

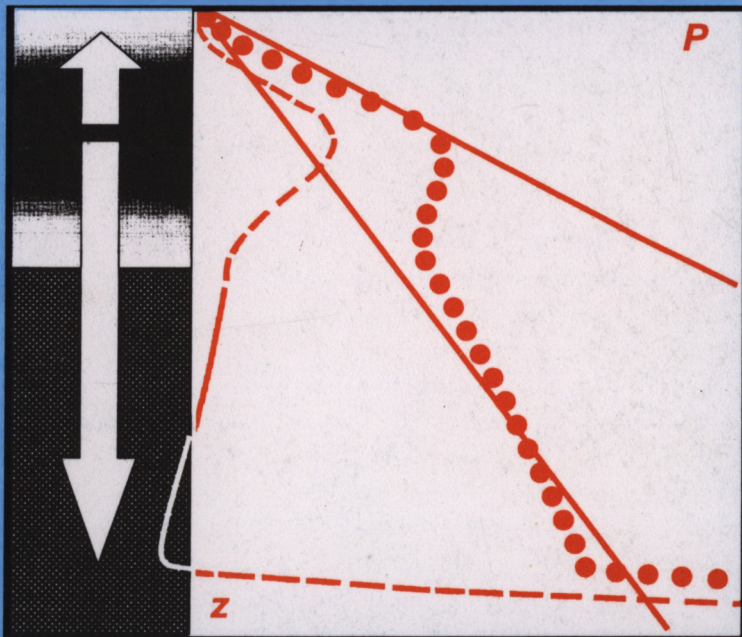
фонды ГИН РАН



ISSN 0002-3272

Л. Е. ЯКОВЛЕВ

# ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ



«НАУКА»

L. E. YAKOVLEV

**WATER INFILTRATION  
INTO THE BASALTIC LAYER  
OF THE EARTH'S CRUST**

Transactions, vol. 497

*Founded in 1932*

Responsible editor

B. G. POLYAK



MOSCOW «NAUKA» 1999

Л. Е. ЯКОВЛЕВ

# ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Труды, вып. 497  
*Основаны в 1932 году*

Ответственный редактор  
Б. Г. ПОЛЯК



МОСКВА «НАУКА» 1999

УДК 556.3  
ББК 26.3  
Я 44

Редакционная коллегия:

Ю.Г. ЛЕОНОВ (главный редактор), М.А. АХМЕТЬЕВ, Ю.О. ГАВРИЛОВ,  
Ю.В. КАРЯКИН, С.А. КУРЕНКОВ, М.А. СЕМИХАТОВ

Рецензенты:

В.М. ШВЕЦ, В.И. КОНОНОВ

**Л.Е. Яковлев**

Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. – М.: Наука, 1999. – 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497)

ISBN 5-02-003654-4

В монографии рассмотрены геохимические, изотопные, геотермические и гидродинамические признаки и следствия метаморфогенной инфильтрации подземных вод в базитовые (магматические и метаморфические) комплексы, погребенные под осадочным чехлом. Показана важная роль этого массопотока и сопряженных с ним химических, механических и термических процессов в геохимической эволюции коры.

Для геохимиков, петрологов, тектонистов, геофизиков, гидрогеологов.

Табл. 16. Ил. 40. Библиогр. 342 назв.

По сети АК

Editorial Board:

Yu.G. LEONOV (Editor-in-Chief), M.A. AKHMETIEV, Yu.O. GAVRILOV,  
Yu.V. KARIAKIN, S.A. KURENKOV, M.A. SEMIKHATOV

Reviewers:

V.M. SHVETS, V.I. KONONOV

**L.E. Yakovlev**

Water infiltration into the basaltic laver of the Earth's crust. – М.: Nauka, 1999. – 200 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 497)

ISBN 5-02-003654-4

The monograph considers geochemical, isotopic, geothermal, and hydrodynamic indications for and consequences of the metamorphic infiltration of subsurface waters into the basite (igneous and metamorphic) complexes buried beneath sedimentary cover. Important role of this mass-flow along with chemical, mechanical, and thermal phenomena is shown for geochemical evolution of the Earth's crust.

For geochemist, petrologist, tectonist, geophysicist, hydrogeologist.

Tabl. 16. Il. 40. Bibliogr. 342

ISBN 5-02-003654-4

© Издательство "Наука", 1999



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей книга посвящена ранее не известному явлению в подземной гидросфере – "метаморфогенной инфильтрации флюидов" из осадочной оболочки в погребенные базитовые комплексы. Оно впервые обнаружено в начале 80-х годов исследовательской группой, руководимой Л.В. Боревским, в которую входил автор. Признаками этого явления послужили аномальное охлаждение разреза Саатлинской сверхглубокой скважины и инверсия флюидных давлений в этом разрезе. Дальнейшими исследованиями был установлен региональный характер этого, на первый взгляд парадоксального, явления в Восточном Закавказье, и необходимо было выяснить его причину. С этой целью автор разработал концепцию сопряженных процессов в системе вода–порода, позволившую выявить характер и интенсивность гидродинамических возмущений, связанных с региональным метаморфизмом базитов, и тем самым определить предпосылки проявлений метаморфогенной инфильтрации в пространстве и времени. Очевидно, что этот гидродинамический феномен должен в той или иной мере влиять на все геологические процессы, определяемые флюидным режимом коры.

В данной монографии предпринимается попытка решения трех задач: эмпирического доказательства существования крупномасштабной инфильтрации флюидов в базитовое основание осадочной оболочки, теоретического обоснования химической природы такого флюидного потока и анализа возможных геологических следствий этого явления и сопряженных с ним процессов.

В книге выдвигается представление об универсальном, глобальном явлении, охватывающем базальтовый слой земной коры, которое, однако, реализуется в этом слое дискретно как в пространстве, так и во времени, только в отдельных его фрагментах и только при определенных условиях.

Книга содержит шесть глав. В главе 1 выясняется место рассматриваемого явления в системе геологических знаний. Глава 2 содержит теоретический количественный анализ характера и интенсивности гидродинамических возмущений в результате взаимодействия вода–порода. В главах 3 и 4 на базе материалов сверхглубокого бурения и региональных исследований в Закавказье обосновано существование нисходящей инфильтрации подземных вод в погребенную вулканогенную толщу в настоящее время и в прошлом. В главах 5 и 6 рассмотрены фундаментальные и прикладные аспекты влияния метаморфогенных токов и собственно взаимодействия вода–порода на распределение вещества и энергии, а также механические деформации в естественных и нарушенных условиях земной коры.

Автор выражает глубокую признательность Б.Г. Поляку за неустанную поддержку предпринятого исследования в течение последних лет, острую и конструктивную полемику и разносторонние консультации по существу затронутых проблем и форме изложения полученных результатов.

Автор сердечно благодарит своего первого учителя Л.В. Боревского, под чьим руководством эта работа начиналась в 80-е годы.

Автор признателен В. Прупису (США) за консультации при разработке численного алгоритма FILVERT и отладке программы; С.Г. Кряжеву – за предоставленную возможность опубликовать полученные им результаты термобарогеохи-

мического изучения флюидных включений в карбонатах рудного месторождения Мурунтау; Ф.А. Ширинову, Ш.С. Кочарли, К.А. Исмайлову, Ф.М. Гаджиеву, Н.И. Судакову, А.Н. Гусейнову, В.В. Харитонову и другим азербайджанским геологам, помогавшим в сборе первичных геолого-геофизических и гидрогеологических материалов и ознакомлении с геологией и флюидным режимом Куринской впадины; Ф. Эльзасу, А. Гадаля и другим французским коллегам из Объединенного института геотермических исследований (IMRG) Бюро исследований в области геологии и минералогии (BRGM, г. Орлеан) за помощь в ознакомлении с результатами экспериментальных исследований системы вода–порода.

В обсуждении представленных материалов принимали участие В.И. Кононов, В.Н. Холодов, В.А. Ерощев-Шак, В.Г. Трифонов, В.Ю. Лаврушин и А.Л. Чешко (ГИН РАН); В.И. Мальковский и В.Л. Русинов (ИГЕМ РАН); И.Н. Толстихин (ГИН КНЦ РАН); Б.Н. Рыженко, В.Б. Поляков, М.Ю. Спасенных, В.Л. Барсуков и В.И. Устинов (ГЕОХИ РАН); А.О. Глико (ОИФЗ РАН); В.Н. Балашов (ИЭМ РАН); Ю.А. Попов и В.П. Пименов (МГГА); М.Д. Хуторской и В.Б. Губин (РУДН); Ю.А. Костицын (ИМГРЭ); С.Г. Кряжев (ЦНИГРИ); А.А. Чернов (ВСЕГИНГЕО), а также зарубежные коллеги Б.У.Д. Ярдли (Великобритания), Т. Коль (Швейцария), Ж.Ж. Руайе (Франция), Ф. Хорват и Л. Ленкей (Венгрия), Б. Даин (США).

Автор искренне благодарен всем перечисленным коллегам за разносторонний анализ и ценные замечания к работе и надеется, что ему удалось учесть их полезную критику и пожелания. Осознавая недостатки своей работы, автор был бы весьма признателен всем, кто сочтет необходимым и возможным поделиться своими замечаниями и предложениями.

На заключительной стадии исследования выполнялись при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 96-05-64313 и 96-05-64319) и ЕЭС (грант INTAS 94-3165).

Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов... Все земное вещество ею проникнуто и охвачено...

*В.И. Вернадский.*

История минералов земной коры, 1933

## *Глава 1*

### **СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ**

Связь между метаморфизмом базитов, погребенных под осадочным чехлом, и движением подземных флюидов есть частое отражение общей совокупности процессов, которые идут в земных оболочках и обеспечивают их взаимодействие. Выяснение взаимосвязей между конкретными процессами – одна из задач современной геологии на пути к синтезу накопленных знаний в виде общей теории. О необходимости такого синтеза еще в начале 30-х годов говорил В.И. Вернадский, указавший на функциональное единство всех геосфер и взаимную обусловленность разнородных геологических процессов. В своем учении о геосферах он на качественном уровне показал внутреннюю согласованность универсальной системы вода–твердое вещество–газ–живое вещество (по: [29]). Каждый из компонентов этой системы взаимодействует со всеми остальными, причем гидросфера (компонент "вода") представляет собой особую, вездесущую оболочку, которая пронизывает земную кору и является главным агентом преобразований ее вещества. Посредством воды осуществляются обратная связь геологических процессов и взаимодействие оболочек Земли.

