки Кюри и с наблюдаемыми значениями поверхностного теплового потока. При этих условиях время, прошедшее с момента подхода поверхности астеносферы к разделу Мохо, оказалось равным 3,5 млн. лет, что неплохо согласуется с продолжительностью второй стадии развития рифтовой зоны.

В этом же варианте модели мы попытались учесть наличие остывающей базальтовой дайки под впадиной озера Байкал. Глубина вершины дайки принята равной 6 км [Зорин и др., 1979]. Если ширина дайки составляет 7 км, то лучшее совпадение теоретической и наблюдаемой локальных аномалий (см. рис. 2) достигается при условии, что эта дайка внедрилась около 3 млн. лет назад, после чего она начала остывать. Следует отметить, что остывание характерно только для локального участка коры, примыкающего к дайке. В региональном же плане земная кора в рифтовой зоне еще продолжает разогреваться.

На юго-западе США выделяется позднекайнозойский рифт Рио-Гранде, являющийся ветвью более обширной рифтоподобной Провинции Бассейнов и Хребтов. Между основной частью этой Провинции и рифтом Рио-Гранде расположено относительно однородное по своей структуре Плато Колорадо.

Первые кайнозойские структуры растяжения возникли на юго-западе США около 30 млн. лет назад. Они плохо выражены в современном рельефе. Их развитие сопровождалось щелочным магматизмом. Рассмотренные явления продолжались примерно до 20 млн. лет назад. Они связываются с положением региона в тылу у дуги андийского типа над полого субдуктирующей океанической плитой [Rio Grande..., 1979]. Можно полагать, что частичное плавление этой плиты явилось источником щелочной магмы.

После тектонической и магматической паузы, продолжавшейся с 20 до 13 млн. лет назад, началось развитие типичных позднекайнозойских рифтов, которое продолжается в настоящее время. Геологические структуры, которые формировались в последние 13 млн. лет,

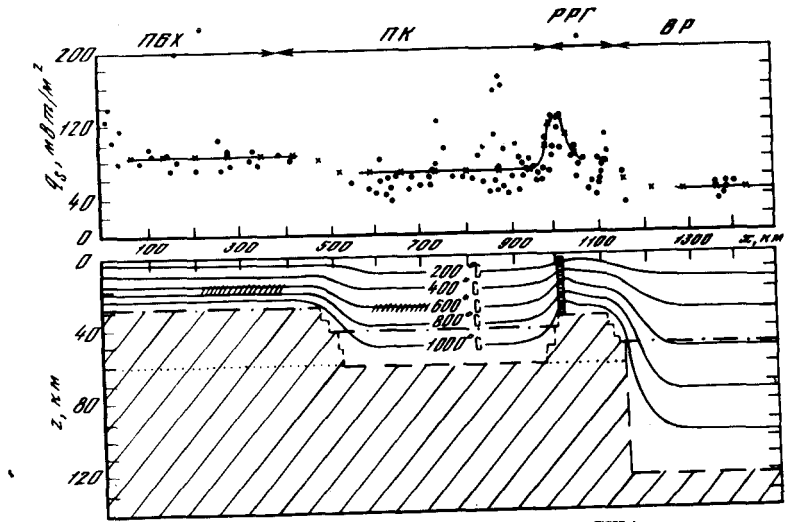


Рис. 3. **Геотермическая модель рифтовых зон юго-запада США**

ПБХ — провинция Бассейнов и Хребтов; ПК — плато Колорадо; РРГ — рифт Рио-Гранде; ВР — Великие Равнины; остальные условные обозначения см. на рис. 2. Измеренные значения теплового потока, его осредненная кривая, элементы глубинного строения даны по [Tompson, Zobak, 1979] и [Keller et al.,1979]

хорошо выражены в современном рельефе. Рифтообразование сопровождалось щелочным базальтовым вулканизмом. В отдельных регионах небольшую роль играли толеиты и риолиты. Подобный набор вулканических образований при преобладании щелочных базальтов характерен для многих континентальных рифтов. Магматизм указанного типа достиг кульминации несколько миллионов (2—4) лет назад [Rio Grande..., 1979]. Мы пытались моделировать только последний, собственно рифтовый период развития геологической структуры региона.

Для моделирования выбран профиль, секущий Провинцию Бассейнов и Хребтов (ПБХ),Плато Колорадо (ПК), Рифт Рио-Гранде (РРГ) и южную часть Великих Равнин (ВР) в юго-восточном направлении. Для этого профиля Дж.Томпсоном и М. Зобак [Thompson, Zoback, 1979] собрано большое количество данных о тепловом потоке и глубинном строении (рис. 3). По Провинции Бассейнов и Хребтов рассмотрено только региональное (среднее) значение теплового потока, по рифту Рио-Гранде мы попытались рассмотреть и локальную аномалию. Небольшая ширина этой аномалии позволяет полагать, что под этим рифтом, так же как и под Байкальским, существует недавно внедрившаяся большая дайка.

Моделирование выполнено для блока шириной 1500 км и переменной по оси x толщиной. В начальный момент (13 млн. лет назад) предполагалось, что толщина литосферы под южной частью Великих Равнин составляла 120 км, а под остальными регионами она равнялась 60 км, что соответствует современному ее положению под Плато Колорадо. Толщина коры уже в начальный момент принята

такой же, какая наблюдается в настоящее время, то есть мы не моделировали развитие структуры коры. Учет процесса этого развития почти не влияет на конечный результат, так как кора начинает эффективно разогреваться примерно во время подхода поверхности астеносферы к разделу Мохо. H_0 для запада США принято равным 2.5 мкВт/м^3, T_s=13°С. Остальные физические свойства коры и литосферы взяты такими же, как и в предыдущих моделях. Начальное распределение температуры в коре и мантии получено для стационарного случая путем выполнения расчетов по общему алгоритму для достаточно длительного временного интервала после мгновенного перемещения литосферы под Провинцией Бассейнов и Хребтов, Плато Колорадо и рифта Рио-Гранде с глубины 120 до глубины 60 км. Распределение же температуры в литосфере толщиной 120 км, которая характерна в настоящее время для южной части Великих Равнин, рассчитывалось по формулам (2).

При построении модели предполагалось, что движение вершин астеносферных выступов вверх с постоянной скоростью началось 13 млн. лет назад. Для Провинции Бассейнов и Хребтов скорость этого движения и время подхода изотермы 1200°С к разделу Мохо выбирались путем перебора ряда вариантов модели при условии, чтобы региональный тепловой поток соответствовал теоретически рассчитанному. Лучшее соответствие получено для скорости 2,91 км/млн. лет и времени, прошедшего после достижения астеносферой раздела Мохо,— около 2 млн. лет. Последняя оценка удовлетворительно согласуется со временем кульминации щелочного магматизма и рифтогенеза в рассматриваемом регионе [Baldridge et al., 1980]. На глубине точки Кюри под Провинцией Бассейнов и Хребтов (15—17 км) теоретическая температура оказывается близкой к 600°С, что хорошо согласуется как с точкой Кюри магнетита, так и с данными по соседнему Плато Колорадо, где та же температура отмечается на глубинах 28—30 км (см. рис. 3). Отметим также, что приведенная выше скорость поднятия вершины астеносферного диапира мало отличается от аналогичной величины, полученной для Байкальского рифта.

В рифте Рио-Гранде трудно судить о величине регионального теплового потока, так как эта зона довольно узка и основную роль здесь играет локальная геотермическая аномалия, связанная, как это предполагалось выше, с внедрившейся в земную кору базальтовой дайкой. При построении модели принято, что поднятие астеносферы под рифтом Рио-Гранде началось 13 млн. лет назад с глубины 60 км, а окончилось у раздела Мохо в момент внедрения большой дайки в кору. Дайка моделировалась прямоугольным блоком с шириной 10 км и глубиной вершины 3 км,что приближенно соответствует мощности осадочно-вулканогенного наполнения рифтовых бассейнов. Был построен ряд вариантов модели. Их сопоставление показало,что наилучшее совпадение теоретической и наблюдаемой аномалий теплового потока получается (см. рис. 3), если время, прошедшее с момента внедрения дайки (и достижения астеносферой раздела Мохо),составляет 3,5 млн.лет,что не противоречит времени кульминации рифто-

генеза и щелочного вулканизма [Baldridge et al., 1980]. Скорость движения поверхности астеносферного выступа оценена в 2,74 км/млн. лет

Таким образом, выполненное численное двухмерное моделирование показывает, что имеющиеся геотермические материалы трудно согласовать с геофизическими данными о глубинном строении литосферы и с датировкой геологических событий в рифтовых зонах, если предполагать,что астеносферные выступы развиваются только за счет частичного плавления литосферы. Увеличение теплового потока в основании литосферы до 300 мВт/м^2 и более, которое может обеспечить согласование данных, нельзя признать оправданным, так как такие значения должны привести к интенсивному плавлению земной коры на стадии кульминации рифтогенеза, что не согласуется с составом вулканитов. В то же время механическое замещение литосферы астеносферой со скоростью порядка 3 км/млн. лет, которая в принципе не противоречит известным данным о реологии литосферы и астеносферы, так же как и их различию по плотностям [Артюшков, 1979; Bott, 1981; Zorin, 1981], позволяет довольно легко согласовать упомянутые выше геофизические и геологические данные со значениями теплового потока.

Литература

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.

Зорин Ю.А., Голубев В.А., Новоселова М.Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, N 1, с. 158—161.

Зорин Ю.А., Осокина С.В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, N 7, с. 3—14.

Калинин А.С., Кошелев А.А., Васильева Э.Н. Температурные поля интрузивов при повторных внедрениях. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, N 4, с. 941—944.

Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон). Геотектоника, 1983, N 2, с. 3—15.

Baldridge W.S., Damon P.E., Shafiqullah M., Bridwell R.J. Evolution of the central Rio Grande rift, New Mexico: new potassium-argon ages. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 51, p. 509—521.

Bott M.H.P. Crustal doming and the mechanism of continental rifting. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 1—8.

Bridwell R.J., Potzick C. Thermal regimes, mantle diapirs and crustal stresses of continental rift. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 15—32.

Crough S.T., Thompson G.A. Thermal model of continental lithosphere. — J. Geophys. Res., 1976a, vol. 81, p. 4857—4862.

Crough S.T., Thompson G.A. Numerical and approximate solution for lithospheric thickening and thinning. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976b, vol. 31, p. 397—402.

Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies. — Tectonophysics, 1976, vol. 30, p. 269—298.

Keller G.R., Braile L.W., Morgan P. Crustal structure, geophysical models and contemporary tectonism of the Colorado Plateau. — Tectonophysics, 1979, vol. 61, p. 131—147.

Logatchev N.A. Magmatism-tectonics relationships during the Kenya Rift development and prime cause of strongly and mildly alkaline volcanic suite formation. — In: Afar between continental and oceanic rifting/ Ed. A. Rilger, A. Rosler. Stuttgart: Schweizerblatt, 1978, p. 96—106.

Logatchev N.A., Mohr P.A. Geodynamics of the Baikal Rift Zone. — Tectonophysics, 1978, vol. 45. 105 p.

Peacemen D.W., Rachford H.H. The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. — J. Soc. Indust. Appl. Math., 1955, vol. 3, p. 28—41.

Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism/ Ed. R.G. Riecker. Wash. (D.C.): Amer. Geophys Union, 1979. 438 p.

Spohn T., Schubert G. Convective thinning of the lithosphere: A mechanism for initiation of continental rifting. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, p. 4669—4691.

Thompson G.A., Zoback M.L. Regional geophysics of the Colorado Plateau. — Tectonophysics, 1979, vol. 61, p. 149—181.

Zorin Yu.A. The Baikal rift: An example of the intrusion asthenospheric material into lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 91—104.

УДК 550.361.556.3.072

Н.М. Фролов, Г.Е. Денисенко

МОДЕЛИ ГИДРОГЕОТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ОЦЕНКА ИХ ТОЧНОСТИ

Под термином "модель" авторы понимают имитацию природного объекта, его границ, свойств и протекающих в нем процессов. Для того чтобы вычленить объект из окружающего мира, определить его границы, необходимо уяснить, зачем мы это делаем. Возникает прежде всего потребность в определении цели выделения объекта исследований. Стратегическая цель геотермии — изучение закономерностей теплообмена в недрах планеты Земля. Гидрогеотермия — часть геотермии и один из трех фундаментальных разделов гидрогеологии, в котором изучаются закономерности теплообмена в гидрогеосфере [Гидрогеотермический..., 1983; Фролов, Денисенко, 1983]. Верхняя граница гидрогеосферы определяется поверхностью твердой Земли, а нижняя — глубиной распространения воды в любом фазово-агрегатном состоянии. Гидрогеосфера является, таким образом, объектом исследований гидрогеологии (и гидрогеотермии как одного из ее разделов) глобального уровня.

В связи с быстрым развитием науки и появлением новых объектов исследований в гидрогеологии возникла острая дискуссия по поводу того, что считать ее объектом. При этом предпринимались попытки замены одного объекта другим. Сравнительно недавно было показано, что возникла необходимость не в замене одного объекта другим, а в упорядочении природных объектов, изучаемых этой наукой [Фролов, 1981, 1982]. Основные гидрогеологические объекты укладываются в четырехуровневую иерархическую систему, которая включает (от верхнего к нижнему) глобальный, региональный, горно-породный и минеральный уровни. Объектами исследований на этих уровнях являются, соответственно, гидрогеосфера, гидрогеотермодинамические системы, системы вода—порода и собственно подземные воды. Таким образом, гидрогеотермодинамические системы — это гидрогеологические (и гидрогеотермические) объекты регионального уровня. Они характеризуются более проч-

ными внутренними, чем внешними, связями, общностью истории гидрогеологического развития, проявляющейся в индивидуальности и обособленности процессов тепло- и массообмена.

Гидрогеотермодинамические системы (ГГТДС) можно по многим признакам классифицировать[1] (рис. 1) и расчленить (рис. 2). Общей особенностью всех ГГТДС и гидрогеологических объектов других уровней является то, что в каждом из них протекают три основных процесса: водообмен, теплообмен и обмен растворенными в воде химическими веществами. Эти ведущие гидрогеологические процессы изучаются соответственно в трех фундаментальных разделах гидрогеологии: гидрогеодинамике, гидрогеотермии и гидрогеохимии. Сейчас стало очевидным, что гидрогеодинамические, гидрогеохимические и гидрогеотермические процессы протекают в природе в теснейшей взаимосвязи и взаимозависимости. Подземные воды в зоне активного водообмена играют доминирующую роль в переносе тепла [Гидрогеотермический..., 1983; Фролов, 1976], и процесс этот определяется в первую очередь модулем подземного стока, т.е. гидрогеодинамическим показателем. Гидрогеодинамические условия определяют также гидрогеохимические процессы: скорость продвижения границы раздела подземных вод с различной минерализацией, интенсивность их смещения и др. Скорость фильтрации подземных вод зависит от их температуры, а процессы осаждения растворенных в воде химических веществ могут приводить, например, к изменению проводимости пород и образованию гидрогеодинамических барьеров. Температурой подземных вод и водовмещающих пород определяется интенсивность гидрогеохимических процессов. Эти и многие другие примеры свидетельствуют о тесной взаимосвязи ведущих гидрогеологических процессов (гидрогеодинамических, гидрогеохимических, гидрогеотермических), поэтому объекты любого уровня, в том числе гидрогеотермодинамические системы, необходимо изучать комплексно.

Требование комплексности не означает обязательности исследования всех гидрогеологических признаков, так или иначе влияющих на изучаемые процессы. В первую очередь необходимо разработать новую методологическую базу в гидрогеологии, ядром которой должны стать системный подход и оптимизация. Основным принципом, объединяющим эти два направления, является целевой принцип, означающий, что перечень подлежащих изучению признаков, точность, методы и методика их изучения определяются целями и задачами исследований. При такой постановке не исключены случаи, когда тот или иной признак не влияет на решение поставленной задачи, так как является несущественным, и следовательно, нет необходимости его изучать. Например, в закрытых гидрогеотермодинамических системах можно пренебречь фильтрацией подземных вод, так как она осуществляется с очень низкими скоростями и не оказывает существенного влияния на перенос тепла.

[1] Имеются также попытки классифицировать геотермальные резервуары с точки зрения их практического использования [Sanyal et al., 1979].

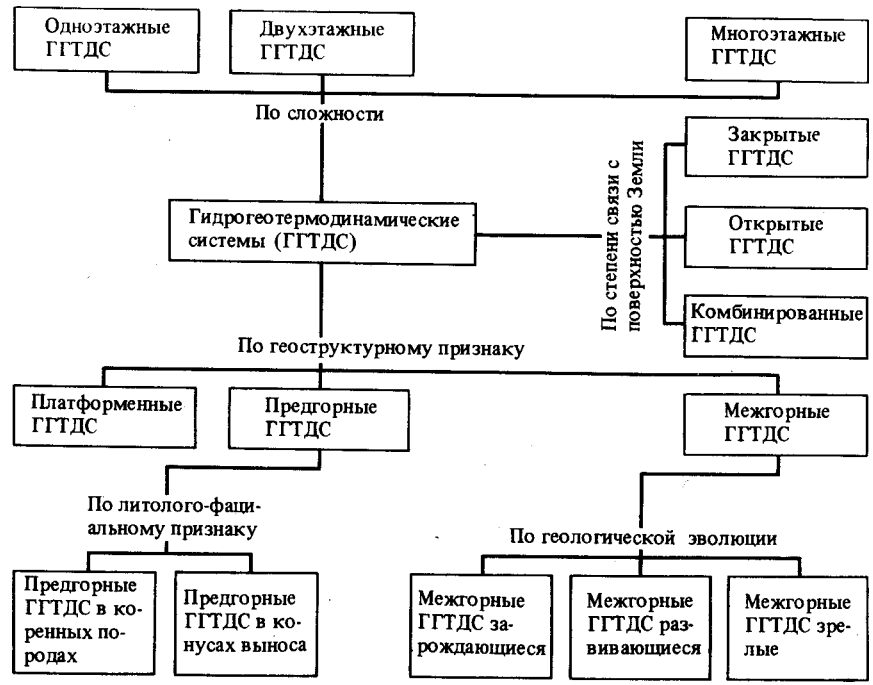


Рис. 1. **Классификация гидрогеотермодинамических систем** (ГГТДС)

Для определения оптимального объема видов признаков при изучении ГГТДС необходимо учитывать цели и задачи региональных гидрогеологических исследований, поскольку мы имеем дело с объектом именно этого уровня организации. Стратегическая цель региональных гидрогеологических исследований — изучение закономерностей распространения и формирования подземных вод. На основе установленных закономерностей может решаться комплекс важных народнохозяйственных задач, например, оценка ресурсов подземных вод. Анализ всех возможных признаков, необходимых для достижения указанной выше цели (изучение закономерностей распространения и формирования подземных вод), позволил установить их необходимый оптимум. Это нашло отражение в системе основных понятий гидрогеологии [Фролов, 1981, 1982]. Из этой системы следует, что каждый более высокий уровень гидрогеологических объектов, обладая качественно новыми характеристиками, не утрачивает своей преемственности с объектами нижних уровней. Сказанное означает, в частности, что для решения задач применительно к региональным объектам необходимо располагать информацией об основных свойствах системы вода—порода и собственно подземных вод. Поэтому для достижения поставленной цели необходимо знать: 1) параметры состояния системы (подземных вод и водовмещающих отложений): давление (напор), температуру, химический состав подземных вод, минера-

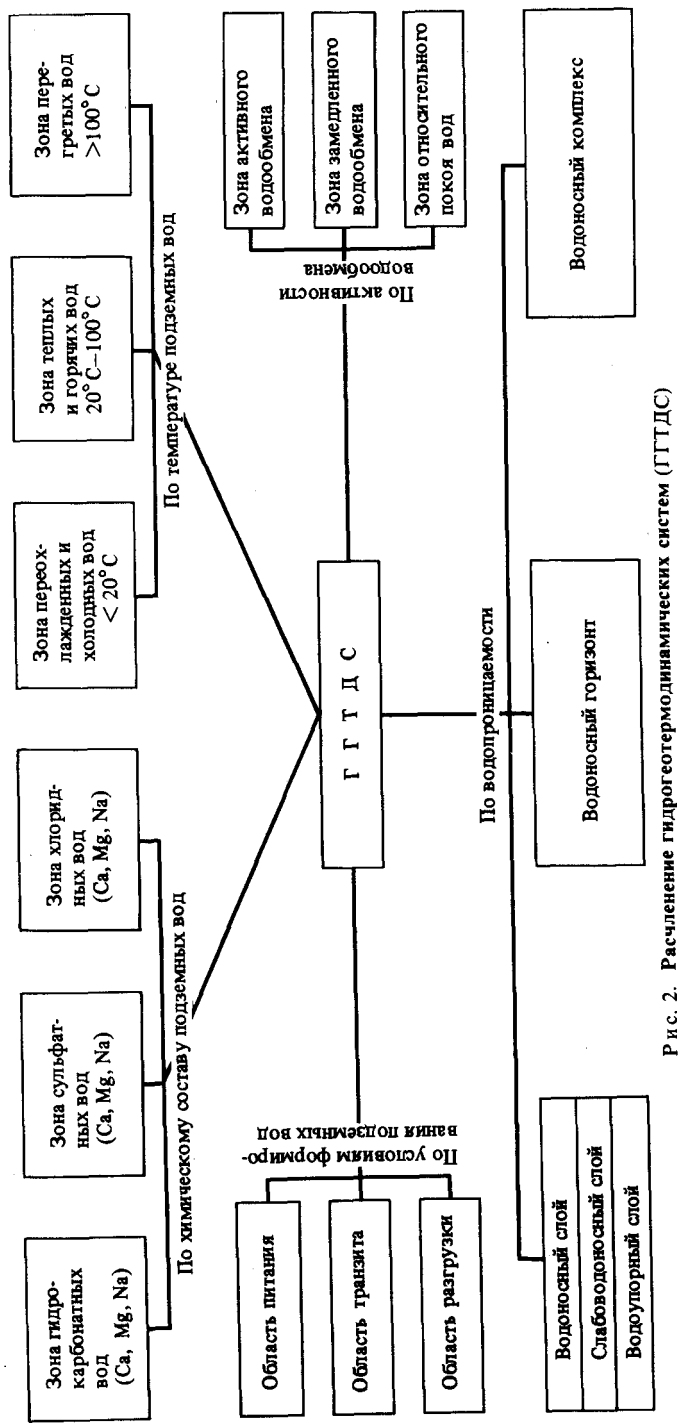


Рис. 2. Расчленение гидрогеотермодинамических систем (ГГТДС)

лизацию; 2) свойства: воднофизические (влагоемкость, водоотдача, водопроницаемость), теплофизические (теплоемкость, теплопроводность), физико-химические (диффузия, выщелачивание, кристаллизация), физические (мощность, плотность, пористость водовмещающих пород). Остальные понятия (пьезопроводность, температуропроводность и т.д.) являются производными и могут быть получены из основных расчетным путем; 3) внешние и внутренние границы ГГТДС проводятся на основе теории и методов гидрогеологической зональности, гидрогеологической стратификации и гидрогеологического районирования; 4) внешние и внутренние связи ГГТДС: инфильтрационное питание, взаимосвязь с поверхностными водами и смежными системами, влияние человека (водоотбор, тепловое и химические загрязнения), внутренние источники и стоки вещества и тепла.

Перечисленные признаки изучаются в процессе полевых и камеральных исследований с привлечением широкого комплекса различных методов, в числе которых моделирование в последние годы стало занимать особое место [Гавич, 1980]. К настоящему времени различают много видов гидрогеологического моделирования (как процедуры) и гидрогеологических моделей. С учетом существующих классификаций гидрогеологических моделей и прежде всего классификации И.Е. Гавич [1980] нами предлагается следующая, как нам представляется, наиболее полная классификация:

I. По масштабам (уровню моделируемых объектов):
- А. Глобальные
- Б. Региональные
- В. Локальные
- Г. Точечные

II. По полноте моделирования гидрогеологических процессов:
- А. Комплексные (общие)
- Б. Некомплексные (специальные)
  - 1. Гидрогеодинамические
  - 2. Гидрогеотермические
  - 3. Гидрогеохимические

III. По учету пространства и времени:
- А. Стационарные
  - 1. Трехмерные
  - 2. Двухмерные
  - 3. Одномерные
- Б. Нестационарные
  - 1. Трехмерные
  - 2. Двухмерные
  - 3. Одномерные

IV. По уровню знаний об объекте:
- А. Детерминированные
- Б. Стохастические
- В. "Игровые"

V. По способу реализации:
- А. Эвристические
- Б. Графические
- В. Физические
- Г. Математические
- Д. Натурные

Приведенная классификация гидрогеологических моделей является одновременно и классификацией ГГТДС (исключая I). При создании любого вида моделей (исключая IV, А) особое значение имеет проблема определения внешних и внутренних границ ГГТДС. Мы уже подчеркивали, что решается она на основе теории и методов основных разделов региональной гидрогеологии, ключевую роль среди которых играет гидрогеологическая стратификация, на чем мы специально уже останавливались [Фролов, 1981, 1982]. Поэтому при изучении процессов тепло- и массообмена наиболее существенными являются водопроницаемость и теплопроводность (рис. 3). Нами разработана шкала гидрогеологической стратификации и соответствующая методика, в связи с чем дополнительного

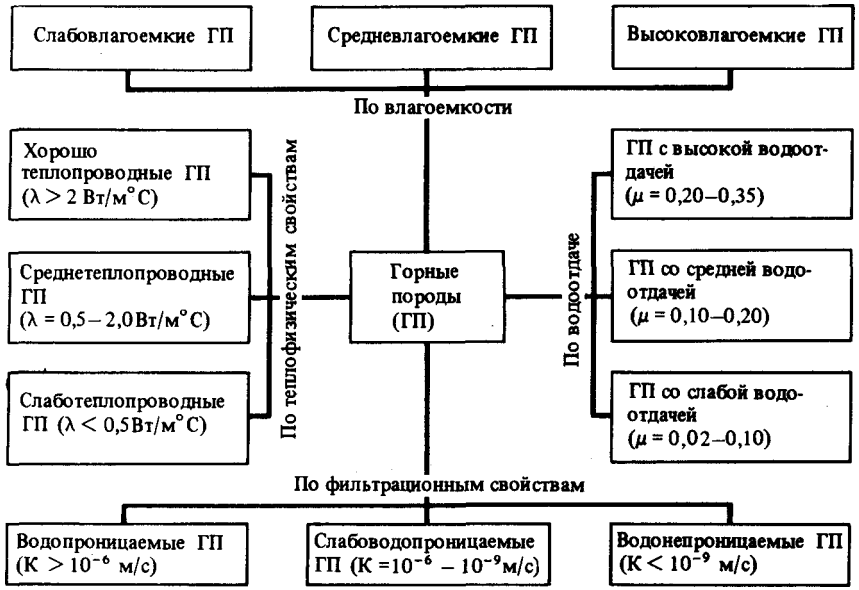


Рис. 3. **Классификация горных пород по гидрогеологическим признакам**

пояснения требует лишь гидрогеотермическое обоснование границ между тремя основными видами горных пород по водопроницаемости.