С тех пор концепция взаимодействия геосфер распространялась и развивалась вместе с учением о геохимической эволюции литосферы при определяющей роли подземных вод. Систематизированные А.Б. Роновым и А.А. Ярошевским данные о химическом строении земной коры [184] позволили исследовательской группе, руководимой Ф.А. Макаренко, разработать физическую модель подземной гидросферы, в которой отражена следующая закономерность: отношение массы свободной и физически связанной воды к массе химически связанной и дисперсной воды убывает в ряду океаническая кора (2,8) – субконтинентальная кора (1,5) – континентальная кора (0,8); в разных тектонических структурах континентов это отношение меняется незначительно, составляя 0,8 в геосинклиналях, 0,9 в плитах и 0,7 в щитах [124]. Отсюда видно, что главные типы коры различаются степенью гидратации. Эта закономерность не находила объяснения до последнего времени. В самом деле, что может препятствовать глубокой гидратации океанических базальтов вопреки непосредственной близости гигантского источника воды – океана? Сегодня уже стало известно, что «вся вода Мирового океана в океанических рифтах "прокачивается" через гидротермальную циркуляционную систему в океанической коре, проходит стадию гидротермального флюида примерно за 1 млн лет, т.е. с геологической точки зрения мгновенно» [48, с. 4]. Однако океанические базальты и ультрабазиты в целом практически не поддаются гидратации, не считая слабых проявлений метаморфизма – эпигенеза в тектонически нарушенных зонах и приповерхностной части второго (базальтового) слоя (см., например, [60, 111, 193, 253]).

Этот парадокс как будто поддается решению в свете разработанной академиком А.В. Пейве и др. [161] и поддержанной многими геологами [55, 153, 252 и др.] концепции последовательного превращения океанической коры в субконтинентальную (переходного типа), а затем в континентальную. Согласно этой концепции, глубокие изменения, которые претерпевает океаническая кора до ее окончательной кратонизации, требуют ее полной и равномерной переработки. Для этого она должна претерпеть плавление с последующей магматической дифференциацией и/или постмагматическую дифференциацию и метасоматоз, "особенно благодаря поступлению жидких и газообразных флюидов... в глобальные эпохи тектономагматической ... активности" [161, с. 7]. Все эти процессы так или иначе сопряжены с гидратацией магматических пород. Необходимая для этого свободная вода в избытке присутствует в породах чехла, который на континентах, в отличие от Мирового океана, служит главным водным резервуаром. По оценкам А.А. Ярошевского, при гранитизации базитовых комплексов источником "гранитофильных" элементов (Si, Na, K, редких литофильных элементов и др.) служит "все вещество метаморфизирующихся геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ, а основным механизмом, обеспечивающим необходимый массообмен, служит циркуляция насыщающих породы растворов" [252, с. 445].

Однако такой сценарий континентализации коры не раскрывает достаточно определенно гидродинамический механизм, благодаря которому воды чехла могли бы обеспечить превращение пород "базальтового", или "гранулит-базитового" [251], слоя в сиалические породы континентальной литосферы. Крупные зеленокаменные пояса континентов, возникшие за счет гидратации базитов и ультрабазитов коры океанического типа, являясь свидетельством гигантских масштабов геологической деятельности подземных вод. Из трех возможных источников породообразующих растворов (мантия, кора и атмосфера) ювенильная вода вносит пренебрежимо малый вклад во флюидный баланс коры, тогда как основная часть подземных вод имеет коровое или атмосферное происхождение (см., например, [32, 33, 169, 207, 208]). Оставалось неясным, каким образом могла коровая вода, сосредоточенная главным образом в осадочной оболочке, участвовать в упомянутой постмагматической дифференциации и метасоматозе магматических пород, без чего невозможна их полная и равномерная переработка. Этот пробел был одним из уязвимых мест в концепции кратонизации океанической коры, что позволяло Ж. Обуэну выступить с ее резкой критикой [148, с. 19].

Вопрос о взаимодействии толщи осадков с подстилающим комплексом пород основного состава, в сущности, специально не ставился. Между тем такое строение разреза типично для зон не только становления, но и деградации континентальной коры – ее базификации. К числу первых относятся зона перехода от океана к континенту, где становление континентальной коры начинается, и впадины подвижных (орогенных) поясов, в которых оно завершается [161 и др.]. Структурным выражением базификации коры служат зоны континентального рифтогенеза [110, 134, 188, 235].

Естественно было полагать, что на этих этапах развития коры, отличающихся напряженным геодинамическим и температурным режимами, следует ожидать наиболее активной преобразующей роли водных флюидов [168, 212], в том числе элизионных, учитывая существование их крупного источника – осадочного чехла. Вместе с тем вклад последних в гидротермальные преобразования мафических комплексов, погребенных под чехлом, пока не оценивался. Это объясняется господством представлений о восходящем оттоке флюидов из литифицируемых осадков чехла [24, 35, 73, 165, 167, 194, 212, 222 и др.].

Нисходящая разгрузка вод дегидратации из осадочного чехла рассматривается по общепринятой традиции как экзотика и требует в каждом конкретном случае

специального гидродинамического обоснования. Именно такому обоснованию посвящена статья Б. Ярдли и Дж. Ллойда [340], в которой обсуждаются гидродинамические условия возникновения метасоматического фронта в толще известково-кремнистых сланцев, которые претерпевают прогрессивный метаморфизм. Эти исследователи показывают возможность возникновения слоя повышенной проницаемости в основании толщи в результате усиленного выноса воды и углекислоты в направлении дренирующего толщу разлома. По их мнению, возникновение вторичной пористости стимулирует резкое понижение флюидного давления. Благодаря этому метаморфогенный флюид разгружается из основного объема дегазирующих сланцев в проницаемый слой (метасоматический "фронт") в основании толщи и вдоль этого слоя – в направлении разлома-дрены.

Господствующие представления о восходящей разгрузке продуктов дегазации коры определяют и существенную, если не преобладающую, роль глубинных источников флюидов (мантйных эксгаляций и "возрожденной воды") в постмагматических преобразованиях погребенных изверженных пород [57, 116, 117, 144, 196 и др.], в том числе и базит-ультрабазитовых комплексов [239 и др.]. Такие представления построены на изучении продуктов вулканической деятельности в областях современного вулканизма. Например, вклад мантийной компоненты в состав термальных флюидов Исландии, где мантийная активность чрезвычайно высока, судя по тепловым расчетам, может достигать 25% [86]. Положительные тепловые и изотопно-гелиевые аномалии на других участках проявления мантийной активности (в "горячих точках", маркирующих мантийные плюмы, зонах рифтогенеза) тоже указывают на локальную разгрузку тепломассопотока из мантии [170, 310 и др.].

Вместе с тем перенос мантийного тепла и вещества к верхней границе литосферы осуществляется, по мнению упомянутых и многих других исследователей, не автономным потоком летучих, а силикатным расплавом [170, 310]. Однозначные доказательства присутствия других ювенильных летучих компонентов, кроме гелия, в продуктах вулканической и гидротермальной деятельности на сегодняшний момент не получены [89]. Поэтому вопрос о соотношении мантийных и коровых источников флюидов, преобразующих кору, остается открытым. Концепции (гипотезы) глобального "флюидного дыхания" мантии в виде автономного потока летучих, составляющего в кору водно-углекислый флюид [116, 117], или "инфильтрационного метасоматоза" коры потоками "сквозьмагматических" флюидов [91, 93, 94] не отражают всего многообразия вещественных превращений в земной коре с участием флюидов. В их числе особый интерес представляют процессы преобразования коры океанического типа.

В последние два десятилетия сравнительное изучение метаморфических (гидротермальных, эпигенетических) процессов в офиолитовых комплексах континентов и базит-гипербазитах второго и третьего слоев океанической коры ведется особенно интенсивно. Толчком к этим исследованиям послужило открытие конвективных гидротермальных систем в океанической зоне спрединга, физическая природа которых обоснована теплофизическими расчетами [294]. Многочисленные полиметаллические рудопроявления обнаружены на участках современной или бывшей разгрузки гидротерм [22, 150, 212, 280, 296 и др.]. Эти находки стимулировали петролого-геохимические и изотопные исследования продуктов гидротермального метаморфизма в срединно-океанических хребтах наряду с изучением их континентальных аналогов – зеленокаменных пород офиолитовых поясов [10, 103, 111, 193, 253, 275 и др.]. В результате этих исследований выяснилось, что главным источником воды при изменении базальтов в океанических гидротермальных системах и офиолитовых поясах служили водная толща океана или вода, захороненная в его осадках. Основная масса породообразующих компонентов этих гидротермальных растворов имеет коровое происхождение [23, 101, 111, 316, 317 и др.].

Таким образом, решающая роль метеогенных флюидов в преобразовании океанических базальтов не вызывает сомнения. Возникает вопрос, отчасти затронутый выше: можно ли объяснить возникновение зеленокаменных поясов, ассоциирующих с офиолитами континентальных окраин и континентов, метаморфическими или эпигенетическими изменениями базитов на океанической стадии эволюции коры? Результаты изучения метаморфитов, ассоциирующих со срединно-океаническими хребтами, заставляют сомневаться в такой возможности. Гидротермальный метаморфизм в циркуляционных системах океанической зоны спрединга охватывает лишь малую часть объема пород второго и третьего слоев. Как подчеркивают С.А. Силантьев с соавторами, "для всех типов пород океанической коры при их метаморфизме близ НВГС (нисходящей ветви гидротермальной системы. – Л.Я.) характерно уменьшение степени изменения исходных пород по мере увеличения глубины (соответственно температуры) [193, с. 1033].

Вероятнее всего, гидротермальный метаморфизм просто не успевает завершиться, несмотря на благоприятные термобарические условия, так как с удалением новообразованной коры от зоны спрединга появляется покров из слабопроницаемых пелагических осадков ("первый слой" океанической коры), полностью останавливающий инфильтрацию морской воды в базальты. Об этом свидетельствуют уникальные материалы, полученные благодаря неоднократно возобновлявшемуся бурению эталонной глубоководной скв. 504В [253, 256, 278 и др.].

При отсутствии осадочного покрова процессы вторичного минералообразования с участием океанической воды в меланократовом субстрате коры (слое 2А) протекают в спокойных термических условиях относительно вяло, несмотря на непосредственный контакт базитов с водой. А.Г. Коссовская с коллегами [96] рассматривают совокупность медленных процессов гидротермально-гальмиролитического эпигенеза как этап "эмбриональной континентализации" океанической коры. Данные глубоководного бурения говорят в целом о низкой степени вторичных преобразований базальтового субстрата [111 и др.].

Таким образом, если следовать концепции "континентализации" или "кратонизации" океанической коры [161], то требуется отыскать тот отрезок эволюционного пути, на котором происходит окончательное преобразование океанических базитов и ультрабазитов в зеленые сланцы, слагающие зеленокаменные пояса континентов.

Степень и характер постмагматических изменений базитов, эволюция состава породообразующих флюидов на переходной стадии развития коры интенсивно изучаются в связи с проявлениями гидротермальной активности в областях современного вулканизма [86, 143, 158, 239 и др.]. Эти исследования опять-таки показали, что флюиды гидротермальных систем содержат исключительно метеогенную воду. При этом степень гидротермальной переработки вмещающих пород контролируется, как и в срединно-океанических хребтах, их начальной проницаемостью, так что глубокие вторичные изменения охватывают только трещиноватые ореолы тектонических нарушений, а остальной объем пород остается практически неизменным (см., например, [62, 159]). Таким образом, гидротермальный процесс в зоне перехода от океана к континенту также способствует кратонизации океанической коры, но все еще не способен завершить ее.

В зонах континентального и межконтинентального рифтогенеза, для которых характерен базальтовый магматизм, постмагматические (зеленокаменные) преобразования базитов, развитых в основании рифта, принято связывать с деятельностью конвекционных флюидных систем, подобных рассмотренным выше [250, 277]. Такой механизм мобилизации породообразующих флюидов трудно, однако, признать универсальным. Допущение о его реализации в конкретных условиях нуждается каждый раз в предварительных количественных оценках. В.П. Пименов [309]

оценил характерные значения числа Релея, отражающие условия возбуждения свободной термоконвекции (т.е. возникновения конвективной гидротермальной системы) в земной коре. Оказалось, что в оценках других авторов, поддерживающих возможность термоконвекции во внутренних слоях коры, минимальная допустимая проницаемость пород (коэффициент проницаемости  $k = 10^{-15} - 10^{-17} \text{ м}^2$ ), при которой этот процесс может идти, неоправданно занижена на 1–4 порядка по сравнению с оценкой В.П. Пименова ( $k = 2 \cdot 10^{-14} - 3 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$ ). Отсюда вытекает, что в обычных условиях верхней коры (при  $k = 10^{-15} - 10^{-17} \text{ м}^2$ ) термоконвекция неосуществима.

Наряду с этим различные исследователи приводят косвенные признаки, наводящие на мысль о тесной связи между зеленокаменным метаморфизмом основных и ультраосновных пород и притоком седиментационных флюидов из осадочного чехла.

Г.П. Тейлор [207], проанализировав изотопный состав кислорода метаморфизованных магматических пород в горах Адирондак, штат Нью-Йорк, установил обогащение метаморфитов тяжелым кислородом. Этот исследователь пришел к выводу, что источником  $^{18}\text{O}$  послужили метаосадки серии Гренвилл, которые контактировали с магматическим комплексом Адирондак в период его метаморфических преобразований. Очевидно, что такой изотопный обмен мог произойти только при участии седиментационных вод, отжимавшихся из осадков серии Гренвилл.

Е.М. Некрасов [146] выполнил сравнительный анализ истории развития золоторудных зеленокаменных поясов в континентальных палеорифтах докембрия и пришел к интересному наблюдению. "Крупные и крупнейшие месторождения размещаются в участках рудных узлов и полей", которые локализируются в верхней части вулканогенного разреза, непосредственно под "терригенными грубообломочными породами, перекрывающими вулканиты" [146, с. 155]. Он также показал, что золоторудные месторождения в зеленокаменно-измененных терригенно-вулканогенных породах протерозойских и фанерозойских складчатых систем отличается "длительный перерыв (нередко многие десятки и сотни миллионов лет) между накоплением вулканитов (изредка с горизонтами терригенных пород), метаморфизмом их, складчатостью, внедрением комплекса штоков и даек и появлением золотого оруденения. При всем разнообразии состава и возраста рудовмещающих формаций оруденение локализуется в породах, претерпевших только зеленокаменный региональный метаморфизм" [146, с. 237]. Возникает вопрос: нельзя ли вообще рассматривать гидротермальное оруденение в зеленокаменных поясах как геохимический индикатор миграции флюидов из терригенно-осадочного чехла в базитовый магматогенный комплекс в период его интенсивного метаморфизма?

Обширная литература, посвященная петролого-геохимическим аспектам метаморфизма магматических пород, так или иначе свидетельствует о его парагенетической (пространственно-временной) связи с мобилизацией огромных масс коровых флюидов. О необходимости и свидетельствах привноса воды извне в ходе метаморфизма исходно "сухих" основных пород и гипербазитов упоминали многие исследователи [8, 51, 205, 213 и др.] начиная с П. Эскола [276], создателя учения о метаморфических фациях. В работах [30, 93, 150, 208, 276 и др.] показано, что при умеренных давлениях присутствие и количество воды, наряду с температурой, полностью контролируют виды и скорости реакций метаморфизма; делается также вывод о невозможности протекания реакций метаморфизма (вплоть до  $P$ - $T$  условий фаций гранулитов и эклогитов) без участия воды.

Вода в числе прочих "летучих" – оксида и диоксида углерода, хлора, серы, фтора и др. – играет особую роль в процессах гидротермального рудообразования, являясь главным переносчиком рудного вещества [12, 13, 30, 35, 57, 91, 105, 117, 168, 181, 205, 212, 213, 222, 250, 268, 305 и др.]. Особенно велик, по общему мнению, рудообразующий потенциал воды, высвобождающейся в ходе прогрессив-

ного метаморфизма погружения, когда минерализованные, богатые металлами, восстановленные и нагретые растворы поступают с больших глубин (10–20 км и более) в верхние этажи земной коры и, остывая в окислительной обстановке, образуют рудные тела жильного, пластового типа и т.п.

Большинство исследователей рассматривают четыре возможных источника воды при метаморфизме субконтинентальных и континентальных базитов и ультрабазитов [51, 117, 205, 213 и др.]. Из этих источников два внутренних: вода в порых и трещинах и вода минералов-гидратов, и два внешних: ювенильная вода и вода из окружающих пород. Впрочем, в этом вопросе нет полного единодушия. Например, в работе [105] по результатам исследований пяти крупных районов (Воронежский кристаллический массив, Украинский щит и др.) опровергается возможность участия ювенильных флюидов в метаморфизме как вулканогенных, так и осадочных пород.

Вместе с тем, говоря об "окружающих" породах, исследователи имеют в виду, как правило, только нижележащие слои метаморфизируемых пород [30, 94, 117, 205, 213 и др.]. При этом подразумевается, что "воды дегидратации" поступают в относительно низкотемпературные фациальные зоны, где идет диафторез пород, из высокотемпературных зон, где в условиях эпидот-амфиболитовой и более высоких фаций происходит обезвоживание пород. В работе [57] на примере ряда районов Алданского щита, Тянь-Шаня, Закарпатья показано существование такой пространственной и генетической связи прогрессивного метаморфизма и диафтореза.

Геохимический аспект гидротермального преобразования базитов при взаимодействии с водой с некоторых пор является предметом лабораторных экспериментальных исследований [269, 293, 320, 321 и др.] и численного термодинамического моделирования [46, 193, 293 и др.]. Эти исследования показывают, что зеленокаменный метаморфизм базитов сопровождается интенсивным перераспределением порообразующих и рудных элементов под воздействием гидротермальных растворов, что способствует существенной метаморфической дифференциации вещества коры океанического типа.

Таким образом, до последнего времени процессы метаморфизма базитов изучались главным образом в петролого-геохимическом аспекте. Однако физический аспект этих процессов (гидродинамический отклик среды на метаморфические реакции) не рассматривался. А именно он решающим образом влияет на флюидный режим [337, 338]. Это выяснилось при целенаправленном анализе процессов в системе вода–порода, результаты которого рассмотрены ниже.



## ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ВОДА–ПОРОДА И P–T УСЛОВИЙ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Вода является не только самым активным и вездесущим, но и универсальным агентом литосферы, посредством которого осуществляются взаимосвязь самых разнообразных геологических процессов и взаимодействие оболочек Земли. Такие процессы, называемые в неравновесной термодинамике сопряженными [54, 177], могут проявляться одновременно в трансформации и переносе вещества и тепла, деформации и разрушении горных пород, вариациях геофизических полей.

Отсюда возникают вопросы: насколько достоверны геохимические, геодинамические, геотермические, сейсмические, гидрогеологические и другие модели земной коры, которые не учитывают взаимосвязи идущих в недрах процессов? И какие процессы должны быть включены в ту или иную модель, чтобы ее погрешность не превысила приемлемого предела? Решение этих вопросов требует количественной оценки взаимного влияния вариаций состава, температуры и давления в системе вода–порода.

Сопряженные процессы переноса вещества и тепла в земной коре изучались многими авторами путем численного решения системы уравнений, описывающих законы сохранения массы и энергии [44, 121, 157, 257, 301, 302 и др.]. Этот подход нашел особенно широкое применение при изучении процессов гидротермального и метаморфогенного минералообразования в условиях конвекции флюидов, обусловленной действием консервативных внешних сил. В работе [279] решаемая система уравнений дополнена записями закона действующих масс для равновесных реакций минералообразования и полученная численная модель применена для изучения генезиса стратиформных рудопроявлений. Теоретические модели, использованные в указанных работах, объединяет то, что движение флюида в них не связывается с действием внутренних сил в системе флюид–порода, в качестве которых могут выступать химические превращения и термические деформации флюида и минерального матрикса. Они рассматривают массопоток как результат действия той или иной консервативной внешней силы – фильтрации или диффузии в поле силы тяжести, термоконвекции и т.п.

В ходе химических реакций фазовый состав системы меняется, а значит, деформируется и ее объем. При изменении температуры среды наряду с хемогенными деформациями возникают также и термические. Каков механический (гидродинамический) эффект таких деформаций? Могут ли они составить конкуренцию внешним силам по воздействию на поток вещества? Чтобы ответить на эти вопросы, нужно дать количественное описание связи между гидродинамическим возмущением в системе флюид–порода и объемными эффектами химических реакций и термических деформаций. Для такого описания требуется единая функциональная зависимость, объединяющая эти процессы, – дифференциальное уравнение.

Связь между изменением степени сжатия флюида в пустотном пространстве пород, вариациями объема этого пространства и количеством содержащегося в нем флюида исследовали многие [19, 26, 42, 49, 87 и др.]. Было установлено, в

частности, что деформации флюидоносных пород при изменении их температуры или в результате неизохорических гетерофазных химических реакций могут вызывать значительное (на несколько порядков) изменение проницаемости пород, сопровождаться явлениями гидроразрыва и служить мощным механизмом гидродинамического возмущения (вариаций давления) в системе флюид–порода. В работе [42] важные фрагменты требуемой зависимости выведены и использованы для оценки величины снижения флюидного давления, обусловленного охлаждением земной коры в криолитозоне и отрицательным объемным эффектом реакции образования газовых гидратов. Эта оценка весьма убедительно, на наш взгляд, указывает на важнейший фактор формирования низких пластовых давлений в подмерзлотных породах криолитозоны – охлаждение земной коры.