Грань между водонепроницаемыми и слабоводопроницаемыми породами условна и проводится по скорости, при которой величины коэффициентов молекулярной и молекулярно-конвективной температуропроводности практически совпадают. Для глин со среднестатистическим коэффициентом теплопроводности 1,46 Вт/мК и коэффициентом молекулярной температуропроводности $3{,}75 \cdot 10^{-7}$ м^2/с коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности для годового периода равен $3{,}76 \cdot 10^{-7}$ м^2/с при скорости $1 \cdot 10^{-9}$ м/с и $3{,}79 \cdot 10^{7}$ м^2/с при скорости $2 \cdot 10^{-9}$ м/с, т.е. отличается соответственно всего на 0,2 и 1% от коэффициента молекулярной температуропроводности. Еще более условна грань между слабоводопроницаемыми и водопроницаемыми породами. Если условно принять те же теплофизические параметры для песков и для того же периода (годового), то величина коэффициента молекулярной температуропроводности составит менее 1% от величины коэффициента молекулярно-конвективной температуропроводности уже при скорости фильтрации $6 \cdot 10^{-7}$ м/с, а при скорости фильтрации $8 \cdot 10^{-7}$ м/с температуропроводность практически целиком будет определяться вынужденной конвекцией. Последняя величина скорости, казалось бы, и должна быть более точной гранью между водопроницаемыми и слабоводопроницаемыми породами. Однако этот рубеж зависит не только от периода, но также от теплофизических свойств горных пород, ввиду чего можно принять приближенно цифру

10^{-6} м/с. Более точно для принятых параметров (λ=1,46 Вт/мК; $a=3{,}79 \cdot 10^{-7}$ м^2/с; τ=1 год) в качестве рубежа между водонепроницаемыми и слабоводопроницаемыми породами можно принять скорость $2 \cdot 10^{-9}$ м/с ($a^* > 1\%\ a$), а между последними и водопроницаемыми — скорость $6 \cdot 10^{-7}$ м/с ($a < 1\%\ a^*$). Использование критерия Пекле для указанной цели менее предпочтительно, так как возникают сложности при выборе того, что считать длиной свободного пробега частицы.

Возможности названных типов моделей и предпосылки их построения различны. Так, одно- или двухмерные стационарные модели ГГТДС имеют достаточно ограниченные возможности в отношении решения основных проблем, связанных с объектами регионального уровня, однако для их построения требуется сравнительно небольшой объем информации, и они широко применяются как в гидрогеологии, так и в гидрогеотермии [Гавич, 1980; Parsons, 1970]. Проблемы изучения закономерностей распространения и формирования подземных вод глубоко и достаточно полно могут быть решены только на трехмерных нестационарных моделях, наилучшим образом отвечающих природе моделируемых объектов (объемных, динамических систем). Между тем построение таких моделей связано с рядом трудностей и прежде всего недостатком информации и малой мощностью вычислительных средств.

Ограниченность объема исходной информации часто препятствует построению адекватно описывающей ГГТДС детерминированной модели. "Детерминизм" в отношении рассматриваемой проблемы означает строгую определенность функциональной зависимости моделируемого процесса от влияющих на него природных факторов. Однако значительная пространственная неоднородность свойств ГГТДС, сложность структуры связи факторов не позволяют строго определить функциональные связи. В таких ситуациях характеристики моделируемого природного объекта и сами процессы можно рассматривать как случайные, а законы, их связывающие, как вероятностные, на основе чего строятся стохастические модели. Если же информации недостаточно даже для определения вероятностных характеристик ГГТДС, полезными могут оказаться так называемые "игровые" модели, на которых "проигрываются" (в рамках экспертных оценок) различные природные ситуации и оценивается их влияние на решаемую задачу.

Достаточно очевидно, что выбор того или иного типа модели зависит от множества факторов природного и технического характера. Понятно, что стремление к максимально полному воспроизведению на модели реальных условий должно быть соотнесено с имеющимся информационным фондом и возможностями применяемого средства реализации модели. Эта задача, хотя и оптимизационная, но достаточно понятная по своей идеологии и в практических ситуациях на основании интуиции и опыта специалистов решается, как правило, безошибочно. Сложнее дело обстоит с обоснованием выбора содержательного типа модели. В чем заключается тот критерий, по которому можно оценить, какую модель нужно строить:

трехмерную или двухмерную, детерминированную или стохастическую, комплексную или специальную? В поисках ответа на эти вопросы вновь обратимся к целевому принципу, который устанавливает, что средства решения задачи (в данном случае — тип модели) должны определяться поставленными целями. Этот принцип реализуется на количественной основе. Та или иная цель исследований в принципе может быть отражена в требованиях к конечной достоверности их результатов (в качестве меры достоверности можно рекомендовать среднеквадратичную погрешность интерполяции, о способах расчета которой речь пойдет ниже. Конечно, проблема обоснования требуемой достоверности чрезвычайно сложная, требует анализа не только степени изменчивости природного объекта и содержания решаемых задач, но и технико-экономических оценок, учета и совершенствования сложившейся системы материально-технического снабжения, планирования, финансирования и т.д. Однако без решения этой ключевой проблемы оптимизации, как подсказывает опыт, нельзя рассчитывать на получение обоснованных практических результатов.

Вместе с тем каждый тип моделей, реализуемый в конкретной природной обстановке, характеризуется некоторыми в той или иной мере поддающимися количественной оценке погрешностями моделирования [Гавич, 1980]. Сопоставляя требуемые погрешности с погрешностями моделирования и добиваясь их минимального расхождения, проводя содержательный системный анализ комплекса моделируемых процессов и влияющих на них природных факторов, можно обоснованно подходить к выбору типа модели. Поясним сказанное на двух умозрительных примерах.

Выше кратко уже говорилось о том, что недостаток информации часто не позволяет строго обосновывать детерминированные связи в ГГТДС. К этому можно добавить еще и то, что и сама функциональная зависимость, связывающая моделируемый процесс с природными факторами, строится, как правило, на ряде упрощающих предпосылок и ограничений, вследствие чего она неточно описывает реальный процесс. Однако в ряде случаев может оказаться, что суммарная ошибка моделирования, возникающая по этим и некоторым другим причинам, находится в рамках допустимой погрешности, требуемой целевым заданием. Следует ли в таком случае отказываться от возможности построения детерминированной модели и переходить к более сложной стохастической? Понятно, не следует.

Не прост вопрос и о соотношении общих (комплексных) и специальных (некомплексных) моделей. Если говорить о решении проблемы закономерностей распространения и формирования подземных вод в гидрогеотермодинамических системах вообще, то бесспорна необходимость комплексного изучения гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических процессов. Однако гидрогеологические условия конкретных ГГТДС вносят свои коррективы в общую схему. Так, конвективная составляющая теплового потока в закрытых гидрогеотермодинамических системах практически равна нулю, и пренебрежение ею не внесет погрешностей в оценку интенсивности теплообмена в системе. Если эта погрешность находится в рамках допустимой погрешности (скажем, она меньше ошибки определения теплового потока), то можно говорить о том, что в такой ситуации нет необходимости изучать гидрогеодинамические поля для решения тепловой задачи. Для этого достаточно использовать модель молекулярного теплообмена.

Аналогично можно рассуждать и при обосновании выбора средств реализации модели. На эвристических, графических, физических, математических и натурных региональных моделях с различной достоверностью решаются разные задачи. На эвристических моделях, являющихся мысленным представлением о ГГТДС, включающим в себя природную систему в целом как совокупность ее геометрии, свойств, внешних связей и протекающих в ней процессов, с известной долей субъективизма могут быть сделаны некоторые выводы научного, реже — практического характера. Так, некоторые гидрогеологи практически доказали свою способность экспертно оценивать запасы на основании умозрительных заключений. Разумеется, такие заключения строятся на глубоком знании теории и гидрогеологических условий конкретных территорий, на интуиции и богатом опыте, но важно то, что при этом могут не проводиться расчеты. Достоверность таких экспертных оценок обычно подтверждается впоследствии при выполнении более строгих подсчетов. Однако, как правило, эвристическое моделирование ГГТДС носит предварительный характер, решает задачи очень общего, гипотетического типа и не претендует на высокую достоверность. При более жесткой формулировке целей исследований требуется построение моделей с более высокой разрешающей способностью, с меньшими техническими погрешностями моделирования.

Самыми простыми и распространенными моделями в гидрогеологии, создаваемыми на материальных носителях, являются графические модели— изображения (карты, разрезы, схемы и т.д.) объекта, составляемые по результатам замеров, расчетов или наблюдений в отдельных точках. Как известно, картографические модели могут строиться в различных масштабах, а каждый масштаб характеризуется той или иной разрешающей способностью, иными словами — погрешностью воспроизведения природной обстановки. Руководствуясь целевым принципом, проблему обоснования масштабов карт можно решать достаточно просто: для изображения гидрогеологических условий конкретных региональных объектов необходимо выбирать такой масштаб карт, который гарантировал бы воспроизведение природных условий с диктуемой целевым заданием точностью.

Любому гидрогеологу известны достоинства и недостатки графических моделей. Простота и дешевизна исполнения, наглядность — вот то несомненно положительное, что их характеризует. Вместе с тем уже при попытках графического изображения объемных гидрогеологических тел (а именно такими являются ГГТДС) возникают часто неразрешимые проблемы. А ведь эти тела еще и динамические! Как показать, исследовать, предсказать протекающие в ГГТДС процессы? Постановка этих вопросов обусловливает необходимость

перехода к моделированию более высокого уровня. Отличительной чертой относящихся к этому уровню физических, математических и натурных моделей является возможность материального воссоздания не только границ и свойств ГГТДС, но и протекающих в них процессов тепло- и массообмена с учетом внешних воздействий. Научной основой создания моделей верхнего уровня служит теория подобия [Гавич, 1980], предполагающая для физических моделей аналогичность физической природы протекающих на модели и на объекте процессов, для математических моделей — тождественность дифференциальных уравнений, описывающих реальные и моделируемые процессы, для натурных моделей — аналогичность свойств и структуры изучаемого природного объекта и его натурного аналога. В связи с построением моделей верхнего уровня возникает множество интересных проблем, связанных, например, с обоснованием необходимой степени схематизации природных условий, с обоснованием сеточной разбивки и дробности временных шагов (для некоторых типов математических моделей), с выбором моделирующего устройства. Суммарная погрешность моделирования за счет названных и ряда других источников должна быть близка к требуемой погрешности решения конечной задачи.

В силу определенных традиций и объективных предпосылок наиболее распространенными и широко используемыми в гидрогеологии в настоящее время являются графические — самые наглядные и математические — самые гибкие модели. Графические модели — это в первую очередь гидрогеологические карты. По различным признакам выделяются следующие типы гидрогеологических карт:

I. По признаку сходство—различие:
- А. Типологические
- Б. Районирования

II. По целевому назначению:
- А. Общие
- Б. Специальные

III. По характеру картируемых признаков:
- А. Качественные
- Б. Количественные

IV. По масштабу:
- А. Мелкомасштабные (1:1 000 000 и мельче)
- Б. Среднемасштабные (1:500 000 — 1:100 000)
- В. Крупномасштабные (1:50 000 и крупнее)

V. По комплексности изображения:
- А. Синтетические
- Б. Аналитические

VI. По гидрогеологическим процессам:
- А. Гидрогеодинамические
- Б. Гидрогеотермические
- В. Гидрогеохимические

VII. По времени:
- А. Палеогидрогеологические
- Б. Карты современных гидрогеологических условий
- В. Карты гидрогеологических прогнозов

В числе математических гидрогеологических моделей в зависимости от средства (или способа) решения исходных дифференциальных уравнений различают аналитические, аналоговые и цифровые модели, перечисленные в порядке возрастания возможностей учета сложности моделируемого объекта. При имитации сложных природных объектов предпочтение, как правило, отдается аналоговым (реализуемым на АВМ) и цифровым (реализуемым на ЭВМ) математическим моделям, хорошо зарекомендовавшим себя в ситуациях, для которых нет аналитических решений.

Примером высокой эффективности комплексирования графических, аналоговых и цифровых моделей при решении практических задач гидрогеологии могут послужить итоги региональной оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод Азово-Кубанского артезианского бассейна (АКАБ), выполненной в 1973—1980 гг. сотрудниками Краснодарской комплексной геологоразведочной экспедиции (ПГО "Севкавгеология") и ВСЕГИНГЕО на АВМ УСМ-1, ЭВМ ЕС-1022 и АЦВК "Сатурн-2". Комплексный подход к использованию средств моделирования позволил решить не только конечную народнохозяйственную задачу — оценить эксплуатационные запасы пресных подземных вод района, но и ряд задач, связанных с изучением закономерностей распространения и формирования ресурсов подземных вод в естественных и нарушенных эксплуатацией условиях.

С 1979 г. во ВСЕГИНГЕО проводятся работы по многолетней программе комплексных региональных гидрогеологических исследований (гидрогеодинамических, гидрогеотермических, гидрогеохимических) на территории Азово-Кубанского артезианского бассейна. Программой предусмотрено комплексирование не только современных методов региональных исследований, включая и метод моделирования, но и комплексирование видов информации с целью решения проблемы распространения и формирования подземных вод бассейна и разработки общей методологии и методики выполнения таких оценок. Большой объем прецизионных гидрогеотермических исследований позволил в комплексе с гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими исследованиями решить ряд трудных задач (в частности, изучение закономерностей вертикального водообмена).

Поскольку любая модель является схематизированным (в той или иной степени) подобием реального объекта, она отображает объект не точно, а с некоторой ошибкой. Полная ошибка графической модели — карты складывается из ошибок метода измерения признака в отдельных точках пространства и ошибок, которые условно могут быть названы ошибками интерполяции [Фролов, Денисенко, 1980]. Ошибка интерполяции связана с противоречием между непрерывностью картируемых признаков и самих карт, с одной стороны, и дискретностью сети наблюдений — с другой. Такое противоречие приводит к тому, что значения признаков между точками наблюдения определяются методом интерполяции и могут не соответствовать истинным значениям. Ошибки интерполяции обычно оцениваются методом сравнительного анализа карт различной представительности. Метод основан на сопоставлении карт, построенных по разному объему фактических данных. Практически такое сопоставление осуществляется следующим образом. Карта покрывается прямоугольной сеткой, ячейки которой выбираются на основании анализа фактической (или предполагаемой) степени изменчивости картируемого признака, что в принципе является достаточно сложной задачей, требующей дальнейшего исследования. По некоторому, заведомо меньшему объему информации строится карта, называемая недетальной. По всему имеющемуся комплексу данных строится условно детальная карта. С этих двух карт в узлах прямоугольной

14. Зак. 658

сетки снимаются значения признака и вычисляется среднеквадратичная погрешность интерполяции.

Следует отметить, что получаемые таким образом оценки среднеквадратичной погрешности интерполяции носят относительный характер, поскольку детальная карта, на сопоставлении с которой строятся все расчеты, носит условный характер. При таких расчетах определяется не погрешность карты, построенной по максимуму информации, а карты, составленной по заведомо меньшему объему данных. Обоснованность и надежность расчетов значительно повышаются, если проанализировать, насколько условно детальная карта отражает истинное поле признака. Такой анализ может быть выполнен при рассмотрении зависимости среднеквадратичной погрешности интерполяции от объема информации. Методика опробована при комплексных исследованиях на территории АКАБ, а также при составлении карт геоизотерм для зоны активного водообмена территории СССР [Гидрогеотермический..., 1983].

Литература

Гавич И.К. Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1980. 358 с.

Гидрогеотермический атлас СССР (с пояснительной запиской). Л., 1983.

Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М.: Недра, 1976. 280 с.

Фролов Н.М. Основы гидрогеологической стратификации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, N 11, с. 9—20.

Фролов Н.М. Многоуровенная схема гидрогеологической стратификации.— В кн.: Принципы гидрогеологической стратификации. М., 1982, с. 13—26. (Тр. ВСЕГИНГЕО; Вып. 148).

Фролов Н.М., Денисенко Г.Е. Оценка точности гидрогеотермических карт. — Разведка и охрана недр, 1980, N 5, с. 34—39.

Фролов Н.М., Денисенко Г.Е. Модели гидрогеотермодинамических систем и оценка их точности. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане: Тез. докл. Ашхабад, 1983, с. 118—119.

Parsons M.L' Groundwater thermal regime in a glacial complex. — Water Resourses Res., 1970, vol. 6, N 6, p. 1701—1717.

Sanyal S.K., Wells L.E., Mathews M. Classification of geothermal resevoir from the viewpoint of log analysis. — In: Trans. SPWLA 20 An. Log. Symp., 1979, vol. 2, p. 1—20.

УДК 550.361.362

А.Г. Сальман

НЕКОТОРЫЕ ТЕПЛОВЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ РАЗРУШЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД
(лабораторный эксперимент)

Режимные наблюдения в скважинах, расположенных в сейсмоактивных областях, обнаруживают временные вариации температуры на различных уровнях в земной коре. Флуктуации температуры достигают величины десятых долей и единиц градусов, и их продолжительность варьирует от нескольких часов до нескольких месяцев. Существуют попытки связать наблюдаемые колебания температуры с процессами подготовки землетрясений и непосредственно с процессом разрушения горной породы [Исмаил-Заде и др., 1982; Аширов и др., 1983]. Однако до сих пор в геофизике остаются невыясненными не только вопрос о механизме возникновения вариаций температуры в процессе подготовки разрушения и собственно разрушения горной породы, но и причинно-следственные связи разрушения и колебаний температуры.

С целью некоторого продвижения в решении этого вопроса проводится лабораторный эксперимент. Предполагается, что возможные тепловые эффекты являются следствием подготовки и непосредственно разрушения горной породы. Опыты проводились на сухих образцах из мрамора и синтетической смолы при одноосной нагрузке и отсутствии гидростатического давления. Измерение температуры осуществлялось на оси цилиндрического образца на равных расстояниях от его торцов. В качестве датчиков температуры использованы терморезисторы типа СТЗ-19 и МТ-54, которые обеспечивают разрешающую способность измерения температуры порядка 0,001°С с инерционностью измерения в пределах 10 с.

На монолитных образцах мрамора получены зависимости величины нагрева образца при линейном росте одноосной нагрузки (рис. 1, *а*). Аналогичный опыт проведен с образцом из синтетической смолы, на котором получены похожие результаты. С ростом нагрузки до 80—90% от величины нагрузки, при которой происходит разрушение образца, увеличение температуры происходит линейно. Для образцов из мрамора интенсивность роста температуры $\partial T/\partial\sigma$ при таких нагрузках равна $5\cdot10^{-4}$ К/% при различной интенсивности роста нагрузки ($\partial P/\partial\tau$) 0,1%/с и 0,5%/с; здесь $\sigma = P/P_{max}\cdot100\%$, где P — текущая величина одноосной нагрузки, P_{max} — нагрузка, при которой происходит частичное или полное разрушение образца, τ — время. В линейной области связи интенсивности роста температуры с ростом давления при мгновенном снятии нагрузки температура падает до значений, предшествующих началу нагружения образца (рис. 1, *б*). При нагрузке, превышающей 80—90% нагрузки разрушения, зависимость температуры от давления становится существенно нелинейной (см. рис. 1, *а*). В момент разрушения образца его относительный нагрев достигает десятых долей градуса, что легко может быть обнаружено не только в лабораторном, но и в полевом эксперименте.

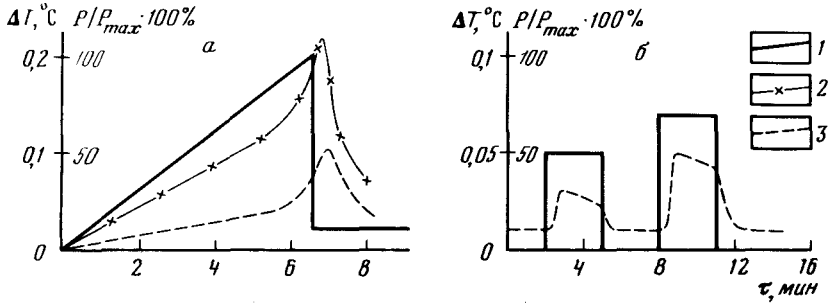


Рис. 1. **Зависимость величины нагрева образца при росте одноосной нагрузки**

а — линейный закон роста нагрузки; *б* — циклическое нагружение, чередующееся с мгновенной разгрузкой. *1* — нагрузка; *2* — образец из синтетической смолы; *3* — образец мрамора

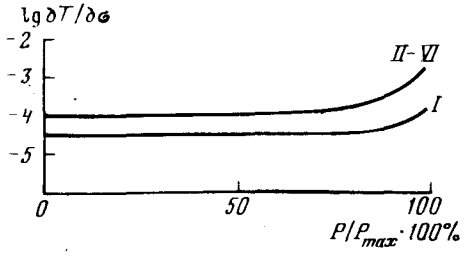


Рис. 2. **Чувствительность изменения температуры к изменению величины одноосной нагрузки для различной степени трещиноватости образца мрамора**

I—VI — циклы, максимальное пиковое давление, кг/см²: I — 900, II—VI — 810—680

Для определения влияния трещиноватости образца на характер связи интенсивности роста температуры с ростом нагрузки один и тот же образец мрамора подвергался многократным циклам нагружения. В каждом цикле достигалась максимальная пиковая нагрузка, которая за шесть циклов нагрузка—разгрузка упала с 900 до 650 кг/см². Образование системы микротрещин в образце, о чем свидетельствует снижение максимальных пиковых нагрузок, приводит к увеличению в 2—3 раза величины чувствительности изменения температуры образца по сравнению с монолитным образцом (рис. 2). Для монолитного образца мрамора (цикл 1) величина $\partial T/\partial\sigma = 3\cdot10^{-5}$ К/%, при $\sigma \to 100\%$ $\partial T/\partial\sigma = 5\cdot10^{-4}$ К/%. Для последующих циклов нагружения: интенсивность роста температуры $\partial T/\partial\sigma = 1{,}5\cdot10^{-4}$ К/% в диапазоне $\sigma > 70\%$, при $\sigma \to 100\%$ $\partial T/\partial\sigma$ достигает $1{,}5\div2\cdot10^{-3}$ К/%. При такой чувствительности изменения температуры к изменению одноосного давления относительный нагрев образца при разрушении превышает 0,1°С.

Время остывания образцов после достижения заданной величины одноосной нагрузки и поддержания ее на том же уровне в течение длительного времени позволяет сделать вывод о том, что измеренные температурные зависимости являются интегральными характеристиками образца. Действительно, время остывания образца после фиксации нагрузки составляет 5—10 мин, что сопоставимо с характерным временем остывания цилиндра диаметром 3,5 см и высотой 4 см, имеющего аналогичные мрамору теплофизические свойства.

Проведенное исследование позволило сделать следующие выводы:

1. Величина относительного нагрева образцов в процессе подготовки разрушения и при самом разрушении достигает 0,1°С и более. Эффект роста температуры с ростом давления может быть использован при интерпретации наблюдаемых вариаций температуры в скважинах на полигонах в сейсмоактивных районах.

2. Зависимость чувствительности изменения температуры к изменению напряженного состояния от характера трещиноватости среды и уровня одноосной нагрузки может быть использована при прогнозировании мест и времени возможных горных ударов в подземных выработках, а также при изучении связи временных вариаций температуры в земной коре с ее сейсмотектонической активностью.

Литература

Аширов Т., Лыков В.И., Курбанов М.К. и др. Временные аномалии геотермического поля и сейсмотектоническая активизация земной коры. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане: Тез. докл. Ашхабад, 1983, с. 67—68.

Исмаил-Заде Т.А., Любимова Е.А., Мухтаров А.Ш. и др. Вариации температуры в сейсмоактивном районе Шеки Азербайджана. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, N 9, с. 86—89.

УДК 550.362

Ю.А. Попов

ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА ПОДВИЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Развитие методов и средств определения теплопроводности и температуропроводности горных пород — одна из актуальных задач. Это обусловлено тем, что тепловые свойства относятся к основным физическим свойствам горных пород, поэтому данные о них могут существенно повысить информативность геофизических исследований при решении различных геолого-геофизических и горно-технических задач. Однако широкое использование тепловых свойств сдерживается из-за недостатка технических средств, способных обеспечить достаточно точные массовые измерения как в лабораторных, так и в полевых условиях без сложной механической обработки образцов при обеспечении их полной сохранности, в том числе на керновом материале [Любимова и др., 1979].

Повышение качества исследований тепловых свойств горных пород связано с решением комплекса следующих, по всей вероятности, равноважных, задач: 1) снижение случайной погрешности измерений, которая оценивается по измерениям на однородных образцах; при решении ряда геолого-геофизических задач требуемая величина этой погрешности определяется величиной контраста тепловых свойств, при геотермических исследованиях она определяется тем, что общая погрешность измерений на однородных образцах не должна превышать 5%; 2) уменьшение систематической погрешности, обусловленной

зачастую тем, что для определения тепловых свойств горных пород применяются контактные измерительные средства, предназначенные для исследования твердых тел, поверхность которых может быть достаточно хорошо обработана, в то время как для многих горных пород это является трудновыполнимым условием; 3) обеспечение определения как локальных значений тепловых свойств в отдельных областях образцов горных пород, так и тепловых свойств каждого образца в целом, что обусловлено неоднородностью горных пород; выполнение этого требования должно способствовать повышению представительности результатов измерений; 4) резкое увеличение производительности измерений, что необходимо для повышения достоверности оценки тепловых свойств массива в целом, особенно для переслаивающихся пород, и отдельных его участков; 5) обеспечение оценки теплопроводности горных пород с учетом их анизотропии, т.е. определение коэффициентов теплопроводности для главных осей теплопроводности; пренебрежение этим требованием может приводить к значительным погрешностям измерений, так как многие горные породы имеют существенную анизотропию теплопроводности; 6) учет изменений тепловых свойств при переходе образцов горных пород от условий естественного залегания к лабораторным условиям, т.е. вследствие изменения влагонасыщенности, температуры, давления.