В перечисленных работах ставилась и решалась – на количественном или концептуальном уровне – лишь та или иная часть более общей задачи математического описания обратных связей между химическими, термическими, транспортными и механическими процессами в неравновесной системе вода–порода. Такое описание, основанное на законе сохранения массы (Приложение 1), приводится ниже [337, 338].

## 2.1. ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ВОЗМУЩЕНИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ХИМИЧЕСКИХ И ТЕРМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Уравнение непрерывности системы вода–порода имеет вид

$$\beta \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{\rho^w} \operatorname{div} \rho^w v = \frac{\partial \epsilon}{\partial t} + \alpha \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (2.1)$$

где

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \sum_s \frac{w^s}{\rho^s} + \frac{w^w}{\rho^w} \quad (2.2)$$

есть относительный объемный эффект всех химических реакций в единицу времени. В уравнении (2.1)  $\alpha$  – коэффициент объемного расширения породы:

$$\alpha = \kappa \alpha^w + \sum \epsilon^s \alpha^s = \kappa \alpha^w + (1 - \kappa) \alpha^M, \quad (2.3)$$

где  $\alpha^M$  – коэффициент теплового расширения матрикса:

$$\alpha^M = (1 - \kappa)^{-1} \sum \epsilon^s \alpha^s; \quad (2.4)$$

$\beta$  – коэффициент сжимаемости породы, называемый также коэффициентом упругости [125], определяемый как

$$\beta = \kappa \beta^w + \sum \epsilon^s \beta^s = \kappa \beta^w + (1 - \kappa) \beta^M, \quad (2.5)$$

где  $\beta^M$  – коэффициент сжимаемости матрикса:

$$\beta^M = (1 - \kappa)^{-1} \sum \epsilon^s \beta^s. \quad (2.6)$$

Уравнение (2.1) описывает совокупность обратных связей между сопряженными процессами. Его левая часть характеризует гидродинамическое возмущение в системе. Скорость  $v$ , согласно закону Дарси, пропорциональна градиенту давления  $P$ :  $v = -k_\phi \nabla P$  ( $k_\phi$  – коэффициент фильтрации) [33]. Из (2.1) видно, что мерой гидродинамического возмущения служат вариации давления флюида во времени (вре-

менная производная  $P$  в первом члене) и пространстве (учитывая лапласиан  $\nabla P$  во втором члене). Правая часть описывает процессы объемных деформаций, вызывающих гидродинамическую реакцию системы. Объемные деформации включают: а) изменение соотношения фазовых объемов в результате химических реакций между фазами, т.е. хомогенные объемные деформации; б) объемные деформации фаз системы вследствие их нагрева или охлаждения – термические деформации. Мерами объемных деформаций являются соответственно: а) "химический относительный объемный эффект" в единицу времени (первый член); б) "термический относительный объемный эффект" в единицу времени (второй член).

Воспользуемся выведенным уравнением непрерывности (2.1) для оценки интенсивности гидродинамического возмущения в системе вода–порода в результате хомогенных и термических объемных деформаций. Рассмотрим предельный случай – закрытую систему

$$v = 0, \quad (2.7)$$

ограниченную таким образом, что ее объем  $V$  не может меняться:

$$dV = 0, \quad (2.8)$$

т.е. не зависит от возможных вариаций составляющих его объемов жидкости  $V^w$  и твердого матрикса  $V^s$ , которые обязаны в этом случае быть противоположно направленными:

$$dV^w > 0, \quad dV^s < 0 \quad \text{или} \quad dV^w < 0, \quad dV^s > 0.$$

Переходя в уравнении (2.1) к конечным разностям, с учетом условия (2.7) получаем приближенное выражение для количественной оценки гидродинамического возмущения в закрытой системе:

$$\beta \Delta P = \Delta \epsilon + \alpha \Delta T, \quad (2.9)$$

где  $\Delta$  – оценочное приращение переменной состояния за время протекания процесса  $\Delta t$ ;  $\Delta \epsilon$  – суммарный относительный объемный эффект химических реакций:

$$\Delta \epsilon = \Delta \epsilon_s + \Delta \epsilon_w. \quad (2.10)$$

Измерение давления  $\Delta P$  будем называть пьезоэффектом процессов объемных деформаций. Очевидно, что в общем случае (в открытых системах) пьезоэффект является составной частью суммарного гидродинамического эффекта, включающего также и адвективную составляющую, согласно уравнению (2.1).

Для оценки  $\alpha$  и  $\beta$  по формулам (2.3) и (2.5) воспользуемся характерными значениями соответствующих параметров воды и скелета разных типов пород (табл. 2.1) и получаем

$$\alpha \sim n \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}; \quad (2.11)$$

$$\beta \sim 10^{-6} - 10^{-5} \text{ бар}^{-1}. \quad (2.12)$$

Используя (2.11) и (2.12), переписываем (2.9) в виде

$$\Delta P \sim (10^5 - 10^6) \Delta \epsilon + n(1 - 10) \Delta T. \quad (2.13)$$

Из соотношения (2.13) видно следующее: а) при изотермическом изменении объема реагирующих фаз ( $\Delta T = 0$ ) относительному объемному эффекту химических реакций порядка  $\Delta \epsilon \sim 10^{-3}$  (или 0,1 об.%) соответствует изменение давления  $\Delta P \sim 100 - 1000$  бар; б) при изохимическом изменении объема системы ( $\Delta \epsilon = 0$ )

**Таблица 2.1.** Оценка характерных значений коэффициента объемного расширения и коэффициента упругости важнейших типов горных пород

| Парамстр, единица измерения                                       | Фаза   | Символ       | Тип пород                         |                                   |
|---|--|--------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
|   |  |              | магматические, метаморфические    | осадочные (песчаники, известняки) |
| Объемная доля   | Водная   | $\kappa$     | 0,01–0,04 [125]                   | 0,05–0,15 [125]                   |
|   | Матрикс  | $1 - \kappa$ | 0,96–0,99 [125]                   | 0,85–0,95 [125]                   |
| Коэффициент объемного расширения, $K^{-1}$                        | Водная   | $\alpha^*$   | $1,8 \cdot 10^{-4}$ [112]         | $1,8 \cdot 10^{-4}$ [112]         |
|   | Матрикс  | $\alpha^M$   | $3 \cdot 10^{-5}$ [209]           | $3 \cdot 10^{-5}$ [209]           |
| Коэффициент объемного расширения породы, $K^{-1}$ [формула (2.3)] | –  | $\alpha$     | $(3,2–3,7) \cdot 10^{-5}$         | $(3,5–4,5) \cdot 10^{-5}$         |
|   | Оценочный диапазон значений $\alpha$ : $n \cdot 10^{-5} K^{-1}$    |              |                                   |                                   |
| Коэффициент изотермической сжимаемости, $бар^{-1}$                | Водная   | $\beta^*$    | $(2,7–5) \cdot 10^{-5}$ [47, 125] | $(2,7–5) \cdot 10^{-5}$ [47, 125] |
|   | Матрикс  | $\beta^M$    | $(1–5) \cdot 10^{-6}$ [76]        | $(1–5) \cdot 10^{-6}$ [47]        |
| Коэффициент упругости породы, $бар^{-1}$ [формула (2.5)]          | –  | $\beta$      | $(1,3–7) \cdot 10^{-6}$           | $(2,3–9,4) \cdot 10^{-6}$         |
|   | Оценочный диапазон значений $\beta$ : $10^{-5} - 10^{-5} бар^{-1}$ |              |                                   |                                   |

изменению температуры на несколько десятков градусов ( $\Delta T \sim n \cdot 10^\circ C$ ) соответствует изменение давления того же порядка:

$$\Delta P \sim n(1-10)n \cdot 10 \sim n^2(10-10^2) \sim 100-1000 \text{ бар.}$$

Во втором случае минимальная оценка  $\Delta P$  совпадает с выполненными ранее оценками приращения давления при термическом расширении пород [85, 209, 220 и др.]. В отличие от этих авторов нами учтены характерные диапазоны пористости водоносных пород (см. Приложение 1.1).

В обоих случаях вариации давления – пьезоэффект – имеют порядок 100–1000 бар, что совпадает с диапазоном типичных значений тектонических напряжений, действующих в континентальной коре [209]. Вместе с тем этот диапазон перекрывает верхний предел прочности пород на разрыв, который для главных типов пород не превышает 200–300 бар [255]. Кроме того, при указанных приращениях давления на концах трещин и на контактах зерен матрикса легко могут развиваться напряжения, превышающие предел прочности породы при всестороннем сжатии и даже прочность межзатомных связей [212, 255 и др.]. Таким образом, использованные в наших вычислениях значения химического объемного эффекта и изменения температуры могут рассматриваться как критические, поскольку они соответствуют условиям критических деформаций водонасыщенных пород, при которых их матрикс должен разрушаться. Будем обозначать критические значения химического объемного эффекта и изменения температуры соответственно как

$$\Delta \epsilon_{\text{крит}} \sim 10^{-3} \quad \Delta T_{\text{крит}} \sim n \cdot 10^\circ C. \quad (2.14)$$

Разрушение матрикса может иметь различный характер в зависимости от знака

и скорости вариаций давления, механических свойств пород (вязкости, прочности и др.) и степени гидродинамической раскрытости системы, специально рассматриваемой ниже.

## 2.2. ФАКТОРЫ И ВИДЫ НАРУШЕНИЙ СПЛОШНОСТИ ПОРОДНОГО МАТРИКСА

Направленность изменения давления (знак пьезоэффекта  $\pm \Delta P$ ) является основным фактором, определяющим характер нарушений сплошности матрикса флюидоносной породы (рис. 2.1).

При  $\Delta P > 0$  происходит гидроразрыв породы в плоскости, перпендикулярной направлению наименьшего главного напряжения сжатия [19, 250 и др.]. При отсутствии латеральных девиаторных (тектонических) напряжений гидроразрыв проявляется в образовании субвертикальных трещин, что приводит к открытию системы, возбуждению в ней флюидных токов. При латеральных сжимающих напряжениях, превышающих литостатическую нагрузку, должно иметь место расщепление пород в сублатеральном направлении – гидрогенное разуплотнение запечатанных сверху комплексов, как это описано, например, в Печенгской впадине [17, 19]. Явления гидроразрыва происходят независимо от вязких и прочностных свойств пород (их "компетентности" [250 и др.]) – как в кристаллических массивах и прослоях, так и в слабо литифицированных, пластичных осадочных комплексах.

При  $\Delta P < 0$  в закрытой системе должен формироваться вакуум в изолированных порах. Нижний предел, до которого может снизиться поровое давление в результате вакуумирования, зависит от прочности и вязкости породы. В изолированной поре прочной скальной породы может быть достигнут сравнительно высокий физический вакуум ( $P \ll 1$  бар) аналогично тому, как это происходит в лабораторных установках с вакуумным насосом сорбционного типа. В смежных порах давление может изменяться с различной скоростью и даже с различным знаком в силу неоднородности физико-химических превращений в гетерогенном твердом матриксе. Такая ситуация может сложиться, например, при близком соседстве двух минералов, участвующих в двух независимых реакциях гидратации, причем один из них – в качестве исходного реагента, а другой – в качестве продукта реакции (минерала-гидрата). При этом между смежными порами, разделенными достаточно тонкой перегородкой, может возникнуть градиент флюидного давления, достаточный для гидравлического разрыва перегородки. Подобного рода микроскопические трещины гидроразрыва были обнаружены в образцах керна, извлеченных из Кольской сверхглубокой скважины, из интервала гидрогенного разуплотнения, которое проявилось во всем Печенгском синклинории [19]. При массовых проявлениях локального гидроразрыва, вызванного вакуумированием порового пространства, проницаемость кристаллического массива возрастает и система, изначально замкнутая, стремится к раскрытию аналогично тому, как это происходит при положительном пьезоэффекте.

В неустойчивых (некомпетентных) породах, таких, как глины, эвапориты и т.п., отрицательный пьезоэффект ( $\Delta P < 0$ ) не может привести к созданию высокого вакуума, так как матрикс легко теряет устойчивость при сравнительно небольшом снижении порового давления (и соответственно приращении эффективной нагрузки на матрикс). Потеря устойчивости некомпетентной породы проявляется в разрушении частиц матрикса вблизи их контактов, прежде всего наиболее слабых, по механизму неравномерного всестороннего сжатия (при главных напряжениях  $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$ ). При этом происходит переупаковка матрикса. После единичного акта

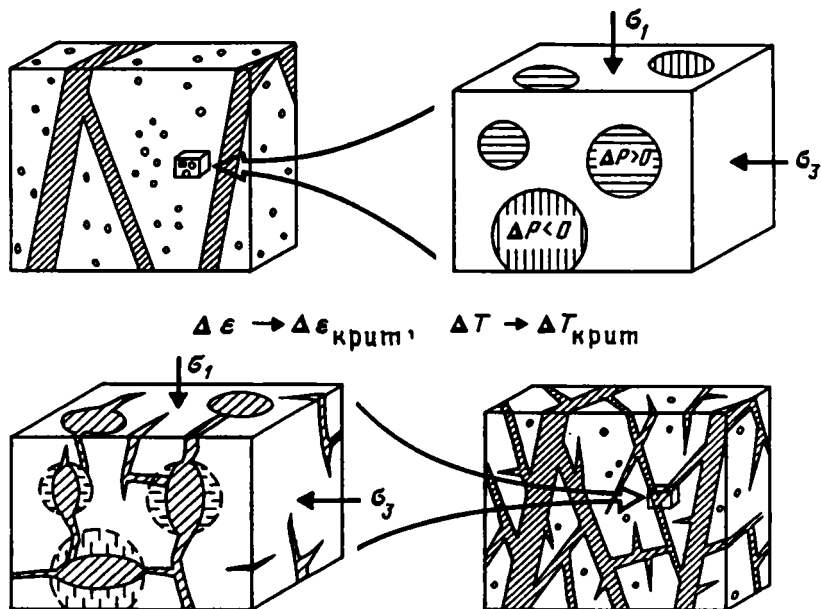


Рис. 2.1. Принципиальная схема хомогенной и термической дезинтеграции водоносных пород. Пояснения в тексте

разрушения локального объема породы та доля литостатической нагрузки, которую ранее воспринимала разрушенная часть матрикса, передается поровому флюиду и поровое давление локально возрастает. В результате этого локальное положительное приращение порового давления может превысить по абсолютной величине предшествовавшее ему снижение давления, вплоть до передачи флюиду всей нагрузки, воспринимаемой породой. В соседних зонах порового пространства в силу неоднородности среды этот процесс может идти быстрее или медленнее, приводя к образованию микротрещин гидроразрыва, подобных рассмотренным выше. В конечном счете, сплошность породы еще больше нарушается, а давление флюида нарастает.

Таким образом, независимо от знака пьезоэффекта  $\Delta P$  закрытая система стремится стать открытой в результате различных нарушений ее сплошности. Поэтому оценочные критические значения химического объемного эффекта и изменения температуры, указанные в соотношениях (2.14), могут рассматриваться вне зависимости от их знака (по абсолютной величине):

$$\Delta \epsilon_{\text{крит}} \sim \pm 10^{-3} \text{ и } \Delta T_{\text{крит}} \sim \pm n \cdot 10^{\circ}\text{C}. \quad (2.15)$$

Система может оставаться закрытой лишь при субвертикальной ориентировке оси наименьшего главного напряжения. В этом случае образуются трещины сублатерального простирания, а проницаемость пород и соответственно подвижность флюида в вертикальном направлении остаются неизменными. Во всех остальных случаях могут образовываться субвертикальные трещины гидроразрыва, по которым в компетентных породах возбуждается конвекция флюида – восходящая или нисходящая в зависимости от знака  $\Delta P$ .

Способность пород к хрупкому разрушению зависит, как известно, от их минерального состава (петрологической или литологической принадлежности), влагонасыщенности, состава флюида,  $P$ - $T$  условий, скорости изменения напряжений

(изменения  $\Delta P$ ) и т.д. От этих факторов, особенно от последнего, зависит, будет ли развиваться трещинообразование (быстрый процесс) или, напротив, будут преобладать вязкие деформации с пластическим или хрупко-пластическим течением пород (медленный процесс) [212], когда не возникают магистральные каналы, делающие систему открытой. Действие перечисленных факторов замедляет или ускоряет общий процесс открытия исходно закрытой системы, но не может полностью ему воспрепятствовать. Отсюда вытекает вывод, который будет использован в дальнейшем: *химические превращения и температурные изменения в изначально закрытой системе вода–порода в целом направлены на открытие системы за счет прогрессирующих нарушений ее сплошности.*

В открытой системе ( $v \neq 0$ ) гидродинамическое возмущение, описываемое уравнением (2.1), носит более сложный характер. С одной стороны, вариации порового давления, обусловленные объемными деформациями, приводят к возбуждению флюидной адвекции в том или ином направлении, зависящем от знака преобладающего объемного эффекта. При положительном объемном эффекте возникает преимущественно восходящий поток флюидов, описанный многими исследователями [17, 212 и др.]. При отрицательном объемном эффекте может сформироваться нисходящий поток флюидов. Примером последнего может служить нисходящая "метаморфогенная инфильтрация" элизионных вод в гидратируемое меланократовое основание осадочного бассейна [243, 244] (см. раздел 2.5.1). Вместе с тем слабопроницаемые блоки породы, заключенные между проводящими трещинами в открытой системе, изначально обладают свойствами закрытой системы, и в них благодаря локальным объемным деформациям создается гидродинамическое возмущение по одной из рассмотренных выше схем. Это приводит, как показано выше, к увеличению проницаемости исходно "моноклитных" блоков (слоев) пород и усилению флюидной адвекции.

Интенсивное разуплотнение разных типов водонасыщенных пород с одновременным увеличением их проницаемости на несколько порядков было установлено экспериментально при их нагревании [63]. Авторы объясняют эти эффекты анизотропным термическим расширением матрикса и действием воды как поверхностно-активного вещества при образовании трещин разуплотнения. Они не рассматривали признаки гидрогенного разуплотнения в испытуемых образцах. Вместе с тем приведенные в упомянутой работе данные (повышение проницаемости во влагонасыщенных породах на 3–5 порядков, а в сухих – на 1–2 порядка) позволяют предположить, что большей частью разуплотнение пород связано именно с образованием микротрещин гидроразрыва.

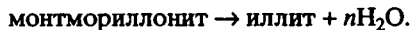
Из изложенного видно, что в открытой водоносной системе (толще или прослое трещиноватых пород) исходно "моноклитные" блоки породы, заключенные между проводящими каналами, проявляют свойства закрытой системы до тех пор, пока не произойдет нарушение их сплошности. Другими словами, макроскопически открытая система, если ее рассматривать на все более элементарных уровнях, локально проявляет свойства закрытой системы. Любая же закрытая система стремится стать открытой. Таким образом, система вода–порода совмещает в себе свойства открытой и закрытой систем. Этот вывод особенно важен при исследовании гидродинамики глубоких зон земной коры, в которых протекают метаморфические преобразования.

## 2.3. МАСШТАБЫ И ХАРАКТЕР ВЗАИМНОГО ВЛИЯНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ И ТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Выше показано, что при вещественных превращениях и температурных изменениях в системе вода–порода развиваются объемные деформации, которые вызывают сильное гидродинамическое возмущение. В исходно "монолитных", слабо-проницаемых породах пьезоэффект  $\Delta P$ , характеризующий это возмущение, быстро достигает критической величины порядка  $\Delta P_{\text{крит}} \sim \pm 100\text{--}1000$  бар, при которой порода теряет сплошность в результате образования трещин гидроразрыва или разрушения минеральных зерен вблизи контактов между ними. Первоначально закрытая система раскрывается, и в ней возбуждаются адвективные токи водного флюида. Соответствующее этим условиям критическое значение объемного эффекта реакций минералообразования имеет порядок  $\Delta \epsilon_{\text{крит}} \sim \pm 10^{-3}$  (т.е. 0,1 об.%), а критическое изменение температуры  $\Delta T_{\text{крит}} \sim \pm 1 \cdot 10^\circ\text{C}$ . Если порода была исходно достаточно хорошо проницаемой, то гидродинамическое возмущение проявляется в усилении флюидной адвекции по уже существующим каналам. Попробуем в первом приближении оценить масштабы и геологическое значение этих эффектов в различных обстановках.

### 2.3.1. Хемогенные объемные деформации

Воздействие хемогенных объемных деформаций на подземную гидродинамику может быть количественно оценено на примере типовых химических реакций в системе вода–порода. Для такого анализа можно воспользоваться ограниченным числом реакций, протекающих в реальных условиях земной коры. Применительно к процессам метаморфизма петрологическими исследованиями показано, что смена минеральных ассоциаций по мере перехода от одних фаций к другим может быть выражена относительно простыми химическими уравнениями (см., например, [210, 216]). Это дает возможность путем вычисления тех или иных физических эффектов отдельных реакций подойти к оценке совокупного эффекта процесса вещественных преобразований. Такой подход трудно, однако, применить к исследованию физических эффектов в слабо литифицированных водно-породных системах, содержащих глинистые минералы. Процессы литогенеза, идущие в осадочном чехле, характеризуются реакциями структурно-вещественных перестроек в породном матриксе, которые имеют сложную стехиометрию, зависящую от литолого-фациальных особенностей конкретного геологического разреза (см., например, [59, 60]). Так, одним из главных рубежей катагенеза (эпигенеза) терригенных осадков является переход глинистых минералов группы монтмориллонита в гидрослюда (иллит) [58, 90, 95, 222, 263, 313 и др.]:



Количественное исследование таких процессов, требующее рассмотрения всех конечных членов изоморфных рядов реагирующих минеральных фаз со сложной стехиометрией, выходит за рамки задачи предварительных оценок физических эффектов. Здесь мы ограничимся рассмотрением реакций с простой стехиометрией, которые отражают взаимодействие важнейших типов пород<sup>1</sup> с водой (табл. 2.2):

---

<sup>1</sup> *Ab* – альбит, *An* – анортит, *Anc* – анальцит, *Chl* – хлорит, *En* – энстатит, *For* – форстерит, *Lmt* – ломонтит, *Lst* – лавсонит, *Per* – периклаз, *Q* – кварц, *Srp* – серпентин, *T* – тальк, *Wa* – вайрацит, *Zo* – цоизит.