Для решения некоторых из перечисленных задач дополнительные возможности предоставляет использование метода подвижных источников, основанного на нагреве изучаемых образцов горных пород источником тепловой энергии, перемещаемым по поверхности образца с постоянной скоростью. Возможно использование следующих подвижных источников [Попов, 1982, 1984]:

1) точечный источник; 2) продольно-линейный источник; 4) поперечно-линейный источник; 4) круговой равномерно-распределенный источник.

При построении теоретических моделей, позволяющих определять теплопроводность λ и температуропроводность a горных пород, рассматривали непрерывный и импульсный режимы работы этих источников.

На рис. 1 отражены некоторые из теоретических моделей, представляющие наибольший практический интерес. В первую очередь это модели на основе подвижного точечного источника, связанные с регистрацией температуры нагреваемой поверхности образцов горных пород бесконтактным датчиком температуры, перемещаемым относительно образцов со скоростью источника.

Теоретическое обоснование и экспериментальная реализация модели для определения теплопроводности образцов горных пород с использованием непрерывно-действующего точечного источника описаны в работе [Попов и др., 1983]. Принцип действия установок, реализующих эту модель, основан на бесконтактном нагреве образцов лучом лазера или другим сосредоточенным оптическим источником с регистрацией температуры нагреваемой поверхности также бесконтактным путем по электромагнитному излучению поверхности образцов. К настоящему времени благодаря наличию аттестованных образцовых

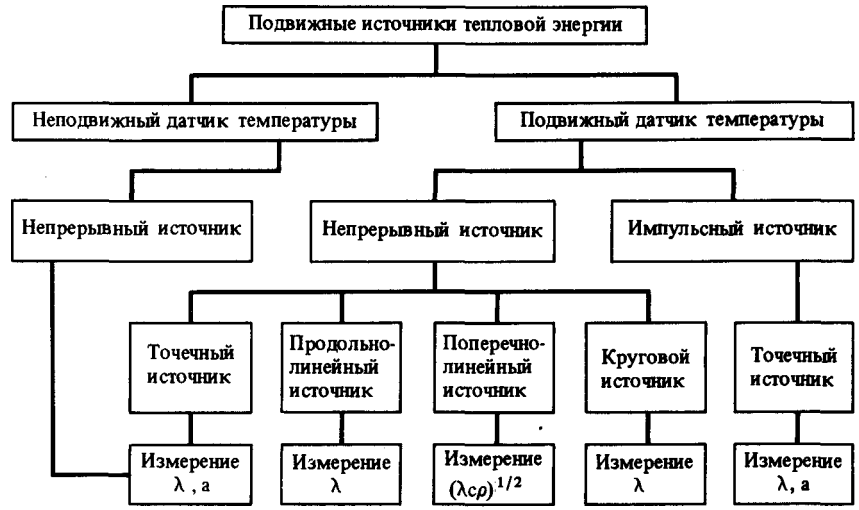


Рис. 1. **Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии**

мер в диапазоне 0,2—15 Вт/м·К общая погрешность измерений составляет около 5% в диапазоне 1—15 Вт/м·К. В диапазоне 0,2—1 Вт/м·К возрастает систематическая погрешность измерений, которая требует тщательного подбора эталонов таким образом, чтобы отношение теплопроводности эталона и исследуемых образцов горных пород не превышало 1,5. Измерения проводятся на образцах с минимальной длиной 1,5 см в диапазоне 0,2—3 Вт/м·К, 3 см — в диапазоне до 7 Вт/м·К, 4,5—5 см — в диапазоне до 15 Вт/м·К.

В основу этой методики измерения теплопроводности положена модель, основанная на зависимости для избыточной предельной температуры θ на поверхности полубесконечного тела при нагреве точечным источником мощностью q, двигающимся со скоростью v:

$$\theta = q / 2\pi\lambda |x| , \qquad (1)$$

где $|x|$ — расстояние между точкой нагрева и точкой регистрации температуры на линии нагрева (рабочая база измерений).

При использовании эталона в серии исследуемых образцов расчетное соотношение имеет вид

$$\lambda = \lambda_{эт} \frac{\theta_{эт}}{\theta}, \qquad (2)$$

где λ, $\lambda_{эт}$ — теплопроводность соответственно образца и эталона; θ, $\theta_{эт}$ — избыточные предельные температуры соответственно образца и эталона.

Проведенный анализ несоответствия теоретической и экспериментальной моделей позволил оценить влияние следующих факторов, которыми пренебрегали при построении теоретической модели: 1) теплоотдача с поверхности нагреваемого тела в окружающую среду; 2) конечные толщина и ширина образца, отличающие его от полубеско-

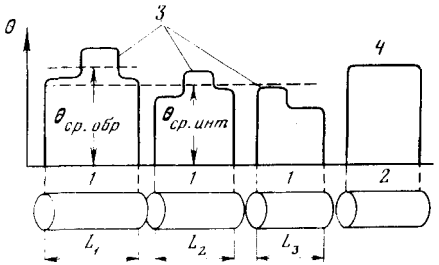


Рис. 2. **К определению эквивалентной теплопроводности образцов горных пород**
1 — образцы горных пород; *2* — эталон; *3* — термограммы образцов горных пород; *4* — термограмма эталона

нечного тела; 3) возможное смещение точки регистрации температуры от линии нагрева; 4) изменение скорости движения образца и эталона относительно источника и датчика температуры; 5) случайные изменения расстояния $|x|$ от образца к образцу; 6) конечные размеры пятна нагрева на поверхности образцов, отличающие реальный источник энергии от точечного; 7) кривизна поверхности образцов керна при соответствии соотношения (1) полубесконечному твердому телу с плоской поверхностью; 8) нелинейность преобразования при регистрации температуры поверхности образцов по их электромагнитному излучению; 9) регистрация температуры поверхности не в точке, а по площадке конечных размеров, заведомо содержащей точки вне линии нагрева (в связи с конечными размерами чувствительной площадки датчика температуры); 10) колебания мощности источника энергии; 11) неровности поверхности исследуемых образцов; 12) различия коэффициентов отражения, излучения и поглощения на поверхности образцов; 13) колебания температуры окружающей среды в процессе измерений; 14) влияние пленки эмали, наносимой в большинстве случаев на поверхность образцов для выравнивания их оптических характеристик.

Проведенный теоретический и экспериментальный анализ влияния этих факторов на качество измерений позволил установить параметры режима измерений и найти методические приемы, позволяющие определять теплопроводность образцов горных пород с общей погрешностью не более 5%.

Установлено, что глубинность исследований теплопроводности горных пород можно варьировать, изменяя скорость v и расстояние $|x|$. Глубинность увеличивается с возрастанием $|x|$ и a исследуемых горных пород и с уменьшением v. Так, при $a = 1{,}2 \cdot 10^{-6}$ м^2/с (что соответствует, например, температуропроводности мрамора) и $v = 2 \cdot 10^{-3}$ м/с глубинность составляет 1,35 см при $|x| = 10$ см, 1 см при $|x| = 5$ см и 0,6 см при $|x| = 1{,}5$ см.

Аппаратура, созданная на основе рассмотренной модели, обеспечивает измерение теплопроводности на образцах керна и на распиленных надвое штуфных образцах без дополнительной механической обработки образцов в объеме до 500—550 измерений за рабочую смену в лабораторных и полевых условиях.

Особенностью методики и аппаратуры является повышенная информативность результатов измерений, связанная с возможностью регистрировать распределение теплопроводности по длине образца,

что важно при определении эквивалентной теплопроводности образца в целом и при анализе текстурно-структурных особенностей и минерального состава образцов по их тепловым свойствам.

Методика позволяет оперативно оценивать эквивалентную теплопроводность $\lambda_{экв}$ образцов керна для направления теплового потока, совпадающего с осью керна. На рис. 2 изображены исследуемые образцы керна, помещенный при измерениях теплопроводности с ними в одну серию эталон и зарегистрированные на самопишущем приборе термограммы с распределением избыточной температуры по образцам и эталону.

Можно показать, что значение $\lambda_{экв}$ для образца определяется соотношением

$$\lambda_{экв} = \lambda_{эт}\theta_{эт} / \theta_{ср.\ обр.}, \qquad (3)$$

где $\theta_{ср.\ обр.}$ представляет собой среднюю избыточную температуру образца, определяемую уровнем прямой линии, проведенной на термограмме так, чтобы отсекаемые его верхние части термограммы в сумме имели площадь, равную сумме нижних отсекаемых частей термограммы (см. рис. 2).

Поскольку результаты таких измерений характеризуют лишь часть объема образца вдоль линии сканирования, то для более достоверной оценки эквивалентной теплопроводности $\lambda_{экв}$ образца в целом целесообразно повторить измерения для равноотстоящих образующих каждого образца. По результатам измерения $\lambda_{экв.\ 1}$, $\lambda_{экв.\ 2}$, ..., $\lambda_{экв.\ n}$, полученным для каждой из n-образующих, можно рассчитать $\lambda^*_{экв}$ образца в целом:

$$\lambda^*_{экв} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \lambda_{экв.\ i}}{n}. \qquad (4)$$

Отсюда следует, что эквивалентную теплопроводность образца $\lambda^*_{экв}$ можно определить как среднее арифметическое результатов измерений $\lambda_{экв.\ i}$ для n-образующих керна. (Заметим, что и $\lambda^*_{экв}$ является приближенной характеристикой образца, так как некоторая часть объема вблизи оси керна может оказаться неисследованной).

При помощи зарегистрированных термограмм образцов керна, извлеченных из некоторого интервала скважины, можно определить эквивалентную теплопроводность $\lambda_{экв.\ инт}$ на интервале скважины. Если по всему интервалу имеем m образцов керна длиной L_i с эквивалентной теплопроводностью $\lambda^*_{экв}$ каждый, то нетрудно показать, что

$$\lambda_{экв.\ инт} = \frac{\sum_{i=1}^{i=m} L_i}{\sum_{i=1}^{i=m} L_i / \lambda^*_{экв.\ i}}. \qquad (5)$$

Имеется другая возможность определения теплопроводности для интервала в целом. На совокупности термограмм всех последовательно расположенных образцов керна можно провести прямую линию так же, как на термограмме одного образца для установления $\theta_{ср.\ обр.}$,

т.е. исходя из равенства сумм площадей верхних и нижних отсекаемых участков всех термограмм (см. рис. 2). Найдя таким образом среднюю избыточную температуру $\theta_{ср.\ инт}$ для всех образцов интервала, вычислим $\lambda_{экв.\ инт}$ для одной образующей этих образцов:

$$\lambda_{экв.\ инт} = \frac{\lambda_{эт}\theta_{эт}}{\theta_{ср.\ инт}}. \qquad (6)$$

Проведя подобные измерения по n-образующим всех m-образцов, можно оценить приближенно эквивалентную теплопроводность интервала аналогично (4):

$$\lambda_{экв.\ инт} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \lambda_{экв.\ инт.\ i}}{n}. \qquad (7)$$

При решении ряда геолого-геофизических задач информативным оказывается параметр

$$K_\lambda = (\lambda_{max} - \lambda_{min})/\lambda_{экв},$$

где λ_{max}, λ_{min} — соответственно максимальное и минимальное значения теплопроводности, зарегистрированные по термограмме образца.

Параметр K_λ можно назвать коэффициентом тепловой неоднородности образца.

Температура θ на линии нагрева позади источника характеризуется тепловым потоком в исследуемый образец, распространяющимся в плоскости, перпендикулярной линии нагрева. Благодаря этому можно обнаруживать различие теплопроводности по главным осям теплопроводности при соответствующем выборе направлений сканирования образца, чередовании этих направлений и сопоставлении результатов измерений.

Измерения температуропроводности образцов горных пород обеспечивает методика переменной скорости. В этом случае необходимо дважды сканировать образец источником и датчиком при разных скоростях — v_1 и v_2 (или изменять скорость с v_1 на v_2 в пределах образца) при движении точки измерения температуры параллельно линии нагрева в стороне от нее. Температуропроводность образца при этом определяется соотношением

$$a = a_{эт} \frac{\ln[\theta_{эт}(v_1)/\theta_{эт}(v_2)]}{\ln[\theta(v_1)/\theta(v_2)]}, \qquad (8)$$

где $\theta_{эт}(v_1)$, $\theta_{эт}(v_2)$, $\theta(v_1)$, $\theta(v_2)$ — избыточные предельные температуры соответственно эталона и образца при скорости v_1 и v_2.

Одновременная регистрация избыточной предельной температуры по линии нагрева и по параллельной ей линии позволяет осуществлять комплексные измерения с определением теплопроводности и температуропроводности образцов. Соотношение для температуропроводности в таком случае имеет вид:

$$a = \frac{a_{эт.1} \cdot a_{эт.2} \cdot \ln[\theta_{эт.1} \cdot \lambda_{эт.1}/(\theta_{эт.2} \cdot \lambda_{эт.2})]}{a_{эт.2} \cdot \ln[\theta_{эт.1} \cdot \lambda_{эт.1}/(\theta_{эт.2} \cdot \lambda_{эт.2})] + (a_{эт.2} - a_{эт.1}) \cdot \ln[\theta\lambda/(\theta_{эт.1} \cdot \lambda_{эт.1})]}, \qquad (9)$$

где $a_{эт.1}$, $a_{эт.2}$, $\lambda_{эт.1}$, $\lambda_{эт.2}$ — соответственно температуропроводность и теплопроводность эталонов 1 и 2, помещаемых в одну серию с исследуемыми образцами; $\theta_{эт.\ 1}$, $\theta_{эт.\ 2}$, θ — избыточные предельные температуры соответственно эталонов 1, 2 и исследуемого образца; λ — теплопроводность исследуемого образца.

Использование подвижного импульсного точечного источника позволяет определять температуропроводность однородных образцов горных пород. Измерения a основаны на том, что период τ, в течение которого температура образца достигает предельного значения после включения источника или спадает от предельного значения до нуля после выключения источника, зависит от a. Предварительно при помощи эталонов строят градуировочную зависимость $\tau(a)$, а затем для каждого исследуемого образца при действии импульсного источника измеряют τ и по градуировочной кривой определяют a.

Нагрев поверхности образцов горных пород подвижным поперечно-линейным источником дает возможность определить тепловую инерцию $(\lambda c\rho)^{1/2}$ образцов по соотношению:

$$(\lambda c\rho)^{1/2} = (\lambda_{эт} c_{эт} \rho_{эт})^{1/2} \cdot \frac{\theta_{эт}}{\theta}, \qquad (10)$$

где λ, c, ρ — соответственно теплопроводность, удельная теплоемкость и плотность образца, $\lambda_{эт}$, $c_{эт}$, $\rho_{эт}$ — соответственно теплопроводность, удельная теплоемкость и плотность эталона, $\theta_{эт}$, θ — соответственно избыточная предельная температура эталона и образца.

При последовательном нагреве эталона и серии исследуемых образцов продольно-линейным источником с регистрацией θ на линии нагрева позади источника можно определять теплопроводность образцов, при этом расчетная формула для λ при любом законе распределения мощности по длине источника совпадает с формулой (2). Основным преимуществом продольно-линейного источника перед точечным источником является существенно меньшая температура нагрева поверхности образца при той же чувствительности датчика температуры и таком же полезном сигнале, как и в случае точечного источника. Это особенно важно при определении теплопроводности влагонасыщенных и мерзлых пород.

Опыт применения и анализ различных модификаций метода подвижных источников при определении теплопроводности и температуропроводности горных пород, руд и минералов показали следующее:

1. Быстрое установление квазистационарного режима нагрева образцов подвижными источниками обеспечивает малую продолжительность процесса измерений.

2. Непрерывная регистрация температуры образца вдоль направления движения источника обеспечивает определение тепловых свойств по всей длине образца, что важно при исследованиях неоднородных образцов.

3. Разработанные модели позволяют осуществлять раздельное или совместное определение теплопроводности и температуропроводности, а также тепловой инерции образцов.

4. Варьируя параметры режима измерений (скорость движения источника, рабочую базу измерений), можно изменять глубинность исследований и судить о тепловых свойствах как областей, выходящих на поверхность образца, так и подповерхностных областей.

5. Кратковременность нагрева отдельных областей поверхности образца при малых зонах нагрева и быстроте измерительного процесса в целом позволяет считать метод подвижных источников перспективным для исследований тепловых свойств влагонасыщенных образцов и в динамике процесса изменения осевого давления образцов.

6. Определение тепловых свойств образцов керна и распиленных надвое штуфов может осуществляться без какой-либо дополнительной механической обработки образцов.

7. Особенности распространения тепловой энергии в образец от подвижных источников позволяют устанавливать наличие анизотропии теплопроводности в исследуемых образцах.

8. В процессе измерений обнаруживаются подповерхностные и выходящие на поверхность незалеченные трещины в образцах.

9. Установки, созданные на основе метода подвижных источников, позволяют проводить массовые определения тепловых свойств горных пород на керновом материале (несколько сотен измерений за рабочую смену) непосредственно на месторождениях при полной сохранности изучаемых образцов.

Литература

Любимова Е.А., Масленников А.И., Смирнова Е.В., Юрчак Р.П. Изучение теплофизических свойств пород при нормальных и повышенных Т и Р. — В кн.: Тепловое поле Земли: Тр. Всесоюз. конф. "Народнохозяйственные и методические проблемы геотермии". Махачкала, 1979, с. 112.

Попов Ю.А. Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. Ст. I. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, N 9, с. 97—104.

Попов Ю.А. Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. Ст. II. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1984, N 2, с. 81—93.

Попов Ю.А., Семенов В.Г., Коростелев В.М., Березин В.В. Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, N 7, с. 86—91.

УДК 550.361.362+550.34.016.4

М.Д. Хуторской

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ КАЗАХСТАНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕПЛОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Проблема происхождения теплового потока к поверхности Земли и его распределение в разновозрастных структурах имеет исключительно большое теоретическое и практическое значение в связи с изучением движущих механизмов развития тектоносферы и оценкой возможностей использования геотермальной энергии. К настоящему времени накоплен значительный объем измерений на континентах и океанах, позволяющий судить об общих закономерностях распределения глубинных температур и теплового потока в литосфере. В этой статье мы рассмотрим геотермическое поле одного из хорошо изученных палеозойских геосинклинальных поясов нашей страны.

Региональное геотермическое поле Казахстана. В геосинклинальных поясах на территории Казахстана к настоящему времени значения теплового потока получены в 60 скважинах поисково-разведочного бурения, наиболее пригодных по своему техническому состоянию для геотермических исследований. Эти измерения охарактеризовали тепловое поле двадцати различных по возрасту и строению структур. По типу формирования континентальной земной коры здесь выделяются структуры линейного (Мугоджары) и мозаичного (Казахстанская палеозойская платформа) типов [Пейве и др., 1972]. Образование континентальной земной коры в Мугоджарах проходило примерно одновременно во всей структуре и захватило относительно непродолжительный отрезок времени — поздний девон—карбон [Перфильев, 1979]. Иначе обстоит дело в области Центрально-Казахстанских палеозоид. Здесь процесс преобразования океанической коры в континентальную растянулся на длительное время (рифей— поздняя пермь) и характеризовался постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя [Пейве и др., 1972]. Различия в истории тектонического развития находят отражение и в геотермическом поле региона.

Изучение теплового потока проведено в Западно-Мугоджарском синклинории эвгеосинклинальной зоны, примыкающем с юга к Магнитогорскому синклинорию Южного Урала. Распределение температуры получено в 12 скважинах, расположенных на трех участках: Юбилейном, Лиманном и Южно-Кимперсайском (рис. 1)[1]. Измерения осуществлялись одновременно двумя датчиками: медным термометром сопротивления и термистором, объединенными в одном снаряде на семижильном кабеле. Это позволило сравнить работу двух схем, оценить погрешность и повысить надежность замеров. Сходимость данных по температуре лежала в пределах 3—5%, а погрешность измерений составляла 0,2—0,5%. В скважинах проводились дискретные замеры через 10 или 20 метров с обязательной выстойкой

[1] Измерения температуры в скважинах проводились совместно с В.Е. Сальниковым.

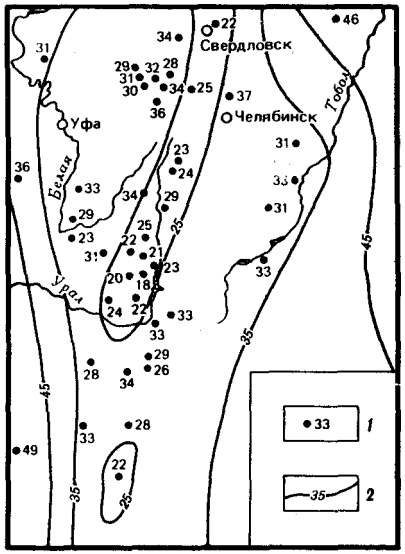


Рис. 1. **Схема теплового потока Южного Урала и Мугоджар, по данным В.Е. Сальникова и автора**

1 — значения теплового потока, мВт/м²; *2* — изолинии теплового потока

термометров на каждой точке.

На участке Юбилейном температура в скважинах возрастала от 7,43° С на глубине 40 м до 11,26° С на глубине 460 м. Следовательно, геотермический градиент в среднем составлял 9 мК/м. Изученный разрез сложен базальтовыми и диабазовыми порфиритами массивной текстуры, частично хлоритизированными. Коэффициент теплопроводности этих пород, измеренный методом динамического калориметра, составлял 2,44±0,34 Вт/мК. Таким образом, значение теплового потока равно 22 мВт/м².

На участке Лиманном температура изменялась от 7,07° С на глубине 20 м до 13,26° С на глубине 600 м. Значения геотермического градиента колебались от 9,5 до 12 мК/м, составляя в среднем 10,5 мК/м. В разрезе скважин встречаются два основных комплекса пород: измененные базальты, базальтовые брекчии и лавокласты с теплопроводностью 2,71±0,45 Вт/мК и липаритдацитовыи порфирит, встречающийся в виде маломощных (5—15 м) интрузивных тел с теплопроводностью 2,60± ±0,44 Вт/мК. Незначительный контраст коэффициентов теплопроводности и субгоризонтальное залегание контрастных границ между этими комплексами не вызывают существенных искажений глубинного теплового потока, значение которого равно 28 мВт/м².

Кимперсайский массив представляет собой выход меланократового основания среди палеозойской континентальной коры. В его южной части в шести скважинах измерен тепловой поток. По сравнению с другими структурами на Урале здесь обнаружен высокий геотермический градиент. Температура увеличивается в среднем от 6,83° С на глубине 40 м до 21,01° С на глубине 860 м. На различных глубинах по стволам скважин значение градиента температуры изменяется от 16 до 22 мК/м. Однако коэффициент теплопроводности пород участка, в основном серпентинизированных перидотита и дунита, весьма низок по сравнению со среднемировыми данными для ультраосновных пород. Для выборки из 15 образцов он составляет 1,97±0,39 Вт/мК. Значение теплового потока равно 34 мВт/м². Таким образом, линейный геосинклинальный пояс Мугоджар характеризуется аномально низким тепловым потоком. Эта аномалия является пространственным продолжением Южно-Уральской геотермической аномалии, впервые обнаруженной В.Е. Сальниковым [Сальников, Огаринов, 1977] (см. рис. 1). Очевидна и генетическая общность аномалий низкого теплового потока, свойственных также другим верхнепалеозойским линейным поясам: Салаиру и Горловскому прогибу [Дучков и др., 1978], Южно-Монгольской зоне [Хуторской, 1982б], Аппалачам [Roy et al., 1968; Sass et al., 1981].

В пределах Казахской ССР находятся Денисовская и Соколовско-Валерьяновская зоны Южного Урала, где нами измерен тепловой поток в двух скважинах на участке Кужай. Измерения характеризуются весьма стабильными значениями геотермического градиента по стволам скважин (14,7 и 15,2 мК/м) и коэффициентов теплопроводности соответственно 2,18 и 2,20 Вт/мК. Полученные здесь тепловые потоки (33 и 32 мВт/м²) подтверждают существование Южно-Уральской геотермической аномалии.

В области Центрально-Казахстанских палеозоид наиболее древними ядрами являются Кокчетавский и Улутауский антиклинории. В Кокчетавском антиклинории тепловой поток измерен в трех скважинах на Васильковском участке. Среднее значение геотермического градиента по скважинам составляет 21,4 мК/м. Изученный разрез сложен в основном гранодиоритами, трещиноватыми на некоторых интервалах, с интенсивной сульфидной минерализацией. Коэффициенты теплопроводности этих пород изменяются от 2,2 до 2,64 Вт/мК. Среднее же значение составляет 2,34 Вт/мК. Следовательно, тепловой поток равен 49—50 мВт/м² (рис. 2). Такой относительно высокий тепловой поток, по мнению некоторых авторов [Смыслов и др., 1979], объясняется большим вкладом "коровой", радиогенной составляющей теплового потока. Кокчетавский антиклинорий по их классификации относится к "высокорадиоактивным, интенсивно гранитизированным комплексам". Мантийная часть теплового потока составляет лишь 40% от общего глубинного значения. По нашим расчетам [Хуторской, 1982а] вклад "мантийной" составляющей еще меньше — 30%, т.е. 15 мВт/м².

В Селетинском синклинории измерения проведены на двух участках: в западной части, на сочленении со Степнякским синклинорием тепловой поток составляет 32 мВт/м² (участок Акбеит), а в центральной части — 39 мВт/м² (Бестюбе). Это незначительное повышение обеспечивается увеличением геотермического градиента на Бестюбе (13,2 мК/м) по сравнению с участком Акбеит (11 мК/м), при незначительных изменениях средних значений коэффициентов теплопроводности (соответственно 2,97 и 2,91 Вт/мК). В Сарысу-Тенизской впадине значение геотермического градиента равно 21 мК/м. По мнению В.С. Жеваго [1975], тепловой поток здесь составляет 49 мВт/м². По-видимому, автор несколько завысил значение коэффициента теплопроводности терригенных пород впадины, которое в среднем, по его данным, равно 2,3 Вт/мК. Наши определения коэффициентов теплопроводности дают меньшие значения — 1,9—2 Вт/мК. По аналогичной причине несколько завышен тепловой поток в Карагандинской впадине (48 мВт/м²). Наши оценки дают значение 43 мВт/м² (см. рис. 2).