Таблица 2.2. Типовые реакции гидратации/дегидратации пород и их объемные эффекты

| № реакции | P, кбар | T, °C   | Реагирующие вещества и их физические параметры                    |                      |                       |   | Изменение плотности   | Объемные эффекты |                       |                     |                     |      |
|-----------|---------|---|---|----------------------|-----------------------|---|-----------------------|------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|------|
|           |         |   | исходные вещества   |                      | продукты реакции      |   |                       |                  |                       |                     |                     |      |
| 1         | 1-4     | 50-200<br>Ze фация<br>$M_Z = 280,2$<br>$M_j$<br>$V_j$<br>$\rho_j$     | $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$                                       | $\text{H}_2\text{O}$ |                       | $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$              | $\text{SiO}_2$        | $\rho_1$         | 2,38                  | $V_1$               | 118                 |      |
|           |         |   | альбит  | вода                 |                       | анальцим  | кварц                 | $\rho_2$         | 2,34                  | $V_2$               | 120                 |      |
|           |         |   |   |                      |                       |   |                       | $\rho_1^s$       | 2,61                  | $V_1^s$             | 100                 |      |
|           |         |   |   |                      | 262,22                | 18,015  |                       | $\rho_2^s$       | 2,34                  | $V_2^s$             | 120                 |      |
|           |         |   |   |                      | 100,3                 | 17,5  |                       | $\delta\rho$     | -1,7                  | $\Delta\varepsilon$ | 1,7                 |      |
|           |         |   | 1,031   |                      | $\delta\rho^s$        | -10,5   | $\Delta\varepsilon^s$ | 19,4             |                       |                     |                     |      |
| 2         | 1-4     | 50-200<br>Ze фация<br>$M_Z = 470,4$<br>$M_j$<br>$V_j$<br>$\rho_j$     | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$                              | $2\text{SiO}_2$      | $4\text{H}_2\text{O}$ | $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |                       | $\rho_1$         | 2,18                  | $V_1$               | 216                 |      |
|           |         |   | анортит   | кварц                | вода                  | ломонтит  |                       | $\rho_2$         | 2,27                  | $V_2$               | 208                 |      |
|           |         |   |   |                      |                       |   |                       | $\rho_1^s$       | 2,72                  | $V_1^s$             | 146                 |      |
|           |         |   |   |                      | 278,21                | 60,08   | 18,015                |                  | $\rho_2^s$            | 2,27                | $V_2^s$             | 208  |
|           |         |   |   |                      | 100,8                 | 22,7  | 17,5                  |                  | $\delta\rho$          | 4,1                 | $\Delta\varepsilon$ | -4,0 |
|           |         |   | 2,76  | 2,647                | 1,031                 |   | $\delta\rho^s$        | -16,8            | $\Delta\varepsilon^s$ | 42,0                |                     |      |
| 3         | 2-5     | 200-300<br>Pr-Pu фация<br>$M_Z = 470,4$<br>$M_j$<br>$V_j$<br>$\rho_j$ | $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |                      |                       | $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | $2\text{H}_2\text{O}$ | $\rho_1$         | 2,27                  | $V_1$               | 208                 |      |
|           |         |   | ломонтит  |                      |                       | вайрацит  | вода                  | $\rho_2$         | 2,10                  | $V_2$               | 224                 |      |
|           |         |   |   |                      |                       |   |                       | $\rho_1^s$       | 2,27                  | $V_1^s$             | 208                 |      |
|           |         |   |   |                      | 470,43                |   | 434,4                 | 18,015           | $\rho_2^s$            | 2,32                | $V_2^s$             | 187  |
|           |         |   |   |                      | 207,6                 |   | 186,9                 | 18,6             | $\delta\rho$          | -7,4                | $\Delta\varepsilon$ | 7,9  |
|           |         |   | 2,266   |                      | 2,324                 | 0,97  | $\delta\rho^s$        | 2,6              | $\Delta\varepsilon^s$ | -10,0               |                     |      |

Таблица 2.2. (окончание)

| № реакции | P, кбар | T, °C   | Реагирующие вещества и их физические параметры                    |                                       |   |  |  |                                  |                       | Изменение плотности |                | Объемные эффекты      |                       |       |
|-----------|---------|---------|---|---------------------------------------|---|--|--|----------------------------------|-----------------------|---------------------|----------------|-----------------------|-----------------------|-------|
|           |         |         | исходные вещества   |                                       |   |  | продукты реакции   |                                  |                       |                     |                |                       |                       |       |
| 4         | 2-5     | 200-300 | $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |                                       |   |  | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | $2\text{SiO}_2$                  | $2\text{H}_2\text{O}$ | $\rho_1$            | 2,27           | $V_1$                 | 208                   |       |
|           |         |         | <i>Pr-Pu</i> фация  | ломонит                               |   |  | лавсонит   | кварц                            | вода                  | $\rho_2$            | 2,56           | $V_2$                 | 184                   |       |
|           |         |         | $M_\Sigma = 470,4$  |                                       |   |  |  |                                  |                       | $\rho_1^f$          | 2,27           | $V_1^f$               | 208                   |       |
|           |         |         | $M_j$   | 470,43                                |   |  |  | 314,24                           | 60,08                 | 18,015              | $\rho_2^f$     | 2,96                  | $V_2^f$               | 147   |
|           |         |         | $V_j$   | 207,6                                 |   |  |  | 101,3                            | 22,8                  | 18,6                | $\delta\rho$   | 12,8                  | $\Delta\varepsilon$   | -11,3 |
|           |         |         | $\rho_j$  | 2,266                                 |   |  |  | 3,102                            | 2,635                 | 0,97                | $\delta\rho^f$ | 30,5                  | $\Delta\varepsilon^f$ | -29,2 |
| 5         | 0,1-5   | 100-450 | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$                              | $\text{SiO}_2$                        | $(8\text{H}_2\text{O} + 5\text{Mg}^{2+})$ |  | $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  | $(\text{Ca}^{2+} + 8\text{H}^+)$ |                       | $\rho_1$            | 2,19           | $V_1$                 | 276                   |       |
|           |         |         | анортит   | кварц                                 | водный раствор                            |  | хлорит   | водный раствор                   |                       | $\rho_2$            | 2,88           | $V_2$                 | 210                   |       |
|           |         |         | <i>Гидротермальный процесс</i>                                    |                                       |   |  |  |                                  |                       | $\rho_1^f$          | 2,74           | $V_1^f$               | 124                   |       |
|           |         |         | $M_\Sigma = 1385,5$   |                                       |   |  |  |                                  |                       | $\rho_2^f$          | 2,68           | $V_2^f$               | 207                   |       |
|           |         |         | $M_j$   | 278,21                                | 60,08                                     | 18,015   | 24,31  | 555,79                           | 40,8                  | 1                   | $\delta\rho$   | 0,32                  | $\Delta\varepsilon$   | -24,0 |
|           |         |         | $V_j$   | 100,8                                 | 22,7                                      | 18,6   | 0,69   | 207,11                           | 2,45                  | ~0                  | $\delta\rho^f$ | -0,02                 | $\Delta\varepsilon^f$ | 67,7  |
| $\rho_j$  | 2,76    | 2,647   | 0,97  | 35,2                                  | 2,684                                     | 16,65  | ~0   |                                  |                       |                     |                |                       |                       |       |
| 6         | 1-7     | 50-400  | $5\text{MgSiO}_3$   | $4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ | $5\text{H}_2\text{O}$                     | $2\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ | $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  | $4\text{SiO}_2$                  | $\rho_1$              | 2,63                | $V_1$          | 647                   |                       |       |
|           |         |         | энстатит  | анортит                               | вода                                      | цонзит   | клинохлор  | кварц                            | $\rho_2$              | 2,99                | $V_2$          | 570                   |                       |       |
|           |         |         | фация с <i>Ze</i> по GS   |                                       |   |  |  |                                  |                       | $\rho_1^f$          | 2,89           | $V_1^f$               | 560                   |       |
|           |         |         | $M_\Sigma = 1704,8$   |                                       |   |  |  |                                  |                       | $\rho_2^f$          | 2,99           | $V_2^f$               | 570                   |       |
|           |         |         | $M_j$   | 100,39                                | 278,21                                    | 18,015   | 454,35   | 555,79                           | 60,08                 | $\delta\rho$        | 13,6           | $\Delta\varepsilon$   | -12,0                 |       |
|           |         |         | $V_j$   | 31,3                                  | 100,8                                     | 17,5   | 135,9  | 207,1                            | 22,7                  | $\delta\rho^f$      | 3,7            | $\Delta\varepsilon^f$ | 1,8                   |       |
| $\rho_j$  | 3,207   | 2,76    | 1,029   | 3,343                                 | 2,684                                     | 2,647  |  |                                  |                       |                     |                |                       |                       |       |

|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             |                             |                             |                             |                             |                             |      |
|----------------|-------|-------|--|--|----------------------------|--|------------------|---------------------------|-------------------------|------------------------|----------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|------|
| 7              | 1     | 25    | 3Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub><br>форстерит | SiO <sub>2</sub><br>кварц  | 4 H <sub>2</sub> O<br>вода | 2Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub><br>серпентин |                  | ρ <sub>1</sub>            | 2,45                    | V <sub>1</sub>         | 226            |                             |                             |                             |                             |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           | M <sub>Σ</sub> = 554,2  | ρ <sub>2</sub>         | 2,60           | V <sub>2</sub>              | 213                         |                             |                             |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        | M <sub>j</sub> | ρ <sub>1</sub> <sup>s</sup> | 3,13                        | V <sub>1</sub> <sup>s</sup> | 154                         |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             | V <sub>j</sub>              | ρ <sub>2</sub> <sup>s</sup> | 2,60                        | V <sub>2</sub> <sup>s</sup> | 213                         |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             |                             |                             | δρ                          | 6,2                         | Δε                          | -5,8 |
| ρ <sub>j</sub> | 3,213 | 2,648 | 0,997  | 2,6  | δρ <sup>s</sup>            | -16,9  | Δε <sup>s</sup>  | 38,4                      |                         |                        |                |                             |                             |                             |                             |                             |                             |      |
| 8              | 1     | 25    | 5Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub><br>форстерит | 4 H <sub>2</sub> O<br>вода   |                            | 2Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub><br>серпентин | 4MgO<br>периклаз | SiO <sub>2</sub><br>кварц | ρ <sub>1</sub>          | 2,66                   | V <sub>1</sub> | 291                         |                             |                             |                             |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         | M <sub>Σ</sub> = 775,5 | ρ <sub>2</sub> | 2,76                        | V <sub>2</sub>              | 281                         |                             |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                | M <sub>j</sub>              | ρ <sub>1</sub> <sup>s</sup> | 3,21                        | V <sub>1</sub> <sup>s</sup> | 219                         |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             |                             | V <sub>j</sub>              | ρ <sub>2</sub> <sup>s</sup> | 2,76                        | V <sub>2</sub> <sup>s</sup> | 281  |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             |                             |                             |                             | δρ                          | 3,7                         | Δε   |
| ρ <sub>j</sub> | 3,213 | 0,997 |  | 2,6  | δρ <sup>s</sup>            | -14,1  | Δε <sup>s</sup>  | 28,3                      |                         |                        |                |                             |                             |                             |                             |                             |                             |      |
| 9              | 1     | 25    | 6Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub><br>форстерит | Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub><br>тальк | 9 H <sub>2</sub> O<br>вода | 5Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub><br>серпентин |                  | ρ <sub>1</sub>            | 2,47                    | V <sub>1</sub>         | 562            |                             |                             |                             |                             |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           | M <sub>Σ</sub> = 1385,5 | ρ <sub>2</sub>         | 2,60           | V <sub>2</sub>              | 533                         |                             |                             |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        | M <sub>j</sub> | ρ <sub>1</sub> <sup>s</sup> | 3,07                        | V <sub>1</sub> <sup>s</sup> | 399                         |                             |                             |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             | V <sub>j</sub>              | ρ <sub>2</sub> <sup>s</sup> | 2,60                        | V <sub>2</sub> <sup>s</sup> | 533                         |      |
|                |       |       |  |  |                            |  |                  |                           |                         |                        |                |                             |                             |                             | δρ                          | 5,4                         | Δε                          | -5,1 |
| ρ <sub>j</sub> | 3,213 | 2,784 | 0,997  | 2,6  | δρ <sup>s</sup>            | -15,2  | Δε <sup>s</sup>  | 33,6                      |                         |                        |                |                             |                             |                             |                             |                             |                             |      |

Примечание. Метаморфические фации: *Ze* – цеолитовая, *Pr-Pu* – пренит-пумпеллитовая, *GS* – зеленосланцевая. Физические параметры:  $M_{\Sigma}$  – суммарная масса веществ, вступающих в реакцию, г; для вещества  $j$ :  $M_j$  – молярная масса, г/моль,  $V_j$  – молярный объем, см<sup>3</sup>/моль,  $\rho_j$  – плотность, г/см<sup>3</sup>;  $\rho_1$  и  $\rho_2$  – плотность системы в исходном и конечном состояниях, г/см<sup>3</sup>;  $\rho_1^s$  и  $\rho_2^s$  – то же, без учета воды;  $V_1$  и  $V_2$  – объем системы в исходном и конечном состояниях, см<sup>3</sup>;  $V_1^s$  и  $V_2^s$  – то же, без учета воды. Физические эффекты реакции:  $\delta\rho = (\rho_2 - \rho_1)/\rho_1$  – относительное приращение плотности системы, %;  $\delta\rho^s = 100 \cdot (\rho_2^s - \rho_1^s)/\rho_1^s$  – то же, для твердого матрикса;  $\Delta\varepsilon = (V_2 - V_1)/V_1$  – относительный объемный эффект для системы в целом, %;  $\Delta\varepsilon^s = 100 \cdot (V_2^s - V_1^s)/V_1^s$  – то же, для твердого матрикса.

- 1)  $Ab + H_2O = Anc + Q$  [212];
- 2)  $An + 2Q + 4H_2O = Lmt$  [212];
- 3)  $Lmt = Wa + 2H_2O$  [128, 212];
- 4)  $Lmt = Lst + 2Q + 2H_2O$  [128];
- 5)  $An + Q + 8H_2O + 5(Mg^{2+})_{раств} = Chl + Ca^{2+} + 8(H^+)_{раств}$  [339];
- 6)  $5En + 4An + 5H_2O = 2Zo + Chl + 4Q$  [213];
- 7)  $3For + Q + 4H_2O = 2Srp$  [64];
- 8)  $5For + 4H_2O = 2Srp + 4Per + Q$  [64];
- 9)  $6For + T + 9H_2O = 5Srp$  [64].

Эти реакции отвечают натурным наблюдениям, причем реакции 1, 2, 5 и 6 согласуются с результатами лабораторного и компьютерного моделирования взаимодействия вода–порода при низких и повышенных температурах и давлениях, выполненного как для базальтов [46, 193, 320 и др.], так и для гранитоидов [264, 265, 319].

Реакции (1)–(5) характеризуют низко- и среднетемпературные изменения (метаморфизм, гидротермальный процесс, эпигенез и т.п.) магматических пород основного и кислого состава и их метаморфических аналогов высоких ступеней – гнейсов, гранулитов, кристаллических сланцев. Реакция (6) отвечает зеленокаменному метаморфизму базитов (меланократовых пород) в  $P$ – $T$  условиях от цеолитовой фации до фации зеленых сланцев. Для магматических базитов – базальтоидов – этот процесс носит прогрессивный характер, а в отношении их метаморфических аналогов – пироксенсодержащих гнейсов, гранулитов – он является регрессивным (диафторезом). Реакции (7)–(9) отображают серпентинизацию гипербазитов при нормальных  $P$ – $T$  условиях. По мнению авторов работы [64], эти реакции протекают в широком диапазоне  $P$ – $T$  условий. Указанные в табл. 2.2 температурные и барические границы метаморфических фаций заимствованы из работы [212]; в реальных обстановках земных недр они имеют размытый характер. В последней колонке приведены объемные эффекты химических реакций, вычисленные по следующим формулам:

$$\Delta V = V_2 - V_1, \quad (2.16)$$

где  $\Delta V$  – объемный эффект реакции по всем участвующим в ней фазам,  $см^3$ ;  $V_1$  – сумма эквивалентных объемов исходных реагентов,  $см^3$ ;  $V_2$  – сумма эквивалентных объемов продуктов реакции,  $см^3$ . Эквивалентный объем  $V_{j\text{ экв}}$  ( $см^3$ ) реагирующего вещества (компонента)  $j$  равен

$$V_{j\text{ экв}} = V_j n_j, \quad (2.17)$$

где  $V_j$  – молекулярный объем компонента  $j$ ,  $см^3/моль$ ;  $n_j$  – стехиометрический коэффициент компонента  $j$  в данной реакции, моль. Объемный эффект реакции, рассчитанный только по твердым фазам  $\Delta V^s$ , равен ( $см^3$ ):

$$\Delta V^s = V_2^s - V_1^s, \quad (2.18)$$

где  $V_1^s$  и  $V_2^s$  – суммы эквивалентных объемов твердых реагентов и продуктов реакции соответственно. Относительные объемные эффекты реакции в целом  $\Delta \epsilon$  и по твердым фазам  $\Delta \epsilon^s$  (в %) рассчитаны по формулам

$$\Delta \epsilon = 100\Delta V/V_1; \quad \Delta \epsilon^s = 100\Delta V^s/V_1^s. \quad (2.19)$$

Мольные объемы индивидуальных веществ, участвующих в реакциях (1)–(6), были вычислены с помощью программы SUPCRT92 [289] для указанных в табл. 2.2 граничных  $P$ – $T$  условий метаморфических фаций. Мольные объемы водорастворенных ионов, участвующих в реакции (5), определены с учетом структуры водных растворов электролитов, в соответствии с теорией О.Я. Самойлова [190]. Согласно этой теории, ионы водорода не занимают сколько-нибудь заметный объем в структурированном растворе, поскольку они рассредоточены по отрицательным полюсам структурообразующих молекул воды. Поэтому можно безоговорочно пренебречь вкладом ионов  $H^+$  в объемный эффект реакций. Объемный вклад ионов  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  зависит от их "чисел гидратации", однако они имеют почти одинаковые радиусы гидратации – около 4. Поэтому в расчет были введены их объемы, вычисленные по кристаллохимическим радиусам, которые, согласно Л. Полингу, равны 0,99 Å для  $Ca^{2+}$  и 0,65 Å для  $Mg^{2+}$  (по: [34]).

Объемные эффекты реакций в указанных  $P$ – $T$  диапазонах изменяются, как правило, в пределах нескольких процентов, и приведенные значения объемных эффектов  $\Delta\epsilon$  и  $\Delta\epsilon^s$  можно считать константой реакции, не зависящей от  $P$  и  $T$ .

Значения плотности вычислены путем деления объема (фазы, совокупности фаз) на соответствующую массу.

Содержащиеся в табл. 2.2 результаты показывают следующее. Относительные объемные эффекты  $\Delta\epsilon$  химических реакций изменяются от нескольких до 24% по абсолютной величине, превосходя на 1,5–2 порядка оцененное выше критическое значение  $\Delta\epsilon_{\text{крит}} \pm 0,1\%$ , при котором матрикс теряет устойчивость. Приведенные реакции описывают преобразование первичных пороодообразующих минералов – плагиоклаза, пироксена, оливина, которые занимают значительную часть объема исходной породы, например первые два составляют около 3/4 объема базитов [212 и др.]. Следовательно, объемная деформация достигает в закрытой системе критической величины  $\Delta\epsilon_{\text{крит}}$  очень быстро – когда примерно 1% объема первичных минералов прореагирует с раствором. Иными словами, благоприятные условия для нарушения сплошности породы возникают в самом начале ее гидротермального преобразования, гидратации. Известно, что при полной хлоритизации базитов связывается от 4 до 10–13 мас.% свободной воды [46, 111, 253, 321 и др.], т.е. от 10–15 до 30–40 об.%. Значит, для достижения критических объемных деформаций в таких породах достаточно связывания объема воды, не превышающего нескольких десятых долей процента от объема системы.