В Жаман-Сарысуйском антиклинории и Успенской тектонической зоне геотермические исследования проведены на участках Кентюбе и Северный Катпар. Участок Кентюбе находится в восточной части Успенской тектонической зоны, вблизи сочленения разновозрастных

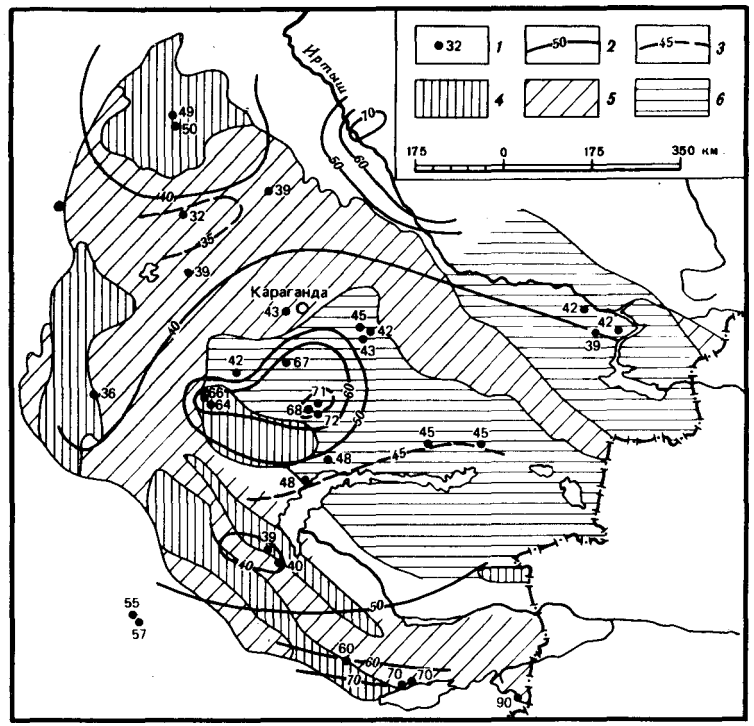


Рис. 2. **Схема теплового потока Центрального Казахстана**

1 — значения теплового потока, мВт/м^2; *2—3* — изолинии теплового потока: *2* — основные, *3* — дополнительные; *4—6* — области с континентальной корой, сформировавшейся [Тектоника..., 1982]: *4* — к концу рифея, *5* — к началу девона, *6* — к концу карбона

структур: позднекаледонской — Чингизского антиклинория и раннегерцинской — Северо-Балхашского синклинория. В строении верхней части земной коры на Кентюбе принимают участие вулканогенно-осадочные породы фаменского яруса, прорванные интрузиями гранодиоритов среднего и верхнего карбона. Геотермические измерения на Кентюбе проведены в шести скважинах. Средний градиент по отдельным скважинам изменяется от 12,6 до 15,1 мК/м. Особенностью теплового поля этого участка является существенное влияние структурно-геологических неоднородностей разреза, связанное как с субвертикальным залеганием пород, так и с резким контрастом коэффициентов теплопроводности различных комплексов. Максимальная величина этого контраста составляет 2:1. На некоторых глубинах по стволам скважин наблюдались значения теплового потока 75—80 мВт/м^2, а на других поток составлял лишь 27—35 мВт/м^2. Однако никакой тенденции изменения теплового потока по глубине не замечено. Это подтверждает статистическая обработка материалов термометрии скважин. Неискаженное значение теплового потока было получено с использованием аналогового моделирования и соответствующих расчетов. Не останавливаясь на методике моделирования и принятых граничных

условиях, уже описанных для данного участка [Хуторской, 1982а], укажем лишь, что значение глубинного теплового потока составляет 41—43 мВт/м^2.

Участок Северный Катпар находится на сочленении Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины, разделенных Жаксы-Тагалинским глубинным разломом. Геологический разрез участка представлен метаморфизованными карбонатными породами нижнего карбона, содержащими прослои ороговикованных углисто-кремнистых сланцев. Интрузивные образования относятся к Акчатаускому комплексу верхней перми—триаса и сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Геотермические исследования проведены в двух скважинах на глубине до 520 м. Геотермический градиент изменяется по стволу скважин от 18 до 23,5 мК/м. Это, как и на предыдущем участке, объясняется сменой литологических комплексов с различными коэффициентами теплопроводности. Моделирование и в этом случае позволило определить глубинный тепловой поток, составляющий 67 мВт/м^2.

При удалении от Токрауской впадины на запад заметна тенденция к снижению теплового потока: в Жаильминской грабен-синклинали он составляет 64—66 мВт/м^2, а в Джезказганской впадине — уже 36 мВт/м^2. Центральная часть Токрауской впадины расположена в осевой зоне Казахстанского геосинклинального пояса [Тектоника..., 1982]. Становление гранитно-метаморфического слоя в этой зоне происходило в основном в позднем карбоне, но процесс "дозревания" коры растянулся вплоть до поздней перми—триаса, о чем свидетельствует образование ультракислых гранитов акчатауского комплекса. Более позднее время становления гранитно-метаморфического слоя коррелируется с относительно высокими значениями теплового потока. Геотермические исследования, проведенные на участке Акчатау [Хуторской и др., 1982], позволили детально описать тепловое поле в условиях различной морфологии рудных тел и вмещающих пород. Геотермический градиент на Акчатау колеблется от 21,6 до 26 мК/м, т.е. выше, чем во всех описанных структурах. Коэффициенты теплопроводности составляют: эффузивов и туфов кислого состава — 2,57±0,08, биотитовых гранитов — 2,97±0,07, грейзеновых тел — 4,09±0,42 Вт/мК. Учитывая эффект контрастной теплопроводности, с помощью моделирования определен глубинный тепловой поток. Он составляет 68 и 71 мВт/м^2 для двух площадей участка Акчатау, различающихся морфологией рудных тел. Для объяснения столь высокого теплового потока проведена оценка его "коровой" и "мантийной" составляющих.

Генерация тепла в единице объема рассчитана по эмпирической формуле: $A = 0{,}133\ \rho\ (0{,}73U + 0{,}20Th + 0{,}27K)$ [Birch et al., 1968], где A — генерация тепла, мкВт/м^3; ρ — плотность пород, г/см^3; U, Th и K — содержания в комплексе пород урана и тория, г/т, и калия, %. Результаты определений генерации радиогенного тепла сведены в табл. 1. Как видно из табл. 1 породы, слагающие разрезы на площадях Северный и Аксай, обладают очень высокой величиной радиотеплогенерации. В среднем эта величина в 4—5 раз превосходит удельную генерацию тепла в гранитно-метаморфическом слое Джунгаро-Балхаш-

Таблица 1

Определение генерации радиогенного тепла на участке Акчатау

Номер скважины	Глубина, м	Содержание			Генерация тепла, мкВт/м³
		U, г/т	Th, г/т	K, %	
		Северный			
38	80	9,5	41,5	4,3	5,8
	160	11,0	49,0	4,0	6,8
	200	69,0	32,9	4,4	20,8
	280	15,0	48,6	4,3	7,8
	300	28,0	57,4	4,3	11,8
43	80	50,0	41,0	4,0	16,4
	120	47,0	49,0	4,2	15,6
	214	10,6	27,5	3,4	5,1
97	60	9,5	52,8	3,4	6,6
	143	9,0	53,5	3,8	6,6
		Аксай			
249	40	5,1	18,3	4,2	2,9
	80	3,2	5,5	3,4	1,6
	240	9,6	15,5	3,5	4,2
	340	6,7	43,7	4,0	5,3
	360	34,0	42,5	3,4	12,2
	380	23,4	50,8	4,3	10,1
	460	7,5	49,5	4,0	5,9
	480	9,4	45,9	4,3	6,1
247	340	43,0	50,5	4,0	15,2
	375	14,9	45,2	4,2	7,5
	380	30,0	44,2	4,2	9,8

ской позднепалеозойской геосинклинальной области [Смыслов и др., 1979]. Особенно высокие значения достигаются в верхних частях контакта рудного тела и вмещающих пород. Несомненно, что аномально высокая радиотеплогенерация — это свойство акчатауского интрузивного комплекса, сложенного лейкократовыми гранитами. Поэтому для расчета теплового потока в земной коре нами принималась во внимание мощность акчатауского плутона (8—9 км), известная по данным ГСЗ, проведенного здесь по профилю Балхаш—Темиртау [Андреев и др., 1964]. Значения удельной теплогенерации в нижней части гранитно-метаморфического и в базальтовом слоях были заимствованы из расчетов Я.Б. Смирнова для ступенчатой модели радиотеплогенерации [Смирнов, 1980]. Таким образом, по имеющимся данным оценен "коровый" тепловой поток 45 мВт/м². Остальная часть глубинного теплового потока (25 мВт/м²) характеризует интенсивность выноса тепла из мантии. Такой относительно высокий мантийный тепловой поток может свидетельствовать о некотором приближении к поверхности Земли границы фракционного плавления вещества верхней мантии.

В южной части Токрауской впадины геотермические исследования проведены на трех участках: Борлы, Каратас и Прибрежном (см.рис. 2).

Здесь развиты раннекаменноугольные гранитоиды балхашского комплекса, свидетельствующего о более раннем по сравнению с Акчатау формировании гранитно-метаморфического слоя. Снижается здесь и тепловой поток. Так, в Борлы градиент равен 18,5 мК/м, коэффициент теплопроводности — 2,59±0,37 Вт/мК и тепловой поток — 48 мВт/м², а на Каратасе и Прибрежном градиент составляет 15,5 мК/м, но здесь коэффициент теплопроводности 3,10±0,32 Вт/мК, что тоже дает значение теплового потока 48 мВт/м².

Тепловая модель литосферы палеозойских геосинклиналей. На основании условия стационарности теплового поля, которое в первом приближении может быть принято для палеозойских структур, рассчитана глубина поверхности астеносферного слоя для основных зон вдоль геотраверса Южный Урал—Балхаш. Эта поверхность часто ассоциируется с глубиной изотермы солидуса высокоглиноземистого кварцевого толеита [Магницкий, 1965; Грин, Рингвуд, 1968]. Расчет проведен методом послойной экстраполяции температуры на подошву каждого слоя литосферы, имеющего различную теплопроводность. При этом учитывалось изменение коэффициентов теплопроводности в зависимости от температуры [Horai, Simmons, 1970]: $\lambda_0 / \lambda_T = 1+CT$, где λ_0 и λ_T — коэффициенты теплопроводности пород соответственно при 0°С и при T°С; C — эмпирическая константа ($C = 1{,}1 \cdot 10^{-3}$ град$^{-1}$). Результаты расчетов приведены в табл. 2. Полученная геотерма сравнивалась с термодинамической кривой солидуса [Грин, Рингвуд, 1968]. Глубина, на которой пересекались эти линии, являлась искомой верхней границей существования расплава. Как видно из табл 2, астеносфера, рассчитанная по геотермическим данным, прослеживается только в областях, континентальная кора которых сформировалась не раньше чем 360—350 млн. лет назад. Наименьшая мощность литосферы (150 км) отмечается в северной части Токрауской впадины (район Акчатау), где кора имеет наиболее молодой возраст. По данным магнитотеллурического зондирования, проведенного в Северном Прибалхашье [Альмуханбетов и др., 1977], глубина залегания высокопроводящего слоя верхней мантии, ассоциируемого с кровлей астеносферы, изменяется от 100 до 180 км, что согласуется с нашей оценкой.

Геодинамический процесс, способный объяснить наблюдаемую корреляцию теплового потока и мощности литосферы с временем становления континентальной коры, сводится к модели кристаллизации и остывания астеносферы. Эта модель имеет под собой реальную основу, так как тепловое влияние других процессов, которые могли бы осложнить модель (осадконакопление, эрозия, образование надвигов и т.д.), в Центрально-Казахстанском поясе рассредоточено. Многие авторы отмечают, что горизонтальные перемещения часто носили рассеянный характер и происходили по системам относительно малоамплитудных и маломощных пластин и чешуй [Моссаковский, 1975; Маркова и др., 1980; Тектоника..., 1982]. В мозаичном поясе Центрального Казахстана как бы наращивалась литосфера за счет кристаллизации астеносферы. Этот процесс начался на периферии пояса и стягивался к его центру.

Для количественной оценки теплового состояния литосферы в

Таблица 2

Расчет глубинных температур по геотраверсу Южный Урал—Балхаш (стационарная модель), °С

Структура (возраст)	$q_{гл}$, мВт/м²	q_M, мВт/м²	Глубина, км								
			H_M	100	150	200	250	300	350	400	450	H_L
Магнитогорский синклинорий (C_2)	22	3	310	350	400	440	480	520	560	600	640	—
Денисовская зона (Кустанайский синклинорий) (C_2)	34	8	400	510	610	700	800	900	990	1090	1180	—
Кокчетавский антиклинорий (R_3 — $Є_1$)	49	15	460	550	660	760	860	950	1150	1280	1420	—
Селетинский синклинорий (O_3)	39	15	500	620	740	860	980	1090	1200	1300	1390	400
Успенская зона (D_3fr)	41	16	480	680	890	1080	1270	1450	1630			350
Жаман-Сарысуйский антиклинорий (C_1)	67	20	650	1000	1300							180
Токрауская впадина (центральная часть)	70	26	710	1140	1540							150
Токрауская впадина (южная часть) (C_1v— C_2b	48	18	560	950	1190	1420						200

Примечание: $q_{гл}$ — плотность теплового потока через поверхность Земли с учетом влияния рельефа и структурно-геологических неоднородностей; q_M — плотность теплового потока через поверхность М; H_M — глубина поверхности М; H_L — мощность литосферы.

процессе ее наращивания проведено нестационарное аналоговое моделирование по методу Г. Либмана. В качестве начального условия принято распределение температуры, соответствующее зонам деструкции — аналогам рифтогенных структур [Тектоника..., 1982]. В современных рифтогенных структурах литосфера имеет мощность приблизительно 20 км [Зорин, 1979], а ниже идет нарастание температуры с адиабатическим градиентом. Именно такая геотермограмма принята нами в модели для времени $\tau = 0$, соответствующего венду. К этому времени, по данным Н.Г. Марковой [Тектоника..., 1982], относится образование основной массы деструктивных зон Центрального Казахстана. Задача решалась с граничным условием II рода на нижней границе, которое в данной модели физически более обосновано, чем условие постоянства температуры (условие I рода), так как в процессе кристаллизации и остывания астеносферного выступа граничная температура изменяется. Достаточно долгая (до 1 млрд. лет) инвариантность теплового потока на глубине 350—400 км, вероятно, также нарушается из-за истощения радиоактивных элементов в мантии. Поэтому предлагаемая модель является лишь первым приближением и требует введения дополнительных ограничений и уточнения временных реперов.

В расчетной модели (рис. 3) мы рассматриваем изменение температуры во времени для верхних 360 км Земли. Предпосылкой к тому служат теоретические [Birch. 1964] и экспериментальные [Грин, Рингвуд, 1968] исследования, показавшие, что с поверхности переходного слоя, т.е. с глубины 350—400 км при давлениях 125—130 кбар должен идти чисто кондуктивный тепловой поток. Моделирование показало, что происходят уменьшение геотермического градиента в верхней части литосферы и кристаллизация вещества, а также постепенное повышение температуры на глубине 360 км из-за низкой температуропроводности среды. При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать зона с адиабатическим градиентом температуры. Для момента $\tau = 10$ млн. лет эта зона расположена в интервале глубин 80—240 км, для $\tau = 50$ млн. лет — 160—220 км, для $\tau = 80$ млн. лет — 180—210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенолинзам или астенопластинам, в терминологии А.В. Пейве [Тектоническая расслоенность..., 1980], 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, кроме кристаллизации сверху вниз, происходит фракционное плавление при более высокой температуре, соответствующей термодинамической обстановке на данной глубине. Затем граница фракционного плавления будет смещаться вверх. В результате фазового перехода поглощается тепловая энергия и соответственно уменьшается тепловой поток. Для идентификации моделирования величина теплоты фазового перехода пересчитывалась в эквивалентное значение плотности теплового потока, которое алгебраически суммировалось с мантийным теплопо-

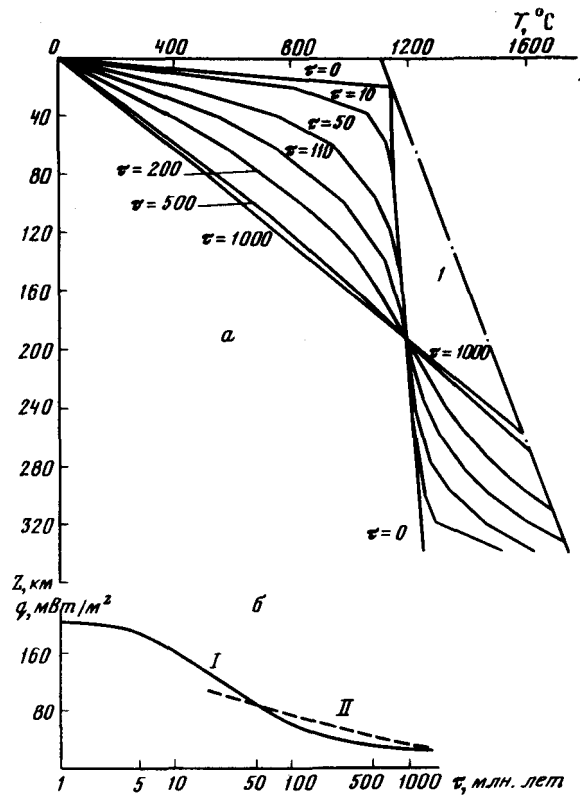


Рис. 3. **Изменение геотермического поля в условиях остывания и кристаллизации при граничном условии II рода на нижней границе**

а — изменение температуры литосферы во времени τ, млн. лет: *1* — геотерма солидуса базальта; *б* — изменение поверхностного теплового потока: I — в данной модели, II — в модели Б.Г. Поляка и Я.Б. Смирнова [1968]

током и задавалось на нижнюю границу. Однако заметим, что эквивалентная плотность теплового потока фазового перехода примерно на порядок ниже глубинного теплового потока из мантии.

Через 1000 млн. лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления практически не зависит от времени и составляет 250—260 км. Для времени 320—230 млн. лет назад, соответствующего раннему карбону—поздней перми, модельная мощность литосферы составляет 180—160 км, что хорошо согласуется с оценкой по эмпирическим данным (см. табл. 2). Однако совпадение модельных и эмпирических данных может быть обманчиво, так как в модели "кристаллизации и остывания" на протяжении всего интервала времени принималась постоянная теплогенерация, соответствующая теплогенерации в базальтовом слое.

Удовлетворительное совпадение стационарной и нестационарной модели свидетельствует, во-первых, о распределении геотермического

поля, близком к стационарному, а во-вторых, о геодинамической ситуации, связанной с кристаллизацией астеносферного выступа.

Рассмотренная модель не удовлетворяет распределению теплового потока в линейных геосинклинальных поясах, в частности в Западно-Мугоджарском и Кустанайском синклинориях. При возрасте континентальной коры, относящемся к среднему карбону [Перфильев, 1979], тепловой поток в этих зонах на 30—40 мВт/м^2 ниже, чем в структурах того же возраста в мозаичном поясе Центрального Казахстана (см. рис. 1). В настоящее время не существует однозначного объяснения этого феномена. В.Е.Сальников [1982] на основании повышенной основности разреза коры Южного Урала и сходства состава и химизма пород геосинклинального основания с океаническими толеитами [Пейве, 1973] считает, что аномальный тепловой поток можно объяснить низкой теплогенерацией в коре (0,4—1,2 мкВт/м^3) и слабым тепловым потоком с поверхности М (не более 8 мВт/м^2). Но в этой модели остаются неясными причины образования столь низкого потока из мантии, так как именно он ответствен за наблюдаемую аномалию. "Коровая" же теплогенерация такой величины отмечается и в других регионах с "нормальными" значениями теплового потока [Смыслов и др., 1979; Смирнов, 1980].

Мы предлагаем геотермическую модель, объясняющую аномально низкий тепловой поток влиянием надвигов, сложенных породами континентальной и протоокеанической коры, а также верхней мантии. Как отмечает С.В. Руженцев [Тектоническая расслоенность..., 1980], нижние пластины, мощные и монолитные по составу, смещались на значительные расстояния, вверх по разрезу число пластин увеличивается, а их мощность уменьшается. Для геотермических расчетов не принципиально, происходит ли обдукция или субдукция. Главное условие — это образование слоисто-надвиговых структур, в которых суммарная мощность аллохтонных пластин соизмерима с толщиной литосферы океанов. Если формирование континентальной литосферы осуществлялось за счет структурной перестройки океанической литосферы, то мощность аллохтонной пластины будет равна 60—70 км — эта мощность наиболее характерна для океанических плит. Как будет показано ниже, при данной мощности аллохтона обеспечивается минимум в современном тепловом потоке, если надвиг происходил в позднем палеозое.

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 ($\tau = 0$) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. Как видно из рис. 4, на глубине 65—70 км в начальный момент существует отрицательный температурный градиент, связанный с "быстрым" надвиганием литопластины с температурой 1200° С на нижней границе на другую литопластину с температурой 0° С на верхней границе. Однако в данной модели на поверхности нижней пластины температура увеличивается приблизительно до 150° С за счет влияния тепла тектонического трения. На глубине 130 км соблюдается

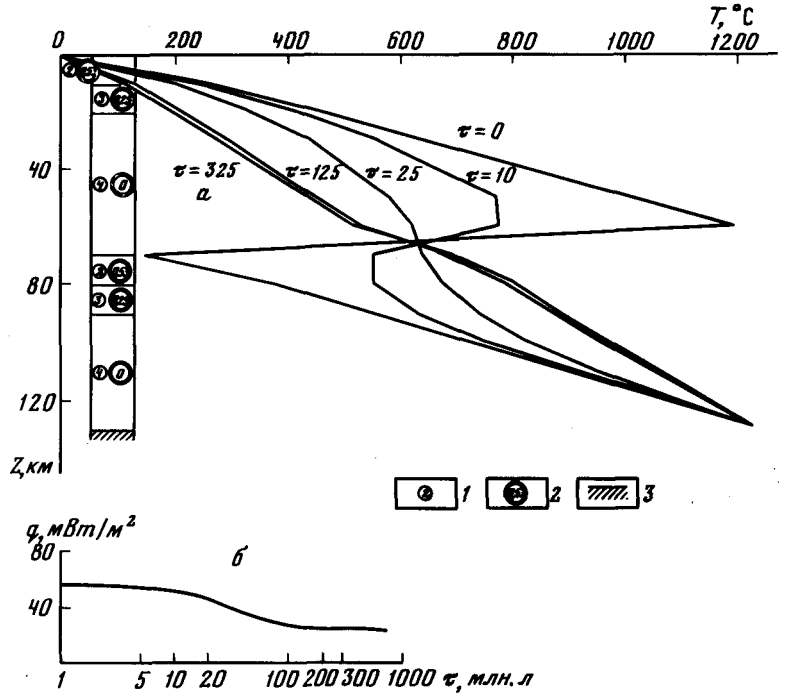


Рис. 4. **Геотермическое поле в условиях надвига при граничных условиях I рода на нижней границе**

а — изменение температуры литосферы после образования надвига в зависимости от времени τ, млн. лет. для теплофизической модели, где *1* — значения коэффициентов теплопроводности, Вт/мК, *2* — теплогенерация в слоях, мкВт/м³, *3* — зона фракционного плавления в мантии; *б* — изменение теплового потока во времени с учетом выделения тепла тектонического трения

граничное условие I рода — поддерживается температура 1220° С соответствующая температуре солидуса высокоглиноземистого кварцевого толеита на такой глубине [Грин, Рингвуд, 1968]. Примерно через 25 млн. лет после образования надвига исчезает отрицательный градиент температуры на плоскости сместителя, а со времени 100 млн. лет на этой поверхности наблюдается примерно постоянная температура. Через 325 млн. лет после образования надвига данной мощности устанавливается стационарное распределение температуры во всей литосфере. Тепловой поток с поверхности Земли, как видно из рис. 4,*б*, в течение этого времени уменьшается примерно в два раза. Минимум теплового потока приурочен ко времени 225—275 млн. лет, а затем, со времени 325 млн. лет наступает стационарное состояние для теплового потока.

Следующий расчет проведен для модели, представляющей собой тот же теплофизический разрез, что и на рис. 4, но с другими граничными условиями: на нижней границе автохтонной пластины соблюдается граничное условие II рода. На рис. 5, *а* показано изменение во времени температуры в литосфере с учетом выделения фрикционного тепла на плоскости скольжения, а также кристаллизационного тепла на нижней границе автохтона. Метод задания теплоты фазового перехода, а также

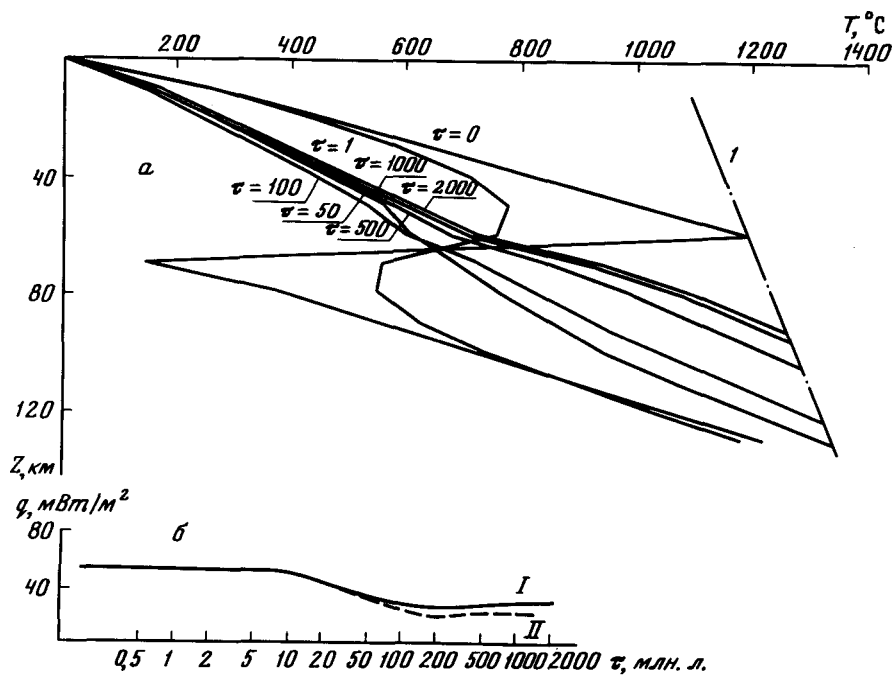


Рис. 5. **Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях II рода на нижней границе**

а — то же, что на рис. 4 (*1* — геотерма солидуса базальта); *б* — изменение теплового потока во времени: I — с учетом, II — без учета тепла фазовых переходов

фиксации глубины и температуры солидуса аналогичен описанному выше. Как видно из рисунка, на нижней границе происходит разогрев за счет существования источника, поддерживающего постоянным тепловой поток. Но для первых 10 млн. лет после образования надвига за счет демпфирующего эффекта теплоты фазового перехода температура на нижней границе изменяется слабо. Но уже через 50 млн. лет температура на глубине 120 км возрастает на 200° С, через 100 млн. лет — на 250° С. Темп приращения температуры со временем уменьшается. Через 1000 млн. лет после образования надвига наступает квазистационарное состояние. Заметим, что при граничных условиях II рода идеального стационарного состояния нельзя достичь даже через бесконечно большое время. В реальных условиях сделанное замечание не имеет значения, так как в процессе эволюции литосферы уменьшится количество выносимого мантией тепла из-за истощения радиоактивных элементов [Любимова, 1968; Поляк и др. 1972] и изменения скорости других энергопреобразующих процессов [Сорохтин, 1977]. Но даже анализируя этот максимальный вариант, можно видеть, что при инвариантном теплопотоке из мантии за 2000 млн. лет может произойти подплавление лишь нижних 35—40 км литосферы. В распределении поверхностного теплового потока во времени (рис. 5,*б*) наблюдается характерный для тепловой модели надвигов минимум, наступающий через 200—250 млн.

лет. Выход на асимптоту имеет в этом случае свою специфику, о которой упоминалось выше. Приблизительно можно считать, что он наступает через 1000 млн. лет.

Таким образом, в моделях надвигов наблюдается необратимое уменьшение поверхностного теплового потока по сравнению с донадвиговой ситуацией. При мощности аллохтонной пластины 65—70 км, соизмеримой с толщиной океанической литосферы, минимальное значение теплового потока, отличающееся приблизительно в два раза от первоначального, характерно для времени 200—300 млн. лет назад, т.е. если надвиг произошел в позднем палеозое, то в современном тепловом потоке мы будем видеть аномально низкие значения. Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста континентальной коры в мозаичном геосинклинальном поясе Центрального Казахстана связано с постепенным наращиванием литосферы за счет кристаллизации астеносферного выступа, сформировавшегося в венде. Кристаллизация началась на периферии пояса и стягивалась к его центру. Существование астенолинзы возможно на глубинах от 150 до 350 км для структур континентальной коры не старше позднего девона.

2. Аномально низкий тепловой поток в Мугоджарах и на Южном Урале, а также в других линейных поясах позднего палеозоя объясняется влиянием надвигов с суммарной мощностью, соизмеримой с толщиной океанической литосферы. При такой мощности в современном тепловом потоке наблюдаются минимальные значения.

3. Процессы трансформации энергии: теплота фазовых переходов, радиогенное тепловыделение в верхней части земной коры не играют решающей роли в тепловой эволюции литосферы. Они или воздействуют относительно непродолжительное время, или слабо изменяют наблюдаемый тепловой поток.

Литература

Альмуханбетов Д., Алипбеков Е., Галкин А.С., Тулегенов С. Исследование земной коры и верхней мантии в Казахстане магнито-теллурическими методами. Алма-Ата: Наука, 1977. 152 с.

Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмидт В.И. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика его изучения. — Изв. АНКазССР. Сер. геол., 1964, вып. 4, с. 3—15.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева З.А., Хайковский Э.С. Тепловой поток западной части Алтас-Саянской области. — Геология и геофизика, 1978, N 4, с. 96—100.

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 225 с.

Зорин Ю.А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, N 9, с. 37—43.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.

Маркова Н.Г., Павлова Т.Г., Розен О.М. и др. О тектоническом районировании палеозоид Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1980, N 1, с. 122.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 314 с.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, N 12, с. 7—25.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979, 187 с.

Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геоэнергетики. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 7—26.

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — Геотектоника, 1968, N 4, с. 3—19.

Сальников В.Е. Новые данные о распределении теплового потока на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, N 4, с. 944—947.

Сальников В.Е., Огариков И.С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, N 6, с. 1456—1459.

Смирнов Я.Б. Тепловой режим тектоносферы: Объяснительная записка к Карте теплового потока СССР масштаба 10000000. М.; Л.: ГУГК, 1980. 118 с.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979, 191 с.

Сорохтин О.Г. Энергетический баланс Земли. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977, с. 57—66.

Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2500000. М.: Наука, 1982. 137 с.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.

Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982а. 77 с.

Хуторской М.Д. Новые данные о тепловом потоке в МНР. — Докл. АН СССР, 1982б, т. 262, N 2, с. 434—437.

Хуторской М.Д., Марголин Е.М., Муравьев А.В., Шильников А.М. Тепловое поле месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 4, с. 119—125.

Birch F. Density and composition of mantle and core. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, p. 4377—4388.

Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat Flow and thermal history in New England and New York, chapter 33. — In: Studies in Appalachi... N.Y., 1968, p. 437—451.

Horai K., Simmons G. An empirical relationship between thermal conductivity and Debye temperature for silicates. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 978—982.

Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 16, p. 5202—5221.

Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S. et al. Heat flow the crust of the United States. — In: Phisical properties of rocks and minerals. McGraw Hill., 1981, p. 503—548.

УДК 550.361

Ю.Г. Шварцман

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тепловое поле Тянь-Шаня в течение последних 20 лет изучалось рядом исследователей научных и производственных организаций страны [Любимова, Фирсов, 1966; Любимова, Фирсов, Зуев, 1978; Назаров, Чарушников, 1968; Шварцман, 1980]. Много геотермических измерений в глубоких скважинах выполнено Киргизской геофизической экспедицией Управления геологии Киргизской ССР (В.А. Баданов и др.) и Киргизской комплексной геофизической экспедицией треста Саратовнефтегеофизика в скважинах, пробуренных объединением Киргизнефть. Ряд скважин исследовал В.И. Падучих (ГИН АН СССР) и любезно предоставил данные автору настоящей работы.

Всего автором обобщены материалы геотермических исследований в 97 скважинах на территории Киргизии и прилегающих районов Узбекистана, Казахстана и Таджикистана. Геотермические градиенты и значения теплового потока в интерпретации автора определялись для одной общей глубины 1000 м от дневной поверхности, в большинстве случаев с осреднением на интервале 500—1500 м. Эти значения свободны от различного рода суточных сезонных и других краткопериодных колебаний. Кроме того, выбор такого интервала позволяет использовать наибольшее количество полученных измерений.

Имеющаяся информация распределена неравномерно по территории региона. Наибольшая плотность наблюдений — 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 1:2 500 000, если ориентироваться на существующие кондиции для гравиметрических и магнитометрических съемок.

При определении плотности теплового потока по измеряемым геотермическим градиентам использовались данные о средней теплопроводности горных пород, определенной по образцам керна изученных буровых скважин [Любимова, Фирсов, 1966; Любимова, Фирсов, Зуев, 1978; Шварцман, 1980]. В полученные значения плотности потока вводились поправки в соответствии с рекомендациями вышеуказанных работ. Для скважин, расположенных во впадинах, заполненных рыхлыми отложениями мощностью менее 1 км, поправки к теплопроводности на влияние температуры и топографические поправки из-за их малой величины не вводились. Для скважин во впадинах с мощностью осадков более 1 км учитывалось влияние длительного осадконакопления, отбиравшего часть тепла, оцененное в +8%. Поправка к теплопроводности на давление, связанная с большими глубинами скважин, в этом случае компенсируется убыванием теплопроводности при росте температуры в скважинах. В определения потока во впадинах

на вершинах одиночных горных цепей вводилась топографическая поправка +13%. Данные по замерам на горных хребтах исправляли на +14,4% за топографию и +11% на влияние прошлых оледенений.

Средние значения градиентов на глубине около 1000 м составляют 25 мК/м, а диапазон их изменений — 7—40 мК/м. Средние значения теплового потока — 55 мВт/м^2 при диапазоне изменения 16—134 мВт/м^2. В целом величины градиентов и потока возрастают с юга на север. В широтном направлении выделены чередующиеся аномальные зоны северо-западного простирания: Пржевальская — пониженных, Восточно-Киргизская — повышенных, Чуйско-Нарынская — пониженных и Западно-Киргизская — повышенных геотермических градиентов и теплового потока. В пределах зон выделены аномалии второго порядка.

Анализ изменения значений геотермических градиентов с глубиной выполнен с использованием измерений температур в глубоких скважинах, вскрывших осадочный слой и кристаллический фундамент, и данных о глубине поверхности Кюри магнетита, температура которой принята равной 585° С. Выбраны три уровня определения геотермических градиентов. Первый уровень — в осадках мезозоя и кайнозоя на глубине около 1000 м. Второй — поверхность изверженных и осадочных палеозойских отложений. Ввиду ограниченности количества измерений, древности (более 200 млн. лет) осадков и предполагаемой равномерной прогретости измеренный в верхней части палеозоя геотермический градиент распространен на всю верхнюю часть консолидированной коры (гранитный слой). За третий уровень принята глубина залегания изотермы Кюри магнетита, определенная по глубине залегания нижних кромок магнитоактивных масс, создающих зональные аномалии магнитного поля [Шварцман, 1978].

Данные по геотермическим градиентам и температурам на этих трех уровнях и сведения о мощности слоев земной коры по данным сейсмологии [Крестников, Нерсесов, Штанге, 1980], сопоставленные с данными ГСЗ, позволили определить в ряде пунктов бурения глубоких скважин значения геотермических градиентов в нижней части земной коры (базальтовом слое) и в верхней мантии.

Геотермические градиенты в нижней коре и верхней мантии определены по формуле:

$$g_{нк} = \frac{T_к - T_{нач} - M_{ос} \cdot g_{ос} - M_{вк} \cdot g_{вк}}{H_к - M_{ос} - M_{вк}} \qquad (1)$$

при условии, что $H_к > M_{ос} + M_{вк}$ и $T_к \geqslant T_{нач} + M_{ос} \cdot g_{ос} + M_{вк} \cdot g_{вк}$, где $M_{ос}$ — мощность мезозойско-кайнозойских осадков, км; $M_{вк}$ — мощность гранитного слоя, включая верхнепалеозойские породы; км; $g_{ос}$ — геотермический градиент в осадочном слое на глубине около 1 км, мК/м; $g_{вк}$ — геотермический градиент в гранитном слое, включая верхнепалеозойские породы, мК/м; $g_{нк}$ — геотермический градиент в базальтовом слое и верхней мантии, мК/м; $T_{нач}$ — начальная температура в скважине вблизи дневной поверхности (0—0,1 км), °С; $T_к$ — температура точки Кюри магнетита, равная 585° С; $H_к$ — глубина изотермы Кюри магнетита, определенная по нижним кромкам магнитоактивных масс, вызывающих зональные аномалии геомагнитного поля, км.

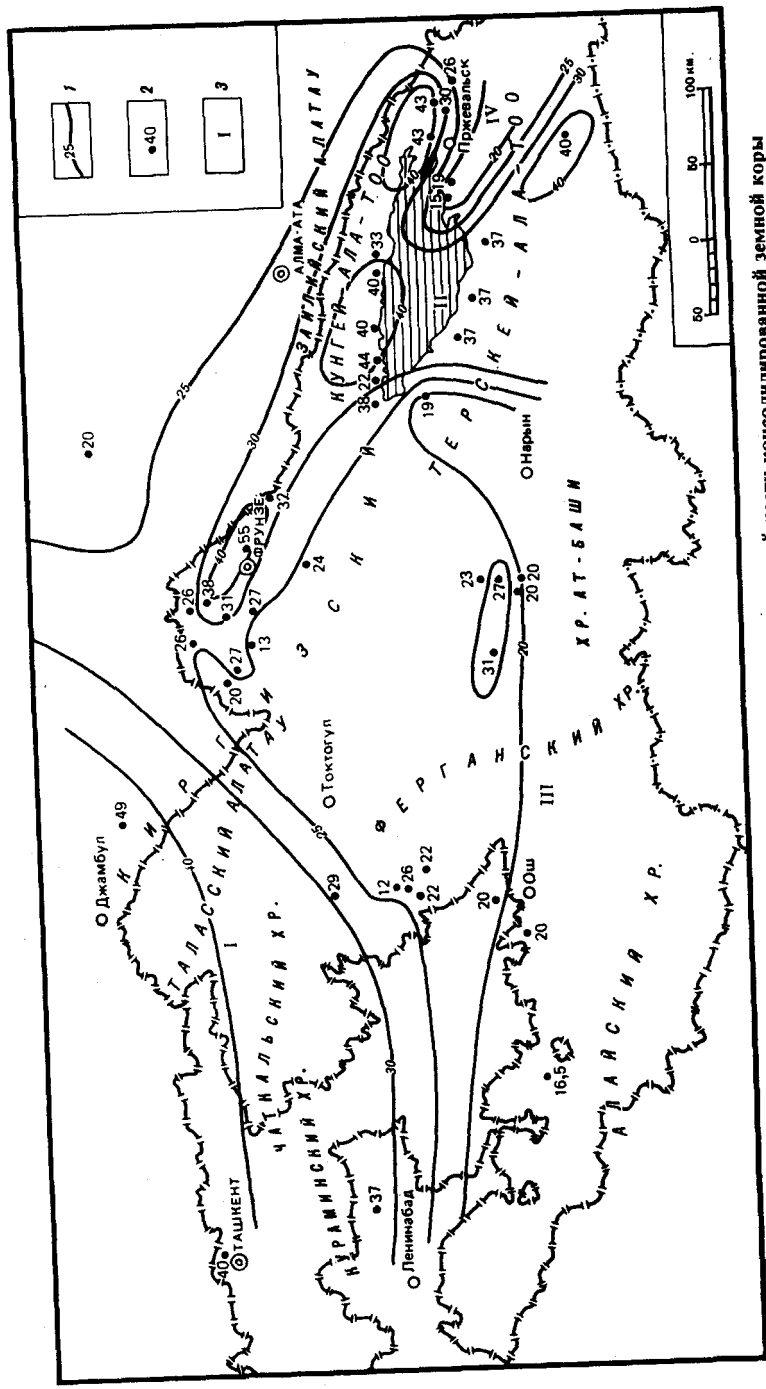


Рис. 1. Схематическая карта геотермических градиентов в верхней части консолидированной земной коры (гранитном слое) Тянь-Шаня

1 — изолинии геотермических градиентов, мК/м; 2 — буровые скважины, в которых определены градиенты, рядом их значения; 3 — аномальные зоны градиентов: повышенных — I — Таласо-Чаткало-Кураминская, II — Восточно-Киргизская, пониженных — III — Фергано-Нарынская, IV — Пржевальская

Расчеты температур на поверхности Мохо выполнены по формуле

$$T_{М} = T_{вк} + M_{вк} \cdot g_{вк} + M_{нк} \cdot g_{нк}, \qquad (2)$$

где $T_{М}$ — температура на поверхности Мохо, °С; $T_{вк}$ — температура на поверхности консолидированной коры, °С; $M_{нк}$ — мощность базальтового слоя, км; остальные обозначения те же, что и в формуле (1).

Для определения глубины залегания солидуса полученные по скважинам геотермограммы экстраполировались до температуры 1300° С по формуле

$$H_{1300} = H_{М} + \frac{1300 - T_{М}}{g_{нк}}, \qquad (3)$$

где $H_{М}$ — мощность земной коры, км; H_{1300} — глубина положения изотермы 1300° С, км.

Глубина солидуса определялась по точкам пересечения рассчитанных геотермограмм и кривой изменений с глубиной температуры плавления частично насыщенных водой горных пород, по [Чермак, 1982].

Средние значения геотермических градиентов в мезокайнозойских осадках равны 25 мК/м, а диапазон изменения — от 12 до 37 мК/м. Средние значения теплового потока — около 53 мВт/м^2. Для впадин Северного Тянь-Шаня, где средние значения градиентов около 24 мК/м, а в разрезе преобладают осадки кайнозоя (причем начиная с верхнего палеогена), существенно их экранирующее влияние, приводящее к занижению геотермических градиентов. Для этих районов характерно приращение градиента в верхнепалеозойских и нижележащих породах, достигающее 11 мК/м. В восточной части Ферганской впадины, где разрез мезозойских и кайнозойских осадков более полный, отмечено уменьшение градиента с глубиной в палеозойских породах, достигающее 10 мК/м. При этом средние значения градиентов в мезозое и кайнозое повышены до 28 мК/м, при тепловом потоке — до 60 мВт/м^2.

В верхней части консолидированной земной коры (в гранитном 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 (29 определений), а в Срединном и Южном Тянь-Шане — 25 мК/м (16 определений), по-видимому, за счет преобладающего развития гранитоидов (основных источников радиогенного тепла) на севере и обедненности ими толщ, относимых по физическим свойствам к гранитному 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 мК/м и более характеризуется Таласо-Чаткало-Кураминская и Восточно-Киргизская аномальные зоны (рис. 1). 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 на Казахстанской платформе установлено понижение геотермических градиентов. Простирание Таласо-Чаткало-Кураминской зоны совпада-

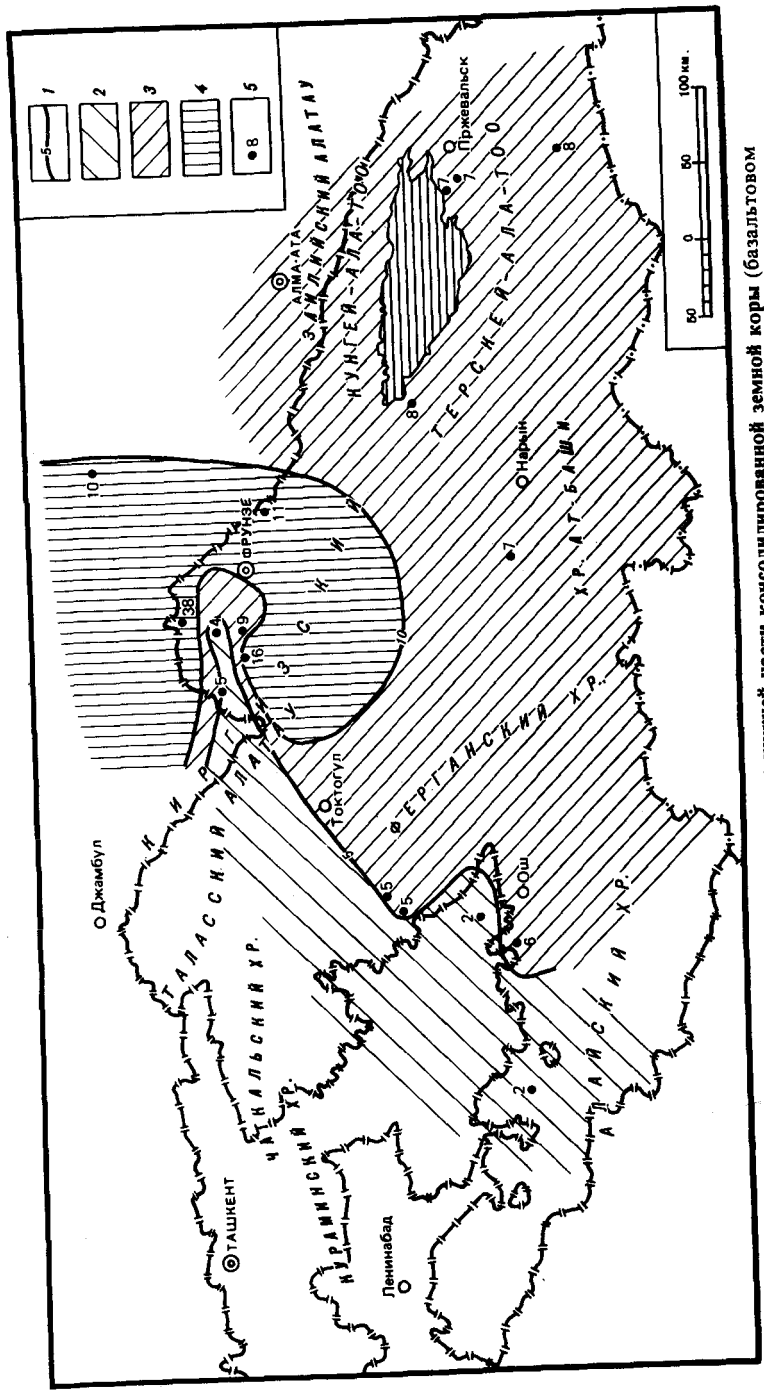


Рис. 2. Схема геотермических градиентов в нижней части консолидированной земной коры (базальтовом слое) и верхней мантии Тянь-Шаня

1 — изолинии геотермических градиентов, мК/м; 2—4 зоны градиентов, мК/м: 2 — Западно-Тянь-Шаньская пониженных (менее 5), 3 — Восточно-Тянь-Шаньская средних (5—10), 4 — Чуйско-Джумгальская повышенных (более 10); 5 — точки определения градиентов и их значения

ет 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 — 20—25 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 западную часть Южного Тянь-Шаня. Средние значения градиентов 27—31 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 Тань-Шаньского орогена в областях, пограничных с Туранской и Казахстанской платформами. Южная граница орогена (при настоящей степени изученности) характеризуется в основном низкими геотермическими градиентами.

В нижней части коры Тянь-Шаня геотермические градиенты в пределах 2—38, а наиболее распространены значения 2—8 при средних около 6 мК/м (рис. 2.). Средние значения градиентов для Северного Тянь-Шаня примерно 8, а для Срединного и Южного — 5 мК/м. Для всего Тянь-Шаня характерно понижение геотермических градиентов в нижней коре по отношению к верхней почти на 20 мК/м. Очевидно, это связано с уменьшением теплотворной способности пород нижней части коры. В северной части Восточно-Чуйской впадины и западной части зоны Терскей-Киргизского разлома градиенты в нижней коре возрастают по сравнению с верхней, что, видимо, следует объяснять поступлением значительного количества тепла из мантии и преобладанием этого источника тепла над радиогенным.

Несмотря на установленные различия в средних значениях градиентов в нижней части коры и верхней мантии для Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня, главные закономерности их изменчивости по латерали не укладываются в рамки перечисленных известных структурно-формационных областей. Замечательной особенностью является общее уменьшение геотермических градиентов в Западном и увеличение в Восточном Тянь-Шане. Причем западнее Таласо-Ферганского разлома рассчитаны значения 2—6, а восточнее его — 7—8 мК/м и более. В северной части Восточного Тянь-Шаня (район г. Фрунзе) выделена изометричная аномалия относительно высоких (более 10 мК/м) градиентов, включающая ранее упомянутые части Восточно-Чуйской впадины и зоны Терскей-Киргизского разлома, где градиенты возрастают с глубиной.

Все это свидетельствует о существенно большем количестве мантийного тепла, поступающего в кору Восточного Тянь-Шаня по сравнению с Западным, что, очевидно, является фундаментальной

характеристикой, определяющей процессы неотектонической активизации Тянь-Шаньского орогена в целом. Аномально высокие значения градиентов позволяют предположить поднятие в самой нижней части коры и верхней мантии мантийного астенолита на территории Восточно-Чуйской впадины, прилегающей к г. Фрунзе.

При средней теплопроводности пород нижней коры 1,68 Вт/мК [Смыслов и др. 1979] средняя величина теплового потока в этом слое составляет около 10 мВт/м^2, в Северном Тянь-Шане примерно 13 мВт/м^2, а в Срединном и Южном — 8 мВт/м^2. Полученные результаты показывают, что вклад мантийной и нижнекоровой составляющей в суммарный глубинный тепловой поток территории Тянь-Шаня в среднем не превышает 15—20%. Соответственно вклад верхнекоровой (существенно радиогенной) составляющей достигает 80—85%.

Сопоставление закономерностей распределения плотности теплового потока с данными о строении земной коры Тянь-Шаня [Крестников и др., 1980] показывает, что плотность потока прямо 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 км, так и в центральной части Иссык-Кульской впадины и Терскейского 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.

Плотность потока наибольшая там, где по данным гравиметрии предполагаются максимальные мощности верхней части консолидированной коры до 30—40 км при незначительном развитии осадочного слоя (Таласо-Чаткало-Кураминская и Восточно-Киргизская аномальные зоны), т.е. там, где наиболее распространены породы, определяющие увеличение радиогенной составляющей потока.

Для зон пониженного потока такой закономерности не устанавливается. Очевидно лишь, что на понижение потока значительное влияние оказывает развитие мощного осадочного слоя межгорных впадин и предгорных прогибов.

Зависимость глубины до изотермы солидуса (мощности литосферы) от плотности теплового потока на поверхности консолидированной земной коры (поверхности палеозоя) имеет экспоненциальный характер, близкий к установленному [Чермак, 1982] по другой методике. При плотности потока более 90 мВт/м^2 толщина литосферы — 30 км и менее. При плотности потока менее 50 мВт/м^2 толщина литосферы возрастает до 150 км и более, а при менее 40 мВт/м^2 она устойчиво не определяется.

Температуры на поверхности Мохо в Тянь-Шане меняются в широких пределах от 500 до 1600° С. Увеличение температур происходит с юга на север и с запада на восток. Средние значения, характерные для центральной части орогена, достаточно высокие — 800—1000° С. Зоны аномально высоких температур до 1300—1600° С выделены по западной, северной и северо-восточной его окраинам и в основном соответствуют зонам повышенных геотермических градиентов в верхней части консолидированной коры. К Туранской и Казахстанской платформам

температуры на Мохо снижаются до 700—800° С. Юго-западнее Ферганского хребта установлены аномально низкие температуры на Мохо до 500—600° С в пределах Ферганской впадины и ее северо-восточного и южного горного обрамления. Такие же аномалии пониженных температур отмечены в южной части Восточно-Чуйской и восточной части Иссык-Кульской впадин.

Глубина до изотермы солидуса, сопоставляемая с мощностью литосферы, на большей части территории Тянь-Шаня в пределах 75—100 км, что характерно для районов сравнительно молодой тектонической активности (рис. 3). Она возрастает к северу на Казахстанской платформе до 150 км [Чермак, 1982] и к югу в Ферганской впадине и Туркестано-Алае до 175 км и более. В ряде пунктов на юге она даже не определяется, так как тепловой поток здесь ниже 40 мВт/м^2.

На этом фоне выделяется дугообразная выпуклая к северу полоса, в пределах которой мощность литосферы сокращена до 30—50 км. Она проходит в направлении Курама—Чаткал—Талас—Кендыктас—Западный Кунгей—Центральный Терскей—Джетым—Акшийрак. Эта полоса охватывает большей частью древние срединные массивы (или их части) Срединного и Северного Тянь-Шаня, активизированные в новейшее время. На части территории (север Восточно-Чуйской и центральная часть Иссык-Кульской впадин) активизация еще не проявилась в поверхностных структурах. Но в то же время здесь проплавлена не только верхняя мантия, но и нижняя часть земной коры (Северо-Чуйская зона, Чаткал, Талас) (рис. 4), а в Иссык-Кульской впадине — и нижняя часть верхней консолидированной коры. Зона сокращения мощности литосферы до 40—50 км северо-западного простирания выявлена в западной части Нарынской впадины, примыкающей к Ферганскому хребту. Поверхность солидуса здесь приподнята до поверхности Мохо.

Сохранились неактивизированные "осколки" литосферных глыб Муюнкумо-Наратского срединного массива (Южно-Чуйский и Пржевальский), где литосфера имеет мощность до 150—220 км, зажатые между активизированными районами и погружающиеся в течение всего новейшего времени (см. рис. 4).

Таким образом, процессами активизации, проявившимися в сокращении мощности литосферы и повышении температуры недр, охвачена большая часть территории Тянь-Шаня. Однако в его центральной части эти процессы идут умеренно, а в северо-западных, северных и восточных районах наиболее активно. Наименее активизированы Фергано-Алайская зона и отдельные части Муюнкумо-Наратского массива. При этом западнее Таласо-Ферганского разлома степень активизации монотонно возрастает с юга на север, а восточнее — с юга на север и с запада на восток, далее снижаясь на Казахстанской платформе.

Выделенная полоса сокращенной мощности литосферы и наибольшей ее активизации Курама—Чаткал—Талас—Кендыктас—Кунгей проходит вблизи и субпараллельно западной и северной границам Тянь-Шаньского орогена с Туранской и Казахстанской платформами. Ее часть, охватывающая Кунгей—Центральный Терскей—Джетым—Акшийрак, расположена внутри орогена поперечно к основным региональным структурам (Барскаунская зона) и субпараллельно Таласо-

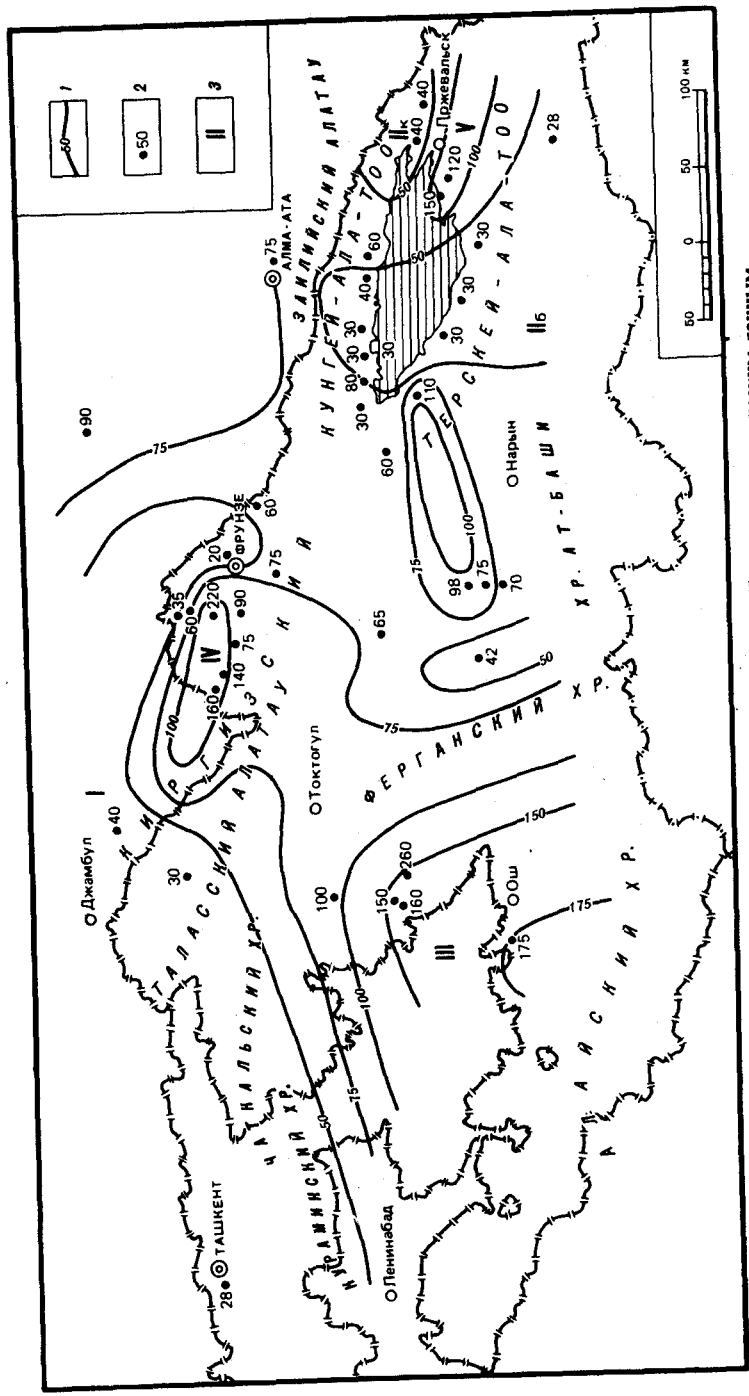


Рис. 3. **Карта мощности литосферы** (глубины солидуса) **Тянь-Шаня по геотермическим данным**
1 — изолинии мощности литосферы, км; 2 — пункты расчета мощности литосферы; *3* — зоны аномальной мощности литосферы: пониженной — I — Северо-Западно-Тянь-Шаньская, II — Восточно-Тянь-Шаньская (6 — Барскаунская, к — Кунгейская), повышенной — III — Фергано-Нарынская, IV — Южно-Чуйская, V — Пржевальская

Ферганскому разлому. Те же особенности имеет и район сокращения мощности литосферы в западной части Нарынской впадины.

Сопоставление карты сейсмического районирования Киргизии в масштабе 1:2500000 [Джанузаков и др., 1977] с равномасштабной картой теплового потока, приведенного к глубине 1 км от земной 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 соответственно 30—40 и 60—90 мВт/м^2. Для слабоизученных юго-восточных районов Тянь-Шаня и отдельных сейсмоактивных участков такая закономерность не устанавливается.

Известно, что повышенная сейсмоактивность в Тянь-Шане связана с зонами глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию. Установлено, что аномалии повышенной сейсмоактивности A_{10} приурочены к зонам Терскей-Киргизского, Таласо-Ферганского, Восточно-Ферганского, Южно-Ферганского, Южно-Тянь-Шаньского и других глубинных разломов [Джанузаков и др. 1977]. Причем в Восточном Тянь-Шане аномалии A_{10} приурочены к тем глубинным разломам, которые связаны с зонами резкого изменения глубин от 100 до 150 км и более до солидуса, отождествляемого с нижней границей литосферы, и скоростных характеристик верхней мантии (Терскей-Киргизский, Таласо-Ферганский разломы) [Юдахин, 1982]. Для юго-западной части Тянь-Шаня эти зависимости пока достаточно не изучены. В зонах уменьшения глубин до солидуса и сокращения мощности литосферы значительно менее 100 км сейсмическая активность A_{10} не превышает фоновых значений (см. рис. 4).

В то же время наибольшие глубины очагов землетрясений в Тянь-Шане не превышают 50 км, а подавляющее их большинство находится на глубинах до 25—30 км в пределах верхней части консолидированной земной коры. Температура на этих глубинах по данным комплексных геотермических и магнитометрических исследований не превышает 585° С — температуры точки Кюри магнетита. Из этого следует, что сейсмоактивный слой в Тянь-Шане лежит в пределах магнитоактивного слоя литосферы.

Комплексное рассмотрение геотермических условий и направлений деформаций в верхней части консолидированной коры в известных зонах возникновения очагов сильных землетрясений, по Т.Я. Беленович, [Юдахин, 1982] показывает, что большинство из них представляет собой зоны растяжения, зачастую со сдвигом, расположенные в узлах пересечения глубинных разломов, и характеризуются повышенным 60—100 мВт/м^2 тепловым потоком (см. рис. 4). Это Фергано-Атойнокская 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 (30—50 мВт/м^2) тепловым

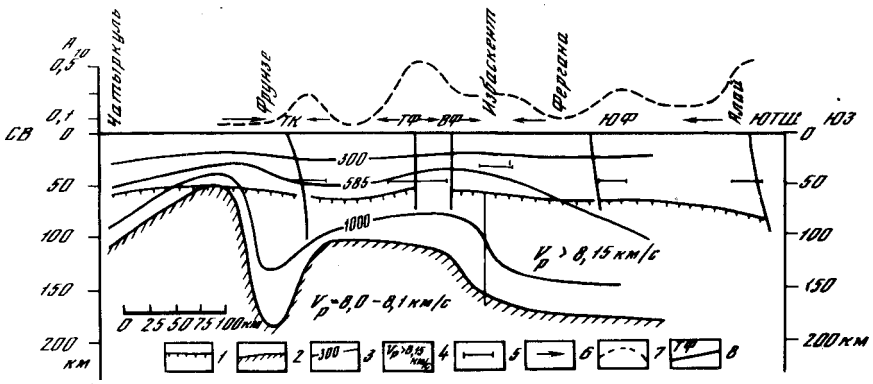


Рис. 4. **Разрез литосферы Тянь-Шаня по направлению Кендыктас—Алай**

1 — поверхность Мохо по сейсмологическим данным [Крестников и др., 1980]; *2* — поверхность солидуса по данным геотермии; *3* — геоизотермы; *4* — скорости продольных волн в верхней мантии [Винник, 1976, 1982]; *5* — нижняя граница положения очагов сильных землетрясений (M ≥ 4,8) за период 1929—1950 гг. [Джанузаков и др., 1977]; *6* — направления движения горных масс по данным изучения механизмов очагов сильных (M ≥ 3,9) землетрясений за период 1960—1981 гг., по Т.Я. Беленович [Юдахин, 1982]; *7* — распределение сейсмической активности A_{10} [Джанузаков и др., 1977]; *8* — глубинные разломы: ТФ — Таласо-Ферганский, ЮТШ — Южно-Тянь-Шаньский, ЮФ — Южно-Ферганский, ВФ — Восточно-Ферганский, ТК — Терскей-Киргизский

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.

В работе [Глико, Ровенских, 1982] показано, что плотность глубинного теплового потока на подошве литосферы, достаточная и необходимая для формирования новейшего поднятия Тянь-Шаня за счет возбуждения нижней границы литосферы нестационарным тепловым потоком, должна быть не менее 50—80 мВт/м^2. На подавляющей части территории Тянь-Шаня тепловой поток в нижней части коры и верхней мантии в пределах 4—13 мВт/м^2. Не составляет исключения и большинство районов в полосе сокращения мощности литосферы и наибольшей ее активизации. Только в северной части Восточно-Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня тепловой поток в нижней части коры и верхней мантии достигает и превышает 50 мВт/м^2. По Кураминскому району в последнее время получены аналогичные материалы [Аршавская, 1983]. В Барскаунском районе наши данные о наличии очага расплава в земной коре и низкие менее 7,85 км/с скорости продольных волн в верхней мантии [Винник, 1976; Юдахин, 1982] позволяют предполагать высокие тепловые потоки и наличие мантийного астенолита в верхней мантии. Однако этой версии противоречат данные сейсмологии [Крестников и др., 1980] об утолщении здесь до 60 км земной коры и погружении поверхности Мохо.

Была сделана попытка [Шварцман, Белицкий, 1983] оценить положение центров источников аномалий теплового поля в Барскаунском районе на основе трансформаций аномалий методом осреднения с различными радиусами и выделения региональной и локальной

составляющих этого поля. Оценка выполнена для собственно Барскаунской и Центрально-Иссык-Кульской аномалий Восточно-Киргизской зоны повышенного теплового потока. Линейная в плане Барскаунская аномалия аппроксимирована вертикальным пластом толщиной 14 км, центр залегания аномалиеобразующих масс которого находится на глубине около 32 км при мощности земной коры здесь до 60 км. Изометричная Центрально-Иссык-Кульская аномалия аппроксимирована шаром радиусом 9 км с центром на глубине около 22 км в пределах гранитного слоя. Оба объекта полностью локализованы в земной коре, а возраст их не превышает 1 млн. лет, что не противоречит времени современной тектонической активизации региона.

Очевидно, очаг расплава ограничен внутри земной коры, а глубже геотермические градиенты резко уменьшаются (возможно, до отрицательных значений [Смыслов и др., 1979]), а плотность теплового потока приближается к средней. Следовательно, высокая степень активизации северо-западной и северной периферии Тянь-Шаньского орогена прямо не связана с поднятием мантийных астенолитов. Для остальных районов Тянь-Шаня этот вывод еще более очевиден.

По-видимому, ведущим фактором активизации Тянь-Шаня является деструкция литосферы в результате субмеридионального сжатия, которая приводит к развитию чередующихся поднятий и прогибов, диагональных сдвигов [Хаин, 1978]. Деструкция литосферы приводит к скучиванию и утолщению ее в Фергано-Алайской зоне юго-западнее Таласо-Ферганского разлома. На границе с жестким упором Таримской и Казахстанской платформ деструкция приводит к аномальному внутрикоровому разогреву, сопровождаемому поднятием мантийных астенолитов в отдельных районах пограничной полосы, и последующему сокращению мощности литосферы.

Для внутренней части орогена характерно наличие активизированных в разной степени районов, а также "осколков" неактивизированных глыб древних срединных массивов. Наиболее активизированные районы (центральная часть Иссык-Кульской и западная часть Нарынской впадин) имеют северо-западные и субмеридиональные простирания и связаны с Таласо-Ферганским и Барскаунским глубинными разломами. Наименее активизированные районы имеют простирания, близкие к субширотным, и связаны с западным и восточным участками Терскей-Киргизского глубинного разлома. Активизация внутренней части орогена проявляется в настоящее время в преимущественном развитии поперечных структур, так называемых антитянь-шаньских простираний, и связана прежде всего с внутрикоровым разогревом в условиях общего субмеридионального сжатия.

Исследования теплового поля Тянь-Шаня позволили оценить перспективы использования геотермальной энергии региона, в первую очередь его межгорных впадин, заполненных мощными толщами неоген-четвертичных и мезозойских осадочных отложений.

Артезианские бассейны межгорных впадин Тянь-Шаня являются значительными источниками геотермальной (гидротермальной и петротермальной) энергии, доступными для использования в настоящее время и ближайшие десятилетия. Наибольший интерес представляют Восточ-

но-Чуйская, Иссык-Кульская, Нарынская, восточная часть Ферганской и ряд более мелких впадин, в пределах которых расположены промышленные и культурные центры Киргизии — потенциальные потребители геотермальной энергии.

Результаты геолого-геофизических исследований литологического состава и структуры осадочного слоя впадин, измерения температур и геотермических градиентов позволили выделить площади, перспективные для поисков месторождений пластовых термальных вод на глубинах до 2 км и благоприятные для использования петротермальной энергии нижней части осадочного слоя на глубинах до 5 км. С использованием данных о геотермическом градиенте, минимальных среднегодовых значениях температуры подземных вод, равных в среднем 12° С, и фактических замеров в скважинах были определены глубины залегания изотермы 42° С. Ниже этих глубин во впадинах на площадях развития мощных кайнозойских осадков, имеющих удовлетворительные коллекторские свойства, расположены зоны, перспективные на поиски пластовых месторождений горячих геотермальных вод, пригодных для бальнеологических целей.

В Восточно-Чуйской впадине выделена субширотная Предкиргизская Фрунзенская перспективная зона длиной до 150 км и шириной 10—30 км с прогнозируемыми глубинами залегания геотермальных вод 1,5—2 км. Эти данные были апробированы и подтверждены поисковым бурением на территории города Фрунзе. В настоящее время на их основе ведутся поиски месторождений термальных вод в других частях этой зоны.

В Иссык-Кульской впадине уточнено положение и определены размеры Чолпон-Атинской площади, высокоперспективной на поиски пластовых месторождений горячих термальных вод на глубинах более 1 км, протянувшейся по северному побережью оз. Иссык-Куль на 60 км при ширине 5—7 км. Выделены высокоперспективные Рыбачинская (20 × 10 км) и Тоссорская (35 × 5 км) площади с глубинами распространения термальных вод 1 км и более в неоген-четвертичных осадках, Тюпская (70×10 км), Покровская (40×15 км) и Пржевальская (30×15 км) площади, где прогнозируемые глубины месторождений термальных вод в тех же осадках более 1,4 км.

Вся восточная часть Ферганской впадины, ограниченная на западе по меридиану, а на юге по широте г. Ош, является перспективной для поисков месторождений пластовых термальных вод на глубинах более 1—1,5 км. При этом наиболее перспективны территории Майли-Суйского и Карагундайского выступов, а в их пределах площади нефтегазовых месторождений Избаскент, Майли-Су-IV и Восточный Избаскент, где температуры более 42° С достигаются в неогеновых отложениях на глубинах менее 1 км.

В Нарынской и Джумгольской впадинах прогнозируемые глубины пластовых месторождений термальных вод 1,3—1,5 км и более. Однако данных по этим и другим малым впадинам Киргизии в настоящее время еще недостаточно.

Для использования петротермальной энергии перспективна центральная часть Предкиргизского прогиба Восточно-Чуйской впадины,

мощность осадочного слоя которой достигает 5—6 км. В ее западной Чалдоварско-Панфиловской подзоне температуры в осадках верхнего палеозоя, включающих горизонты с неплохими коллекторскими свойствами, достигают 120—150° С. Нижняя часть кайнозоя восточной Байтыкской подзоны, залегающего прямо на кристаллическом фундаменте прогиба, характеризуется температурами до 100° С и несколько более.

Температуры более 100° С в осадочном слое Иссык-Кульской впадины достигаются только в ее восточной части — Предтерскейском прогибе и Сухо-Хребтинско-Тасминском поднятии. Наибольший интерес представляет зона поднятия, где на глубинах 4—4,2 км в нижней части кайнозойских осадков установлены температуры 130—144° С. В прогибе температуры до 116° С зафиксированы на глубине 4,9 км.

На нефтегазовом месторождении Избаскент в восточной части Ферганы температуры более 100° С установлены в меловых осадках на глубине около 3 км. Это свидетельствует о возможности получения петротермальной энергии из нижней части мезозойских — верхов палеозойских осадков Майли-Суйского выступа на глубинах немногим более 3 км.

Геолого-экономические условия указанных площадей позволяют вести поиски и эксплуатировать пластовые месторождения термальных вод уже в настоящее время и планировать использование петротермальной энергии недр в конце 80-х — начале 90-х годов.

По данным измерений в глубоких скважинах средние значения геотермических градиентов на глубине около 1 км в осадочном слое составляют 25 мК/м, а теплового потока — 53 мВт/м^2. В верхней части консолидированной земной коры (гранитном слое) измеренные средние значения градиентов 28 мК/м, а теплового потока — 77 мВт/м^2. В нижней части земной коры и верхней мантии по данным комплексных геофизических исследований средние значения градиентов 6 мК/м и потока около 10 мВт/м^2. Вклад верхнекоровой, существенно радиогенной составляющей в суммарный тепловой поток достигает 80—85%.

Температуры на поверхности Мохо в Тянь-Шане меняются в широких пределах от 500 до 1600° С, составляя 800—1000° С в средней части орогена и достигая 1300—1600° С по западной, северной и северо-восточной его окраинам. К Туранской и Казахстанской платформам и в южной части Ферганской впадины они снижаются до 500—700° С.

Глубина до солидуса, сопоставляемая с мощностью литосферы, на большей части Тянь-Шаня 75—100 км. На Казахстанской платформе и в Южной Фергане она возрастает до 150—175 км и более. Выделена дугообразная полоса по северной границе орогена с платформой, в пределах которой мощность литосферы сокращена до 30—50 км, и проплавлена не только верхняя мантия, но и часть земной коры.

Ведущим фактором активизации Тянь-Шаня является деструкция литосферы в результате субмеридионального сжатия, обусловливающая скучивание и утолщение ее в Фергано-Алайской зоне юго-западнее Таласо-Ферганского разлома. На границе с Казахстанской и Таримской платформами деструкция приводит к аномальному внутрикоровому разогреву, сопровождаемому поднятием мантийных астенолитов в

отдельных районах пограничной полосы, и последующему сокращению мощности литосферы.

Для внутренней части орогена характерно наличие активизированных в разной степени районов, активизация которых проявляется в настоящее время в преимущественном развитии поперечных структур антитянь-шаньских простираний и связана также с внутрикоровым разогревом в условиях общего субмеридионального сжатия.

В результате геолого-геофизических исследований литологического состава и структуры осадочного слоя артезианских бассейнов межгорных впадин Тянь-Шаня, измерения температур и геотермических градиентов в глубоких скважинах выделены площади, перспективные для поисков месторождений термальных вод на глубинах до 2 км и благоприятные для использования петротермальной энергии нижней части осадочного слоя на глубинах до 5 км.

Литература

Аршавская Н.И. Редуцированный тепловой поток по некоторым геотраверсам Средней азии. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. Ашхабад, 1983, с. 28—29.

Винник Л.П. Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.

Глико А.О., Ровенских О.Н. Утонение литосферы в условиях интенсивного прогрева и механизм образования новейших поднятий. — В кн.: Неотектоника и современная динамика литосферы. Таллин, 1982, ч. 1, с. 28—29.

Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Кнауф В.И. и др. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1977. 54 с.

Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Штанге Д.В. Четвертичная тектоника и глубинное строение Памира и Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1980, N 2, с. 78—96.

Любимова Е.А., Фирсов Ф.В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М.: Наука, 1966, с. 88—105.

Любимова Е.А., Фирсов Ф.В., Зуев Ю.Н. Данные о геотермических градиентах и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1973, с. 78—98.

Назаров С.Н., Чарушников В.И. Геотермическая характеристика Северо-Восточного борта Ферганской депрессии на примере Нарынской моноклинали. — Узб. геол. журн. 1968, N 6, с. 37—43.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой поток и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 131. с.

Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей тектонике глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, N 3, с. 3—17.

Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, N 1, с. 25—38.

Шварцман Ю.Г. Поверхность Кюри Киргизского Тянь-Шаня по материалам изучения геомагнитного поля. — В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмических зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978, с. 42—50.

Шварцман Ю.Г. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980, с. 76—93.

Шварцман Ю.Г., Белицкий В.А. Оценка глубины залегания центров термовозмущающих масс Киргизского Тянь-Шаня. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. Ашхабад, 1983, с. 38—39.

Юдахин Ф.Н. Геофизические данные о геодинамике литосферы Киргизского Тянь-Шаня. — В кн.: Методика и результаты исследования сейсмоактивных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982, с. 144—193.

УДК 550.361

В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Геотермические условия недр Прикаспийской впадины изучаются в течение многих лет, получены многочисленные данные о распределении температур с глубиной, об их зависимости от особенностей тектоники, гидрогеологических и других факторов [Грушевой, Воронин, 1978; Дальян и др., 1976; Джангирьянц, 1965; Зингер и др., 1979; Карпенко, 1981; Кирюхин и др., 1982; Синявский, 1978; и др.]. Однако значения теплового потока Земли (ТП) определены здесь в ограниченном числе скважин (около 15), что не позволяет составить даже общего представления о выносе тепла в регионе [Глубинный..., 1974; Дучков, Соколова, 1983; и др.]. Тем более невозможным оказывается построение глубинных тепловых моделей для коры и верхней мантии различных частей впадины.

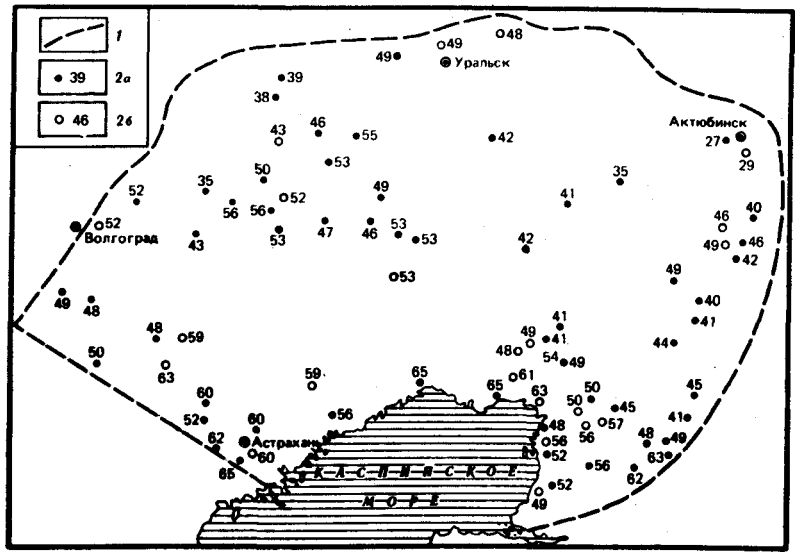
В данной работе авторы поставили целью определить значения ТП по возможно более густой сети, дать геологическую интерпретацию регионального распределения теплового потока, построить глубинную тепловую модель впадины.

Тепловой поток определялся раздельным методом: по геотермическому градиенту и теплопроводности пройденных скважинами пород. Во всех случаях употреблялись значения теплопроводности, характеризующие целые литолого-стратиграфические комплексы, а не отдельные образцы пород. Геотермические градиенты вычислялись в виде средних значений на базах от 100 до 2000 м. Глубины скважин, в которых проведены измерения температуры (T), в подавляющем большинстве случаев были значительными — 500—5000 м, лишь несколько скважин имели глубину 250—500 м.

Все температуры, по которым вычислены геотермические градиенты, определены в выстоявшихся скважинах. Значения геотермических градиентов изменяются в широких пределах: от 6 в массивах соли до 50 мК/м в терригенных породах кайнозоя некоторых районов.

Сведения о теплопроводности горных пород частично взяты из названных выше работ. Дополнительная информация о теплопроводности была получена при сравнении геотермических градиентов в скважинах, вскрывших породы с известной и неизвестной теплопроводностью. В результате обобщения всех данных удалось составить достаточно полное представление о распределении этого параметра по литолого-стратиграфическим комплексам. Получены следующие значения, Вт/мК: терригенные породы кайнозоя — 1,5—1,7, мезозоя — 1,8—1,9, карбонатные мезозоя — 2,3, терригенные породы палеозоя — 1,9, карбонатные и ангидриты палеозоя — 2,8, соль — 5,2.

Часть значений ТП определена с помощью одной из модификаций метода редукции температурных волн. Использовались Т на глубине 1000 м [Карпенко, 1981] и среднемноголетние температуры поверхности [Димо, 1972]. По ним вычислен геотермический градиент. В других случаях он рассчитывался по результатам измерений T на двух и более глубинах.



Значения теплового потока в Прикаспийской впадине, в мВт/м^2

1 — границы Прикаспийской впадины; *2* — пункты определений теплового потока: *а* — единичных, *б* — групповых

Существенные искажения геотермического градиента связываются с влиянием соляных диапиров. Часть скважин располагалась на достаточном расстоянии от них, исключающем заметные величины помех [Карпенко, 1981]. В остальных случаях при наличии искажений ТП определялся только в виде средней величины по группе скважин, для которых аномалии, вызванные диапирами, имели разный знак. Различия тепловых потоков в пределах одной площади достигали 10—15 мВт/м^2.

Результатом проведенной работы были определения ТП в 115 скважинах, сконцентрированные в 80 пунктах впадины. Вся ее территория оказалась довольно равномерно (с некоторым сгущением сети на юге) покрытой значениями ТП (рисунок).

Точность расчета единичного значения теплового потока, полученная по сопоставлению его величины в разных интервалах глубин одной скважины и по расхождению между соседними скважинами, оказалась достаточно высокой — около 10%. Отметим, что во многих случаях сравнивались данные, полученные разными авторами, использовавшими разные подходы.

Проведенные исследования позволяют выделить в пределах впадины несколько зон с разными средними значениями теплового потока. Вдоль южного борта протягивается широкая полоса высоких ТП — в среднем 55 мВт/м^2. В основной части впадины обособляются три района: западный — ТП около 48, центральный — 45 и восточный — 41 мВт/м^2. Распределение теплового потока в западном и части центрального районов осложнено довольно протяженными аномалиями, в пределах которых ТП изменяется от 38 до 53 мВт/м^2. Таким образом, в регионе устанавливается значительная дифференциация

значений ТП. Необходимо выяснить, сохраняются ли установленные различия в глубинном тепловом потоке, не связаны ли они с искажениями приповерхностной природы.

Будем считать, что влияние на тепловой поток локальных структур осадочного чехла (связанное с негоризонтальностью границ раздела сред различной теплопроводности) в основном учтено при расчете ТП. Рассмотрение возможных влияний более крупных структур не приводит к существенным величинам поправок. Лишь поднятия на южной границе Прикаспийской впадины могут создать незначительные положительные аномалии величиной до 2—3 мВт/м^2.

Значительно более вероятны искажения глубинного теплового потока негоризонтальными перетоками подземных вод. В Прикаспийской впадине установлены резкие перепады пластовых давлений между различными глубинными водоносными горизонтами. В надсолевых водах Астраханского свода давления близки к гидростатическим, в подсолевых — в 1,5 раза выше гидростатических [Зингер и др., 1979]. "Аномально высокие пластовые давления в подсолевой толще создают благоприятные предпосылки для внедрения флюидов в надсолевой комплекс" [Зингер и др., 1979, с. 32]. Такой перепад давлений наблюдается не везде во впадине: "В восточных, юго-восточных, юго-западных районах впадины пластовые давления на глубине 4 км достигают 60—80 МПа, в то время как на северном борту на этой глубине не превышают 50 МПа" [Кирюхин и др., 1982, с. 32].

Следовательно, значительный перепад давлений между кровлей и подошвой соляного комплекса наблюдается не только в районах высоких тепловых потоков на юге впадины, но и на востоке, где ТП даже ниже среднего значения, характерного для впадины в целом.

Оценить эффект вероятной фильтрации вод можно (исходя из закона Дарси) как

$$\Delta ТП = c\rho \cdot \gamma \cdot \Delta P K_{пр} \sigma / \eta,$$

где $c\rho$ — объемная теплоемкость воды, $4{,}2 \cdot 10^6$ Дж/м^3·К; σ — удельный вес воды, 10^4 Н/м^3; γ — геотермический градиент, К/м; ΔP — перепад давлений между водоносными горизонтами, м водяного столба, приведенный к одной глубине; $K_{пр}$ — коэффициент проницаемости соли, примерно $5 \cdot 10^{-18}$ м^2; η — динамическая вязкость воды, при температуре 50—70° С равная примерно $5 \cdot 10^{-4}$ Па·с.

Расчет приводит к величинам ΔТП около 8—9 мВт/м^2. Учитывая и небольшой структурный эффект (см. выше), глубинный тепловой поток в южной части Прикаспийской впадины оценим в 45 мВт/м^2. Он заметно не отличается от среднего по впадине.

Этот результат подтверждается и данными измерений теплового потока, выполненных в подсолевых породах юго-восточной окраины впадины. Они, как правило, оказываются заметно ниже (на 5—10 мВт/м^2) полученных по тем же или соседним скважинам в надсолевом комплексе. Однако нельзя утверждать, что такое распределение ТП обязательно связано с вертикальной фильтрацией подземных вод. Оно может объясняться и неизученными колебаниями мощности соляного комплекса.

Учтено влияние перетоков подземных под и в восточной прибортовой части впадины. После внесения поправок картина распределения теплового потока в Прикаспийской впадине упрощается. В восточной части глубинный ТП составляет около 32 мВт/м^2. Таким образом, для впадины, как и для восточных регионов Русской плиты (за пределами зоны приволжских дислокаций), фиксируется спад глубинного теплового потока с запада на восток от 45 до 30 мВт/м^2.

Рассмотрим соответствие описанной картины фоновому радиогенному тепловому потоку. В расчетах используем представления, изложенные в работе [Гордиенко и др., 1982]. Распределим мантийный тепловой поток ($ТП_М$) следующим образом. В ее центральных районах примем величину $ТП_М$ равной 16 мВт/м^2. К северной границе она сократится до 13 мВт/м^2. На южной окраине впадины должно сказываться влияние недр соседних герцинид — $ТП_М$ около 18—19 мВт/м^2. Для Эмбинского поднятия (юго-восточная окраина впадины) такой рост $ТП_М$ проблематичен: возраст фундамента лежащей южнее Северо-Устюртской синеклизы может быть и докембрийским. В таком случае $ТП_М$ составляет здесь около 12—13 мВт/м^2. На восточной окраине впадины, с приближением к зоне аномально низких теплогенераций (ТГ) в коре и, вероятно, мантии, $ТП_М$ сокращается до 8 мВт/м^2.

Расчет коровой составляющей радиогенного теплового потока выполняется вдоль профилей ГСЗ (или их частей): Нахичевань—Волгоград, Атрек—Сагиз, Уральск—Черемшан, Абдулино—Сагиз, Элиста—Бузулук, Челкар—Волгоград [Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С., 1975; Сейсмические..., 1980]. Для вычисления ТГ в породах консолидированной коры использовалось выражение $ТГ = 1{,}4\exp 1{,}25\times\times(6 - v_p)$, где v_p — скорость продольных сейсмических волн, км/с; ТГ — мкВт/м^3 [Гордиенко и др., 1982]. В осадочном слое была принята теплогенерация терригенных пород 1,35, карбонатных — 0,6, соли — 0,3 мкВт/м^3.

Вычисленные значения радиогенного ТП изменяются в довольно широких пределах — от 31 до 52 мВт/м^2, что не удивительно для региона с очень значительными колебаниями мощности коры и отдельных ее слоев и изменениями $ТП_М$ до 10 мВт/м^2. Согласование расчетных и глубинных ТП удовлетворительное: среднеквадратическое отклонение составляет около 5 мВт/м^2, что вполне объясняется ошибками наблюдений, внесением поправок и расчетов. Находят объяснение и упомянутые выше аномалии в западной и центральной частях впадины.

Полученные данные позволяют построить глубинную тепловую модель впадины, определить температуры в верхней мантии. Наибольшие перепады T устанавливаются между центральной и восточной частями региона. На различных глубинах в верхней мантии достигаются такие температуры: 50 км — 600 и 400° С, 100 км — 950 и 550° С, 150 км — 1250 и 800° С, 200 км — 1450 и 1000° С, 250 км — 1600 и 1250° С, 300 км — 1700 и 1500° С, 350 км — 1800 и 1650° С, 400 км — 1900 и 1800° С соответственно.

Установленные перепады глубинных температур могут найти заметное отражение в физических свойствах мантийных пород, что приведет к аномалиям в различных изучаемых полях. Поэтому регион представляется перспективным для постановки комплексных геофизических исследований.

Литература

Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 267 с.

Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974. 192 с.

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев: Наук. думка, 1982. 184 с.

Грушевой В.Г., Воронин Н.И. Геотермические условия юго-западной части Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1978, N 9, с. 54—58.

Дальян И.Б., Посадская А.С., Светлакова Э.А. и др. Геотермические условия подсолевых пород восточной части Прикаспийской впадины и перспективы нефтегазоносности. — Геология нефти и газа, 1976, N 11, с. 22—26.

Джангирьянц Д.А. Геотермическая характеристика Эмбинской области. — Геология нефти и газа, 1965, N 1, с. 52—58.

Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в восточной части Прикаспийской впадины. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. Ашхабад: Наука, 1983, с. 18—19.

Зингер А.С., Грушевой В.Г., Воронин Н.И. и др. Гидрогеологические условия подсолевых отложений Астраханского свода. — Геология нефти и газа, 1979, N 5, с. 31—36.

Карпенко Ю.А. Региональные особенности теплового поля Северного Прикаспия. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, N 1, с. 146—149.

Кирюхин Л.Г., Пайразян В.В., Размышляев А.А. и др. Условия формирования зон нефтегазонакопления в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1982, N 3, с. 31—35.

Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.

Синявский Е.И. Геотермические условия осадочной толщи некоторых районов Прикаспийской впадины. — В кн.: Вопросы геотермии и разработки нефтяных месторождений. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978, с. 45—51.

УДК 550.361

А.Д. Дучков, Л.С. Соколова

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В районах распространения солянокупольных структур изучение температурного поля значительно усложняется из-за резкого различия теплопроводности солей и вмещающих пород. Эти различия приводят к перераспределению тепла, поступающего из более глубоких горизонтов, и формированию аномалий теплового поля, которые рассматриваются при проведении региональных геотермических работ как искажения, требующие введения специальных поправок. В практике же геолого-разведочных работ подобные аномалии могут быть полезны для выявления локальных структур, о чем уже шла речь в ряде научных публикаций, в том числе и на примере Прикаспийской низменности

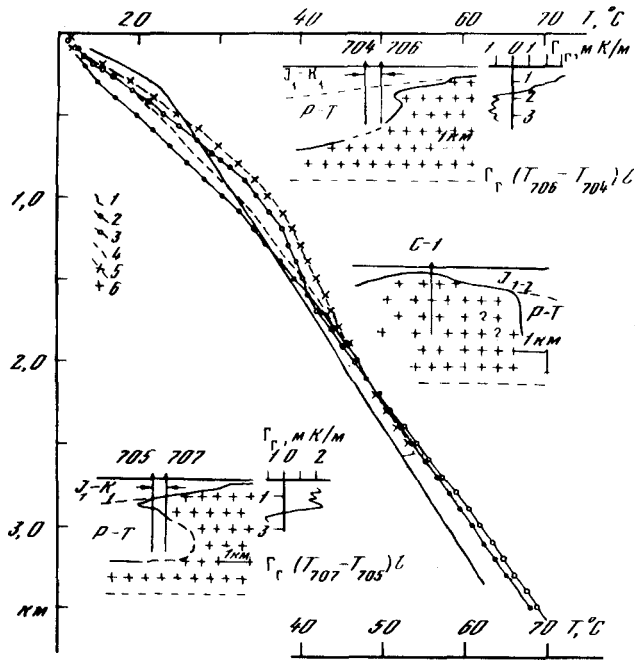


Рис. 1. **Термограммы по скважинам структур Доссор и Сагиз** (Прикаспийская низменность)

Скважины: *1* — С-1, *2* — 704, *3* — 705, *4* — 706, *5* — 707; *6* — соль P_1

[Зорькин и др., 1971; Синявский, 1978; Хуторской, 1979]. К сожалению, в указанных публикациях, как правило, использовались недостаточно качественные геотермические материалы (малоточные измерения температуры, сугубо оценочные данные по теплопроводности пород), что несколько снижает ценность получаемых выводов. Результаты геотермических исследований, проведенных ИГиГ СО АН СССР на Доссорской и Сагизской структурах юго-восточной части Прикаспийской низменности, получены на основе высокоточных измерений температуры в скважинах и теплопроводности на керновом материале тех же скважин. Поэтому они представляют определенный интерес и обсуждаются в настоящей работе.

Упоминавшиеся выше структуры весьма различны по конфигурации. Доссорский соляной купол — сложное, почти изометрическое тело, обрамленное по периферии карнизами [Днепров, 1959]. Сагизская же структура — куполовидная складка северо-западного простирания длиной порядка 19, шириной 9 км.

На Доссорском участке термокаротаж выполнен в четырех скважинах (скв. 704—707) (рис. 1). Две из них (704, 706) расположены за пределами купола, вблизи северо-западного карниза, две другие (705 и 707) — в восточной части купола, они проходят карниз насквозь, выходя во вмещающие породы. В пределах Сагизской структуры измерения температуры проведены лишь в одной скв. С-1, пробуренной

в сводовой части. Скважина не вышла из соли, и нам представляется, что, помимо характеристики температурного поля сводовой части этой структуры, она характеризует и свод Доссорского купола, удачно дополняя имеющийся материал на его крыле и за пределами структуры.

Термокаротаж выполнен электротермометром с термисторным датчиком точечным способом, с шагом от 20 до 50 м. Точность измерения температуры (T) составляет 0,02—0,05° С, геотермического градиента (Γ) — от 5 до 10%. Все скважины находились в покое от 1 до 2 лет, глубина скважин — от 2,5 до 3,6 км. Результаты термокаротажа показаны на рис. 1 (термограммы), здесь же даны схематические разрезы соляных структур и горизонтальные вариации температур в виде графиков горизонтальных градиентов ($\Gamma_Г$).

Температура по глубине на базе 3,5 км изменяется от 12—14 (на уровне 100 м) до 70° С. Самые большие вариации температур, до 7° С, наблюдаются в отложениях J_2 — K_1, перекрывающих купол, $\Gamma_Г$ составляет здесь до 18 мК/м. Можно видеть, что напряженность температурного поля находится в прямой зависимости от глубины залегания соляного купола, чем ближе он к поверхности, тем выше T и Γ (рис. 1, 2) в перекрывающих породах. Значительные изменения температуры и геотермического градиента наблюдаются до глубин 1,7—2 км. Горизонтальный градиент температур на указанной глубине проходит через ноль и меняет знак (см. рис. 1). На наш взгляд, это означает для Доссорского участка, что на этой глубине происходит смена знака искажения, вносимого соляным куполом в температурное поле вмещающих пород [Selig, Wallick, 1966].

Ниже, в породах J_1 и P—T, происходит выравнивание температуры и геотермического градиента, последний заметно уменьшается (см. рис. 2). По всем скважинам названные отложения характеризуются значениями Γ не более 14—17 мК/м вне зависимости от расположения соляного купола. Сами соляные пласты отмечаются на термограммах минимальными, но варьирующими Γ. В мощной толще соли скв. С-1 Γ довольно стабилен и составляет в среднем 13,2 мК/м. В карнизе Доссора он ниже, 8,2—10,8 мК/м. Видимо, эффект увеличения Γ в центральной части купола, как и описанные выше вариации температур во вмещающих породах, объясняются усиленным выводом тепла по соли. Эти результаты согласуются с данными по электромоделированию тепловых полей [Хуторской, 1979; Selig, Wallick, 1966]. Хотя исследованные нами скважины лежат в области максимального искажения температурного поля, даже самые большие значения горизонтального градиента температур на порядок ниже геотермического градиента. Поэтому полный Γ и $ТП$ (тепловой поток) должны незначительно отличаться от своей вертикальной составляющей вблизи карниза, что не позволяет изучать строение боковых стенок купола по названным параметрам теплового поля. Однако благодаря особенностям физико-географических и геологических условий района поиски соляных структур по аномалиям температурного поля над ними можно проводить по сравнительно неглубоким скважинам, 50—100 м. Отметим также, что именно близкое к земной поверхности залегание хорошо проводящих тепло соленосных отложений является причиной глу-

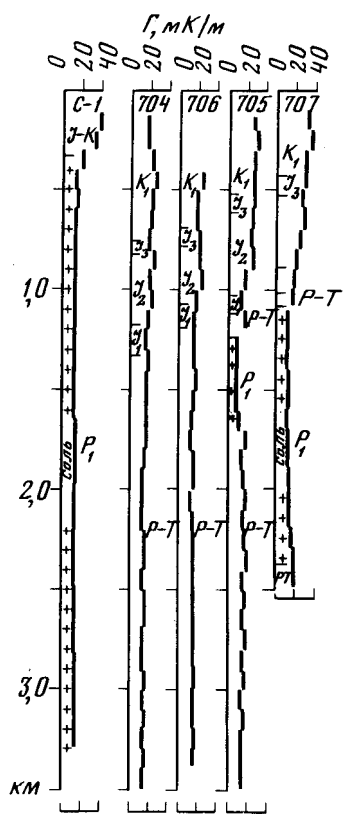


Рис. 2. **Геотермический градиент по скважинам структур Доссор и Сагиз** (Прикаспийская низменность)

бокого охлаждения приповерхностных слоев земной коры района. На глубине 3 км здесь температура составляет всего 60° С, а например, в южной части Западно-Сибирской плиты при тех же значениях теплового потока температура на этой глубине значительно выше, 90—100° С [Дучков, Соколова, 1974].

Теплопроводность пород обсуждаемого района определена на керновом материале скв. 702—708, 710, 711 участка Доссор, глубина отбора керна от 1 до 4 км. Измерения коэффициента теплопроводности (КТ) выполнены на 52 образцах, представляющих собой в основном терригенные породы отложений Р—Т, в меньшей степени — J_2. Отложения J_2 представлены всего одним образцом твердой глины, P_1 — тремя образцами ангидрита и 9 образцами соли.

Измерения КТ указанных образцов проведены на приборе "тепловой компаратор", разработанном и изготовленном в СибНИИ метрологии. В основу прибора положен метод теплового зондирования поверхности исследуемого образца. Подробно прибор и метод описаны в работе [Калинин и др., 1983], здесь отметим лишь, что подготовка образца к эксперименту не требует его сложной обработки, на образце любой формы достаточно иметь участок гладкой поверхности (7—8 см²), на которую устанавливается выносной термозонд. Прибор обеспечивает измерение КТ образца с погрешностью 5—7%.

Теплопроводность каждого образца измерялась дважды, в сухом состоянии и при насыщении водой, часть образцов при насыщении разрушилась. КТ всех терригенных пород в сухом состоянии варьирует в интервале 0,9—2,8 Вт/мК. Более плотные породы Р—Т имеют в целом более высокую теплопроводность, от 1,2 до 2,8, у основной части — от 1,2 до 2 при среднем значении 1,7 Вт/мК. Менее плотные породы J_2 имеют КТ ниже, от 0,9 до 2,3 Вт/мК, среднее значение составляет 1,5 Вт/мК. Насыщение пород заметно повышает их теплопроводность. Это видно как по общему интервалу изменения КТ, так и по средним значениям. Так, значения КТ влажных пород Р—Т лежат в интервале 2,0—3,6 Вт/мК при среднем значении 2,6 Вт/мК, эффект увлажнения

Таблица 1

Геотермический градиент по скважинам структур Доссор и Сагиз (Прикаспийская низменность)

Геологический разрез	Скв. 704	Скв. 706	Скв. 705	Скв. 707	Скв. С-1
K_1 — песчаники, глины, пески	20,7 / 0,1—0,76	20,6 / 0,4—0,68	27,7(3,4) / 0,14—0,53	31,7(3,0) / 0,1—0,44	
J_3 — глины с песчаниками	21,0 / 0,76—0,82	20,0 / 0,68—0,78	26,0(3,2) / 0,53—0,61	28,0(2,6) / 0,44—0,53	
J_2 — глины, пески, песчаники	20,8 / 0,82—1,18	20,0 / 0,78—1,07	22,5(2,7) / 0,61—1,02	24,0(2,2) / 0,52—0,9	38(2,9) / 0,1—0,33
J_1 — глины, песчаники	17,0 / 1,18—1,33	16,0 / 1,07—1,19	14,0(1,7) / 1,02—1,12	17,0(1,6) / 0,9—1,02	38(2,9) / 0,1—0,33
Р—Т—глины, песчаники, мергели	14,3 / 1,33—3,5	14,2 / 1,19—3,4	13,9(1,7) / 1,12—1,24	16,5(1,5) / 1,02—1,08	
То же	—	—	14,7(1,8) / 1,65—3,5	14,8(1,4) / 2,38—2,5	
P_1 — каменная соль с редкими прослоями ангидритов, песчано-глинистых пород	—	—	8,2 / 1,24—1,65	10,8 / 1,08—2,38	13,1 / 0,33—3,33

Примечание. В числителе — средняя величина геотермического градиента (Γ), мК/м (в скобках для скв. 705, 707, С-1 даны отношения Γ в соответствующих стратиграфических горизонтах и пласте соли); в знаменателе — интервал определения Γ по глубине, км.

наиболее значителен для песчаников. Породы J_2 были представлены глинами, и большинство из них при насыщении разрушилось.

Отметим общую тенденцию зависимости приращения теплопроводности водонасыщенных пород от ее значения в сухом состоянии. По 22 парам значений КТ в двух указанных состояниях получена следующая прямолинейная зависимость:

$$(КТ)_c = 2{,}150 - 0{,}007\,A,$$

где $A = [(КТ)_в - (КТ)_c]/(КТ)_c$, %; $(КТ)_c$ и $(КТ)_в$ — коэффициенты теплопроводности образца в сухом и водонасыщенном состояниях соответственно. Таким образом, выполненные исследования показывают увеличение теплопроводности терригенных пород в сухом состоянии с глубиной и уменьшение эффекта насыщения образца в том же направлении. Породы P_1 соленосного кунгурского яруса представлены, как уже говорилось, образцами ангидрита и каменной соли. Средняя теплопроводность этих пород составляет соответственно 4,1 и 5 Вт/мК. Видно, что песчано-глинистые вмещающие породы имеют теплопроводность в среднем в 2—2,5 раза меньше, чем соляные купола структур Сагиз и Доссор, если считать их сложенными в основном каменной солью.

В стационарном тепловом поле в слоях, расположенных один под другим и имеющих разную теплопроводность (при отсутствии в них

Таблица 2

Результаты расчета теплового потока по скважинам структур Доссор и Сагиз (Прикаспийская низменность)

Номер скважины	Возраст пород	Интервал определения *Г*, км	*Г*, мК/м	*КТ*, Вт/мК	Тепловой поток (измеренный), мВт/м²
704	P—T	1,33—3,5	14,3	2,6	37
705	P—T	1,65—3,5	14,7	2,6	38
706	P—T	1,19—3,4	14,2	2,6	37
					Среднее значение 37
707	P_1	1,08—2,38	10,8	5,0	54
C-1	P_1	0,33—3,3	13,2	5,0	66
					Максимальное значение 70

источников тепла), температурное поле таково, что отношение средних геотермических градиентов слоев равно обратному отношению их средних теплопроводностей. Если сопоставить полученное выше отношение КТ соли и вмещающих пород с указанным отношением *Г* в них (табл. 1), можно видеть, что над куполами соли участка Доссор в скв. 705—707 этот закон выполняется. Ниже карниза соляного купола в скв. 705 отношение *Г* несколько меньше требуемого, а в скв. 707 отклонения от указанного закона уже довольно велики. Связано это с расположением скважины после выхода из карниза вблизи вертикальной стенки соляной структуры (см. рис. 1).

Тепловой поток (ТП) обсуждаемых участков Прикаспийской впадины определен по упомянутым выше скважинам в пределах мощных толщ P—T, поскольку именно для них выполнены измерения КТ (табл. 2). Полученные значения ТП не характеризуют глубинный тепловой поток, так как последний искажен здесь соляными структурами высокой теплопроводности. Как уже отмечалось, *Г* в соляных куполах выше нормального (неискаженного), значит и "измеренный" ТП будет выше нормального. Во вмещающих породах, где имеет место отток тепла, измеренный ТП должен быть, наоборот, меньше нормального. Нормальный же (неискаженный) тепловой поток в данном случае не поддается непосредственной оценке. Однако его можно оценить по полученным данным ТП несколькими способами. Первый из них заключается в оценке части потока, обусловленной притоком тепла из вмещающих пород. Так, в Сагизском куполе, который можно аппроксимировать двумерным вытянутым телом с горизонтальной осью симметрии вдоль складки, обозначив эту часть 2Д, запишем: $ТП_н = ТП - 2Д$, здесь $ТП_н$ — неискаженный глубинный тепловой поток. Для Доссора ТП получен во вмещающих породах недалеко от вертикальной стенки структуры, поэтому $ТП_н = ТП + Д$. Оценивая Д по этим двум соотношениям, получим неискаженный тепловой поток равным 47—50 мВт/м². Кроме того, неискаженный тепловой поток можно оценить, воспользовавшись результатами упоминавшегося уже выше моделирования, по приведенным номограммам [Хуторской, 1979, рис. 3, 5]. По одной из них (рис. 3), если принять во внимание наши параметры (форму купола и отношение КТ соли и вмещающих пород), неискаженный тепловой поток оценивается величиной 46, а по другой — 50 мВт/м². Таким образом, глубинный тепловой поток обсуждаемых участков Прикаспийской впадины по всем оценкам получается практически одинаковым, близким к 50 мВт/м². Эта величина хорошо согласуется с данными работы [Хуторской, 1979] для участков восточной части Прикаспийской низменности.

Литература

Днепров В.С. Нефтяные месторождения и разведочные площади Эмбинской нефтеносной области. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 274 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 279 с.

Зорькин Л.М., Стадник Е.В., Козлов В.Г. Особенности температурного поля соленосных отложений Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, N 1, с. 165—167.

Калинин А.Н., Соколова Л.С., Дучков А.Д., Черепанов В.Я. Исследования теплового компаратора применительно к измерениям теплопроводности горных пород. — Геология и геофизика, 1983, N 3, с. 116—122.

Синявский Е.И. Геотермические условия осадочной толщи некоторых районов Прикаспийской впадины. — В кн.: Вопросы геотермии и разработки нефтяных месторождений. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978, с. 45—51.

Хуторской М.Д. Особенности теплового поля в восточной части Прикаспийской впадины. — Геотектоника, 1979, N 3, с. 97—102.

Selig F., Wallick G.C. Temperature distribution in salt domes and surrounding sediments. — Geophysics, 1966, vol. 31, N 2, p. 346.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
И ОСВОЕНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА ЗЕМЛИ

А.Н. Тихонов, П.Ф. Швецов, И.М. Дворов. **Изучение и использование глубинного тепла Земли в СССР** 5

В.И. Кононов. **Освоение гидротермальных ресурсов за рубежом** 18

Е.А. Любимова. **Новые горизонты в геотермике** 37

Б.Ф. Маврицкий, А.А. Шпак. **Исследования и оценка ресурсов термальных вод СССР** 47

А.В. Щербаков. **Геохимические особенности термальных вод как минерального сырья для химической промышленности** 57

В.В. Иванов. **Гидротермальные ресурсы и их использование в курортном деле СССР** 67

Я.А. Ходжакулиев, В.Ф. Борзасеков, Х. Бабаев. **Геотермические условия и перспективы использования глубинного тепла в Туркменской ССР** 74

И.М. Молочников, М.П. Кононенко. **Использование термальных вод для производства искусственного холода** 82

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ. ГИДРОГЕОХИМИЯ,
ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
НА ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

В.Н. Корценштейн, Н.А. Калинина. **К специфике методов оценки запасов термальных вод** 85

В.С. Жеваго. **Месторождения термальных вод Казахской ССР и их ресурсы** 92

Н.М. Чуршина. **Изученность термальных вод на территории Таджикской ССР** 95

М.Р. Милькис, Л.И. Собора. **Термоминеральные воды Передовой зоны Копетдага и их практическое использование (на примере Джанахирского месторождения)** 102

В.И. Дворов. **Формирование ионно-солевого состава термальных рассолов плиоценовой толщи Западной Туркмении** 107

А.В. Кудельский. **Геотермический режим и природа неотектонических активизаций нефтегазоносных бассейнов** 120

Я.А. Ходжакулиев, Л.А. Абукова. **Палеогеотермические условия нефтегазоносности платформенной части Туркменистана** 126

И.А. Бареев, П.В. Вишневский, В.А. Вассерман. **Геотермические исследования на месторождениях битумов Казахстана** 135

А.А. Кутовая, А.Д. Васильева, А.Г. Ульянова, З.П. Обухова. **Процессы солеотложений и коррозии и их предотвращение в термальных системах юга страны** 141

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ
И ДЕФОРМАЦИЙ В ЛИТОСФЕРЕ

Т. Аширов. **Геотермические аномалии в период сейсмотектонической активизации земной коры** 150

У.И. Моисеенко. **Глубинные температуры и сейсмоактивность земной коры Средней Азии и юга Казахстана** 157

Н.И. Аршавская. **Тепловые потоки из мантии и глубинные температуры в некоторых структурах Средней Азии** 166

Р.И. Кутас, А.В. Цвященко. **Построение геотермических моделей литосферы активных областей** 179

Ю.А. Зорин, С.В. Лепина. **Геотермические модели развития астеносферных выступов под континентальными рифтовыми зонами** 187

Н.М. Фролов, Г.Е. Денисенко. **Модели гидрогеотермодинамических систем и оценка их точности** 199

А.Г. Сальман. **Некоторые тепловые эффекты при разрушении горных пород** (лабораторный эксперимент) 211

Ю.А. Попов. **Возможности метода подвижных источников при исследовании тепловых свойств горных пород** 213

М.Д. Хуторской. **Геотермическое поле Казахстана и некоторые вопросы тепловой эволюции литосферы геосинклинальных поясов** 221

Ю.Г. Шварцман. **Геотермический режим, динамика литосферы и перспективы использования геотермальной энергии Тянь-Шаня** 236

В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя. **Тепловой поток Прикаспийской впадины** 251

А.Д. Дучков, Л.С. Соколова. **Геотермические исследования в восточной части Прикаспийской низменности** 255

УДК 550.361+550.36.004.14

Тихонов А.Н., Швецов П.Ф., Дворов И.М. **Изучение и использование глубинного тепла Земли в СССР.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Геотермические исследования в Академии наук СССР ведутся по четырем основным направлениям: земной тепловой поток и его происхождение в зонах различной тектонической активности; усовершенствование и создание новых образцов термометрической и теплофизической аппаратуры для наземных и морских геотермических исследований; изучение геохимических особенностей гидротермальной активности в различных типовых структурах; разработка научных основ картирования и оценки геотермальных ресурсов с различными тепловыми параметрами для практического освоения их в народнохозяйственных целях. Рассмотрены также вопросы комплексного освоения геотермальных ресурсов и экономической эффективности использования термальных вод. Ил. 1.

УДК 550.361+550.36.004.14

Кононов В.И. **Освоение гидротермальных ресурсов за рубежом.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены основные параметры, определяющие возможность использования различных типов гидротерм. Приведены данные по освоению глубинного тепла Земли в практических целях в зарубежных странах (для выработки электроэнергии, теплоснабжения, в индустриальных и сельскохозяйственных целях, а также в курортном деле). Показано влияние этого использования на окружающую среду. В настоящее время интерес к осуществлению геотермальных проектов проявлен в 60 странах. Значительных успехов в освоении гидротермальных ресурсов достигли США, Филиппины, Исландия, Венгрия, Италия, Япония, Новая Зеландия, Мексика и Франция.

Табл. 2., ил. 3, библиогр. 15 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Любимова Е.А. **Новые горизонты в геотермике.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены проблемы связи распределения тепловых потоков с блоковостью земной коры из-за трещиноватости ее строения. На примере Средней Азии показано, что кривые распределения блоков по размерам и гистограммы величин теплового потока имеют подобную форму главного и второстепенного максимума. Отмечается существенная роль внедрения в геотермические исследования дистанционных методов.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 19 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Маврицкий Б.Ф., Шпак А.А. **Исследования и оценка ресурсов термальных вод СССР.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Проанализированы результаты исследований по оценке перспектив теплоэнергетического использования термальных вод, выполненных в СССР начиная с 1956 г. Сформулирован геолого-экономический принцип оценки эксплуатационных запасов природных теплоносителей, выполнена такая оценка для перспективных регионов применительно к традиционным и перспективным методам разработки месторождений, обеспечивающим наиболее полное извлечение запасов и безопасный для окружающей среды сброс образующихся промостатков.

Табл. 2, библиогр. 10.

УДК 550.361+550.36.004.14

Щербаков А.В. **Геохимические особенности термальных вод как минерального сырья для химической промышленности.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Приведены основные результаты изучения региональных и генетических закономерностей образования и распределения ионно-солевого состава подземных термальных вод и рассолов. На примере отдельных районов СССР показано поведение химических компонентов в зависимости от литологических и термобарических условий. Рассмотрены классификации подземных вод по температуре и компонентному составу для минерального сырья и лечебных целей.

Табл. 3, библиогр. 10 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Иванов В.В. **Гидротермальные ресурсы и их использование в курортном деле СССР.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Приведена характеристика главнейших генетических групп термальных вод (состав, условия образования, закономерности распространения), формирующихся в различных геохимических обстановках и геологических условиях: кислых "фумарольных", азотно-углекислых, углекислых, азотных слабоминерализованных, азотно-метановых и метановых, сульфидных метановых. Рассмотрены некоторые специфические особенности использования различных типов терм.

Табл. 1.

УДК 553.7.031.2(575.4)

Ходжакулиев Я.А., Борзасеков В.Ф., Бабаев Х. **Геотермические условия и перспективы использования глубинного тепла в Туркменской ССР.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

По типу геотермического режима выделены регионы, соответствующие основным геолого-структурным элементам: Каракумский (эпипалеозойская платформа), Копетдагский (горно-складчатая область) и Западно-Туркменский (межгорная альпийская впадина). Особенности распределения температур по разрезам обусловлены: в первом регионе приподнятым или опущенным положением фундамента, во втором — степенью инфильтрогенного "охлаждения", а также присутствием пород "теплоупоров" и в третьем — прогревающим воздействием термальных вод, восходящих в пределах нарушенных складок. Основные перспективы геотермальной энергетики в Туркмении связываются с комплексным освоением месторождений термальных минеральных вод и рассолов, однако для этого требуется произвести геолого-экономический расчет эффективности их использования как в целом для республики, так и для каждого конкретного месторождения.

Табл. 2, библиогр. 10 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Молочников И.М., Кононенко М.П. **Использование термальных вод для производства искусственного холода.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Важным направлением в деле комплексного использования термальных вод является применение их теплового потенциала для выработки искусственного холода с целью хладоснабжения промышленных, сельскохозяйственных и других предприятий, а также кондиционирования воздуха в помещениях. Предварительные расчеты показывают, что себестоимость производства 1 ГДж холода с помощью абсорбционных холодильных машин, работающих на термальной воде с температурой 70—120°С, будет в 2—3 раза ниже, чем полученного на турбокомпрессорной холодильной установке. Использование термальных вод в хладоснабжении южных районов страны позволит сэкономить большое количество топлива и электроэнергии.

УДК 550.361+550.36

Корценштейн В.Н., Калинина Н.А. **К специфике методов оценки запасов термальных вод.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

На примере некоторых геотермальных месторождений СССР рассмотрены возможные методы оценки запасов термальных вод с позиций ряда факторов, учет которых необходим вследствие некоторых специфических особенностей термальных вод. Дальнейшее совершенствование методов оценки запасов (ресурсов) термальных вод предусматривает более углубленный анализ условий их разработки с учетом вероятности перехода кондиционных природных термальных вод в некондиционные вследствие нарушения равновесия флюидальных систем, влекущего за собой выпадение различных солей, растворенных газов и др.

Табл. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 550.361+55,.61.004.14

Жеваго В.С. **Месторождения термальных вод Казахской ССР и их ресурсы.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

На территории республики широко распространены подземные воды с температурой от 20 до 135° С, тепловые ресурсы которых могут использоваться в различных отраслях народного хозяйства. Оценка их запасов выполнена для наиболее перспективных районов: Илийской, Сырдарьинской, Прииртышской впадин и юга Западного Казахстана. В пределах указанных перспективных районов выделены площади для проведения разведочных работ и утверждения запасов по промышленным категориям.

УДК 550.361+550.36.004.14

Чуршина Н.М. **Изученность термальных вод на территории Таджикской ССР.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Термальные воды на территории республики широко развиты в горно-складчатых областях. Известно 20 источников, расположенных на Памире, и 9 — на хребтах Алайском, Каратегинском, Гиссарском и Туркестанском. Дебиты источников весьма разнообразны (1,5—12 л/с), в общей сложности 6394 $м^3$/сут. В действительности эта величина значительно выше в результате почти повсеместной скрытой разгрузки термальных вод в русла рек. Термальные воды маломинерализованны (0,3—0,8 г/л), с высоким содержанием кремнекислоты (50-174 мг/л) и фтора (2—11 мг/л). Для всех термальных вод характерна высокая температура — 40—98° С, но в условиях Памира, где отсутствует топливная база, их использованию препятствует удаленность населенных пунктов от источников тепла.

Табл. 3.

УДК 550.361+550.36.004.14

Милькис М.Р., Собора Л.И. **Термоминеральные воды Передовой зоны Копетдага и их практическое использование (на примере Джанахирского месторождения).** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

В течение двух последних десятилетий вдоль Передовой термоминеральной зоны был открыт и частично разведан ряд месторождений минеральных вод (Ашхабадское, Нижнефирюзинское, Бахарденское, Новоарчманское, Джанахирское), на базе которых построены и проектируются лечебно-курортные комплексы или осуществляется промышленный розлив лечебно-столовых вод. В частности, Джанахирское месторождение сероводородных термоминеральных вод имеет высокие геолого-экономические условия освоения. Для более широкого использования термоминеральных вод Копетдага целесообразно в ближайшие годы провести разведочные работы на глубины до 3—4 тыс. м прежде всего уже на освоенных месторождениях Передовой термоминеральной зоны Копетдага.

Табл. 2, ил. 1, библиогр. 2 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Дворов В.И. **Формирование ионно-солевого состава термальных рассолов плиоценовой толщи Западной Туркмении.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

На большом фактическом материале произведено сопоставление химического состава термальных рассолов плиоценовой толщи Западной Туркмении с современными эвапоритовыми поровыми растворами песчаного шельфа Каспийского моря. Последние формируются на пологом побережье в период его временного затопления при штормовых нагонах морской воды. Прослежена эволюция химического состава эвапоритовых растворов от бескальциевых хлоридно-сульфатных к хлоридным кальциевым. В основе этого процесса — биогенная десульфатизация исходных поровых растворов и устойчивое равновесие гипсовой системы, где сульфат-ион постепенно по мере расходования в биохимических реакциях уступает место кальций-иону. Рассолы красноцветной толщи представляют собой аналог прибрежных эвапоритовых растворов Каспия, сформировавшихся в аридном климате в условиях частой миграции береговой линии.

Табл. 1, ил 5, библиогр. 16 назв.

УДК 553.982:551.526.8:550.341.2

Кудельский А.В. **Геотермический режим и природа неотектонических активизаций нефтегазоносных бассейнов.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Оценены максимальные температуры в основании осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов. Рассмотрен вопрос о геологических следствиях литогенетического уплотнения осадочных пород в условиях высоких температур и давлений. Показано, что сопровождаемое дефектом объема осадочных пород формирование легкоподвижных при данных P—T и в том числе летучих продуктов литогенеза, вызывает приращение энергии пластовых гидродинамических систем (энергия фазовых переходов), соизмеримое по величине с энергией геостатического уплотнения и гидродинамических процессов. В разрезе нефтегазоносных бассейнов с весьма жесткими геотермическими условиями энергия фазовых переходов играет определяющую роль в газо- и гидродинамике, ей во многом обязаны пароксизмы сейсмотектонической активизации земной коры.

Табл. 2, библиогр. 16 назв.

УДК 556.313.2+553.98(575.4)

Ходжакулиев Я.А., Абукова Л.А. **Палеогеотермические условия нефтегазоносности платформенной части Туркменистана.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

По методике В.Ф. Борзасекова и Я.А. Ходжакулиева проведены расчеты палеотемператур в основных литолого-стратиграфических комплексах платформенной части Туркменистана и показана изменчивость температурных условий в различных тектонических структурах данной нефтегазоносной провинции. На основании этих расчетов и анализа модельной автокорреляционной функции дан прогноз наличия скоплений углеводородов в ряде юрских и неоком-аптских локальных структур платформенной части Туркмении.

Ил. 3, библиогр.8 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Бареев И.А., Вишневский П.В., Вассерман В.А. **Геотермические исследования на месторождениях битумов Казахстана.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Результаты геотермических исследований на месторождениях твердых битумов Копа и Велиховское (Казахстан), Садки (Оренбургская обл.), жидковязких битумов в Татарской АССР и на битумном объекте Янган-Тау (Башкирская АССР) позволяют утверждать, что геотермический метод, как отно-

сительно простой, экспрессивный и недорогой, необходимо включать в комплекс геолого-геофизических и геохимических методов при поиске, разведке и эксплуатации месторождений твердых и жидко-вязких битумов. Материалы геотермических съемок при поиске месторождений битумов обеспечивают выявление и трассирование зон тектонических нарушений, а также выделение собственно продуктивных тел.

Ил. 2, библиогр. 9 назв.

УДК 550.361+550.36.004.14

Кутовая А.А., Васильева А.Д., Ульянова А.Г., Обухова З.П. **Процессы солеотложений и коррозии и их предотвращение в термальных системах юга страны.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

На основе экспериментальных данных, полученных в результате исследования термальных вод, склонных к осаждению $CaCO_3$, предлагается использование полифосфатов в качестве ингибиторов карбонатизации. Для того чтобы воспрепятствовать процессам коррозии металла геотермальных систем, необходимо, с одной стороны, соблюдать технологическую дисциплину, препятствовать разгерметизации оптимальных линий, с другой — применять двухконтурные системы отопления с латунными теплообменниками (как самыми оптимальными) для предотвращения сероводородной коррозии биогенного сульфат-редукционного происхождения.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 3 назв.

УДК 550.348+550.36

Аширов Т. **Геотермические аномалии в период сейсмотектонической активизации земной коры.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены и проанализированы данные о временной структуре параметров геотермического поля в различных сейсмоактивных районах и материалы измерения температуры в пьезометрических скважинах Туркмении в период Ашхабадского землетрясения 1948 г. в связи с изучением и прогнозом сейсмотектонической активизации земной коры. Показано наличие короткопериодных флюктуаций во временной структуре теплового поля Земли в период сейсмических событий, связанных, предположительно, с выделением тепловых импульсов в результате механического трения границ трещин, развивающихся в период подготовки землетрясений. Предложено использовать временные аномалии в структуре теплового поля Земли в качестве индикаторов сейсмотектонической активизации земной коры.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 12 назв.

УДК 550.361+550.36

Моисеенко У.И. **Глубинные температуры и сейсмоактивность земной коры Средней Азии и юга Казахстана.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Региональная тепловая аномалия Средней Азии и юга Казахстана рассматривается как следствие наличия в литосфере блоков пониженной плотности, которые коррелируются с зонами вероятного фракционного плавления в гранитном, диоритовом и базальтовом слоях. Гипоцентры землетрясений находятся выше слоя с благоприятными условиями для внутрикорового плавления в интервале глубин максимальных значений горизонтальных геотермических градиентов. Эти результаты предлагается использовать в качестве критериев для сейсмического районирования и прогноза землетрясений.

Ил. 3, библиогр. 20 назв.

УДК 550.36

Аршавская Н.И. **Тепловые потоки из мантии и глубинные температуры в некоторых структурах Средней Азии.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

На основе стационарной модели с экспоненциальным распределением радиогенных источников тепла по глубине оценена величина теплового потока, генерируемого в земной коре за счет распада радиоактивных элементов (урана, тория, калия), и теплового потока из мантии в некоторых структурах Средней Азии. В основу модели положены данные о поверхностном тепловом потоке, генерации радиогенного тепла, данные ГСЗ и геологических разрезов по составу и строению земной коры. Тепловой поток из мантии меняется от 4 в центральной части Ферганской впадины до 34 мВт/м$^{-2}$ в области Северо-Ферганского разлома и прилегающей к нему части Кураминского хребта. На основе уравнения теплопроводности рассчитаны глубинные температурные профили. Поверхности раздела в земной коре не являются изотермическими. Минимальные температуры установлены для Ферганской (в центральной части) и Иссык-Кульской впадин и Бухаро-Хивинской зоны. В этих областях расчетные температуры в основании земной коры составляют 700—800° С. Максимальные температуры характеризуют область Северо-Ферганского разлома, где температуры плавления достигаются на глубине порядка 30 км. Поверхностное тепловое поле в Среднеазиатском регионе определяется, по-видимому, не радиогенными источниками тепла в земной коре, но главным образом процессами, протекающими в верхней мантии Земли.

Табл. 5, ил. 5, библиогр. 29 назв.

УДК 550.361

Кутас Р.И., Цвященко А.В. **Построение геотермических моделей литосферы активных областей.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Для анализа теплового потока и расчета температур на глубину геотермическое поле прежде всего необходимо разделить на стационарную и нестационарную составляющие: радиогенную и "тектонотермальную", связанную с процессами интенсивного выноса тепла из недр в ограниченные по времени периоды тектонической и магматической активности. Приведены алгоритмы решения уравнения теплопроводности для учета обеих составляющих и рассмотрены примеры решений по геотраверсам в пределах Украинской ССР, в частности по геотраверсу Черное море—Украинский щит. Эффективная теплопроводность среды при решении определялась как сумма кондуктивной и радиационной составляющих. Отмечено, что в стабильных районах, где поле квазистационарно, удовлетворительные результаты при расчете температур, создаваемых мантийными источниками тепла, дает решение одномерного стационарного уравнения теплопроводности.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 550.361

Зорин Ю.А., Лепина С.В. **Геотермические модели развития астеносферных выступов под континентальными рифтовыми зонами.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Дан комплексный анализ геотермических и других геофизических данных в пределах Байкальской рифтовой зоны, и показано, что геотермические данные нельзя согласовать с глубинным строением, если предположить развитие астеносферных выступов под рифтами только за счет частичного плавления литосферы или увеличения теплового потока в основании литосферы до 300 и более мВт/м^2. Согласованное решение получается при условии механического замещения литосферы астеносферой со скоростью порядка 3 км за 1 млн. лет. Это значение скорости не противоречит данным о реологии литосферы и астеносферы, а также их различию по плотности.

Ил. 3, библиогр. 19 назв.

УДК 550.361:556.3.072

Фролов Н.М., Денисенко Г.Е. **Модели гидрогеотермодинамических систем и оценка их точности.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Гидрогеотермодинамические системы (ГГТДС) рассматриваются как объекты исследований регионального уровня в гидрогеотермии, являющейся одним из фундаментальных разделов гидрогеологии и частью геотермии. Даны схемы расчлененности ГГТДС, их классификация и классификация моделей. На основе системного подхода, классификации горных пород по гидрогеологическим признакам обсуждаются вопросы оптимизации видов информации и их объемов при составлении моделей, а также способы оценки точности моделей ГГТДС.

Ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 550.361.362

Сальман А.Г. **Некоторые тепловые эффекты при разрушении горных пород (лабораторный эксперимент).** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты лабораторного эксперимента по изучению изменения температуры в горных породах при одноосном сжатии образца. Эксперименты выявили линейную связь интенсивности роста температуры с изменением величины одноосной нагрузки, не превышающей 90% от величины нагрузки разрушения. При больших нагрузках рост температуры становится нелинейным и нагрев образца при разрушении превышает 0,1°С. Увеличение трещиноватости образца приводит к увеличению в 2—3 раза чувствительности изменения температуры к изменению нагрузки. Полученные результаты могут быть использованы при прогнозировании мест и времени возможных горных ударов в подземных выработках, а также при изучении связи вариаций температуры в земной коре с сейсмотектонической активностью.

Ил. 2, библиогр. 2 назв.

УДК 550.362

Попов Ю.А. **Возможности метода подвижных источников при исследовании тепловых свойств горных пород.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены теория и эксперимент измерений теплопроводности и температуропроводности горных пород с использованием непрерывно действующего точечного источника. Метод основан на бесконтактном нагреве образцов лучом лазера или другим сосредоточенным оптическим источником с регистрацией температуры нагреваемой поверхности также бесконтактным путем по электромагнитному излучению поверхности образцов. Показаны преимущества этого метода по сравнению с другими: высокая производительность (до 500 образцов за смену), минимум обработки образцов, обнаружение микротрещин при эксперименте и т.д.; а также возможность использования в месте отбора образцов.

Ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 550.361+550.34.016.4

Хуторской М.Д. **Геотермическое поле Казахстана и некоторые вопросы тепловой эволюции литосферы геосинклинальных поясов.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Установлено закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста континентальной коры в мозаичном геосинклинальном поясе Центрального Казахстана, связанное с наращиванием литосферы за счет кристаллизации астеносферного выступа. Существование астенолинзы возможно на глубинах 150—350 км для структур с возрастом коры не старше позднего девона. Аномально низкий тепловой поток в прилегающих структурах Южного Урала и Мугоджар объясняется влиянием надвигов с суммарной мощностью, соизмеримой с толщиной океанической литосферы. Приведены схема теплового потока в регионе и результаты аналогового моделирования геотермического поля при мгновенном надвигании пластины мощностью 65—70 км при граничных условиях первого и второго рода.

Табл. 2, ил. 5, библиогр. 29 назв.

УДК 550.361

Шварцман Ю.Г. **Геотермический режим, динамика литосферы и перспективы использования геотермальной энергии Тянь-Шаня.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены результаты геотермических измерений и распределение источников радиогенного тепла в Киргизии и прилегающих районах. Подсчитаны глубинные температуры до границы фракционного плавления и сделан вывод о решающей роли коровой радиогенной составляющей в общий тепловой поток (до 80%). Предполагается, что в формировании термического поля региона ведущим фактором является деструкция литосферы региона в результате субмеридионального сжатия. Выделены перспективные районы для освоения геотермальных ресурсов.

Ил. 4, библиогр. 15 назв.

УДК 550.361

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. **Тепловой поток Прикаспийской впадины.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

На основании имеющихся публикаций по температурному режиму верхней части осадочного чехла Прикаспийской впадины и теплопроводности основных литолого-стратиграфических комплексов проведена оценка величины теплового потока в регионе. Показано, что тепловой поток в Прикаспийской впадине составляет в среднем 50 мВт/м^2; существенные колебания его величины наблюдаются в областях солянокупольной тектоники.

Ил. 1, библиогр. 13 назв.

УДК 550.361

Дучков А.Д., Соколова Л.С. **Геотермические исследования в восточной части Прикаспийской низменности.** — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены новые измерения теплового потока на Доссорской и Сагизской структурах в юго-восточной части Прикаспийской впадины. На основании учета структурного фактора фоновый тепловой поток для этой части Прикаспийской впадины оценен величиной порядка 50 мВт/м^2.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 7 назв.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНЕ

Утверждено к печати
Научным советом
по геотермическим исследованиям
и Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.Д. Хуторской
Редактор издательства А.В. Копп
Художник А.Н. Бобрович
Художественный редактор Л.В. Кабатова
Технический редактор Н.А. Торгашова
Корректор И.Г. Мартьянова

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 28949

Подписано к печати 21.08.85. Т – 17223
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 17,0. Усл.кр.-отт. 17,2
Уч.-изд.л. 20,3. Тираж 600 экз.
Тип.зак. 658. Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12