Интегральный объемный эффект той или иной реакции  $\Delta\epsilon$  отличается от "твердофазного" эффекта  $\Delta\epsilon^s$  (вычисленного для твердых веществ) по абсолютной величине, а иногда и по знаку. Это различие определяет специфику гидродинамических проявлений той или иной реакции в водно-породных системах. Такие проявления сводятся к двум типам эффектов. Деформация объема матрикса породы ( $\Delta\epsilon^s$ ) определяет изменение пористости и соответственно проницаемости породы, не влияя на флюидное давление. Интегральный же объемный эффект ( $\Delta\epsilon$ ) регулирует флюидное давление независимо от величины и знака твердофазного эффекта, т.е. изменения пористости. Такой не вполне очевидный вывод важен для анализа  $P$ – $T$  полей устойчивости и гидродинамических условий существования минеральных парагенезов, на чем мы специально остановимся ниже (см. раздел 2.4). Соотношение интегрального и твердофазного эффектов определяет результирующее влияние химических реакций на гидродинамику водно-породных систем. Это соотношение существенно зависит от химического состава пород.

**Базиты.** Некоторое количество связанной (кристаллизационной и конституционной) и свободной (поровой) воды, в общей сложности не более 1 мас.%, может содержаться в свежем базальте вследствие дифференциации исходного расплава

[213, 342] или за счет захвата метеорной (морской) воды в порых, занимающих до 2–3 об.% (при субаквальных вулканических излияниях). В метаморфических эквивалентах базальтоидов содержание воды также невелико – 0,35% в гранулитах, 0,69% в эпидотовых амфиболитах [213]. Благодаря этой воде низкотемпературные преобразования базитов (идущие с образованием цеолитов, хлоритов, эпидотов и т.п.), едва начавшись, вызывают неравномерные объемные деформации, ведущие к дезинтеграции изначально "монолитной" породы. Неравномерность объемных деформаций видна из табл. 2.2, если сравнить знаки приведенных объемных эффектов  $\Delta\epsilon$  реакций, протекающих в одних и тех же термобарических (фациальных) условиях: реакции (1) и (2), (1) и (6), (3) и (4), (3) и (6).

Таким образом, при исходном небольшом содержании свободной воды уже в самом начале вторичных преобразований порода становится проницаемой для новых порций воды, привлекаемой из внешних источников по мере расходования имеющегося ее ресурса. Косвенным доказательством этого является существование крупных массивов полностью измененных метабазитов в зеленокаменных поясах, например на Урале [57], Японском архипелаге [288]. Для образования этих пород, содержащих, как упоминалось, до ~30 об.% кристаллизационной воды, была использована преимущественно вода, привлеченная со стороны, причем она проникла во весь объем породы. Об этом же свидетельствует изотопный состав кристаллизационной воды в метабазитах [19, 20, 169 и др.] (см. раздел 3.4).

Если рассматривать совокупность химических реакций в каждой фациальной зоне или во всем объеме геологического тела, сложенного базитами (силла, толщи, второго слоя океанической коры и т.п.), то суммарный объемный эффект всех реакций, вместе взятых, должен определять результирующее гидродинамическое возмущение в выделенном объеме породы. Приведенные в табл. 2.2 реакции, конечно, не отражают всей полноты вторичных процессов минералообразования в базитах, но они иллюстрируют изменения главных породообразующих минералов и поэтому позволяют судить об общей направленности объемных деформаций с участием водной фазы флюида. Реакции (1)–(4), идущие с образованием цеолитов и характерные для цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций метаморфизма, сопровождаются сопоставимыми по абсолютной величине и противоположными по знаку объемными эффектами; эти эффекты существенно компенсируют друг друга. Кроме того, цеолиты в небольшом количестве обычно присутствуют в метабазитах – в качестве цемента в интерстициях и в виде тонких венцовых оторочек на фено-кристах плагиоклаза [57 и др.]. По этим причинам суммарное влияние реакций (1)–(4) на результирующие объемные деформации в теле базитов оказывается незначительным. Наряду с этим реакция (6) протекает с образованием главных вторичных водных минералов – хлорита и эпидота – во всем диапазоне температур и давлений зеленокаменного метаморфизма базитов. Она имеет значительный отрицательный эффект –  $\Delta\epsilon = -12\%$ , который и определяет результирующее гидродинамическое возмущение – вакуумирование порового пространства в метабазитах. Последнее должно вызывать приток флюидов из внешних источников. Такими источниками могут быть осадочный чехол, сложенный водообильной молассой (во впадинах орогенных поясов, окраинных морей и рифтовых зон), толща морской воды и т.п. В таких условиях с началом гидрогенного растрескивания метаморфизируемых базитов во всем их объеме должен развиваться нисходящий поток флюидов, поступающих из расположенного выше источника.

В работе [42] авторы, обсуждая аналогичный эффект вакуумирования, обусловленный образованием газогидратов в нефтяных коллекторах криолитозоны, также указывают на неизбежную релаксацию пониженного давления за счет "подтягивания" флюидов из смежных объемов земной коры. Вообще говоря, существо-

вание в литосфере флюидных потоков, приуроченных к системам открытых трещин и межзерновым пространствам горных пород, на глубинах до нескольких десятков километров предсказывалось В.И. Вернадским еще в 1933 г.: "В земной коре, в толще почти на протяжении 25 км мощностью... идут передвижения водных масс – интенсивно и непрерывно ...частью под влиянием молекулярного движения ее газовых молекул, регулируемого изменением температуры, частью под влиянием тяжести" (по: [29]). Этот взгляд нашел поддержку у многих исследователей: П.В. Бриджмена и Х.С. Йодера (по: [85]), А.Е. Гуревича [49], Дж.М. Ферри [214] и др. Развивая этот тезис, можно говорить о глобальных предпосылках для существования вертикальных флюидных токов в земной коре, в частности нисходящей метаморфогенной инфильтрации воды в базальтовый слой земной коры [244] (см. главу 5).

Метаморфизирующие флюиды седиментационного происхождения (в элизионных бассейнах) содержат обычно большое количество углекислоты (см., например, [222, 223]), и поэтому наряду с гидратацией базитов происходит их карбонатизация [128, 213 и др.], что не учитывалось нашими оценками, приведенными в табл. 2.2. Однако реакции с участием углекислоты сопровождаются в основном отрицательным объемным эффектом, так как  $\text{CO}_2$  переходит из "легкой" флюидной фазы в плотные кристаллические соединения – карбонаты. Поэтому карбонатизация базитов лишь усиливает эффект вакуумирования порового пространства, вызванный процессами гидратации.

Интересно отметить, что твердофазный эффект  $\Delta \epsilon^s$  реакции (6) оказался невелик – менее +2%, несмотря на значительный интегральный эффект. Это объясняется высокой плотностью вторичных минералов-гидратов – от 2,7 до 3,3 г/см<sup>3</sup> (см. табл. 2.2). Следовательно, хлоритизация базитов сопровождается лишь небольшим "набуханием" гидратируемого матрикса. При открытой пористости порядка 1–2% вторичные минералы (хлорит и эпидот) не смогут залечить флюидопроводящие каналы за все время преобразования мафической породы в зеленый сланец (если такому залечиванию не будет способствовать уплотнение изменяемой породы). Этим базиты кардинально отличаются от кислых и утраосновных пород.

В породах **кислого состава** вторичные изменения в рассматриваемых баротермических условиях также сопровождаются образованием водных минералов – цеолитов (филлипсита, ломонтита, томсонита, гейландита и др.), слоистых силикатов (хлорита, смектита, каолинита, иллита, серицита и др.), эпидота, пренита, алунита и др.[158, 260, 264, 265, 319 и др.]. В то же время минеральный состав вторичной ассоциации весьма чувствителен к химическому составу не только первичных минералов, но и породообразующего раствора. Реакция (2) отражает взаимодействие лейкократовой породы, почти лишенной Mg и Fe, с водным раствором, также не содержащим фемических компонентов; ее продуктом является Са-цеолит. В реакции (5) флюид выступает в качестве донора Mg при гидратации той же лейкократовой породы, и вместо цеолита образуется магнезиальный филлосиликат – хлорит. Так же могут возникать и другие фемические минералы-гидраты в кислых породах.

Таким образом, и в кислых изверженных породах вторичные изменения могут приводить к рассмотренным гидродинамическим эффектам, например к гидрогенному разуплотнению пород. Об этом, в частности, свидетельствуют экспериментальные данные [63]. В то же время породообразующий раствор терит по пути фильтрации фемические компоненты (насыщаясь взамен их щелочами и кальцием) намного раньше, чем вода израсходуется на гидратацию матрикса. Кроме того, природные воды далеко не всегда содержат заметные концентрации железа и магния [174], регулирующих образование вторичных минералов с плотной упаковкой. Поэтому в гидратируемых гранитоидах образуются в основном рыхло-

упакованные вторичные минералы (цеолиты и др.), достаточно быстро залечивающие пути миграции флюида, если этому не препятствуют коррозия матрикса агрессивным раствором или возобновляющаяся дезинтеграция породы под действием тектонического стресса. Очевидно, вторичные преобразования лейкократовых пород нуждаются во внешней механической стимуляции или предполагают растворение матрикса поступающим извне флюидом.

В ультрабазитах реакции серпентинизации (7)–(9) протекают с отрицательным интегральным эффектом ( $\Delta\epsilon$  варьирует от  $-3,5$  до  $-5,8\%$ ), так же как и процесс гидратации базитов, и стимулируют приток воды в гидратируемые породы. В то же время чрезвычайно высокий положительный твердофазный эффект процесса ( $\Delta\epsilon^s = + (28 - 38)\%$ ) указывает на то, что проводящие каналы в таких породах должны быстро залечиваться серпентином из-за его сравнительно низкой плотности ( $\rho = 2,60 \text{ г/см}^3$ ). В этом отношении серпентинизация ультрабазитов сходна с гидратацией лейкократовых пород: в обоих случаях процесс нуждается в стимуляции раскрытия проводящих трещин под воздействием механических напряжений.

Таким образом, вторичные процессы в гранитоидах и ультрабазитах принципиально отличаются от гидратации базитов. Последняя может протекать до стадий глубокого преобразования пород, близких к термодинамическому равновесию при умеренных  $P$  и  $T$ , без внешней стимуляции. Тектонический стресс и литостатическая нагрузка, прилагаемые к телу базитов (толще и т.п.), способствуют, как и во всех случаях, скорейшей реализации внутренних напряжений, направленных на разрушение матрикса, но не являются необходимым условием сохранения проницаемости пород. Хемогенное трещинообразование – самодостаточный мощный фактор глубокого преобразования пород основного состава.

### 2.3.2. Термические объемные деформации

Рассмотрим процессы, которые могут вызвать в земной коре изменение температуры, превышающее по абсолютной величине критическую величину порядка  $\Delta T_{\text{крит}} \sim \pm n \cdot 10^\circ\text{C}$ . В системе координат, неподвижных относительно данного объема породы, изменение температуры  $\partial T/\partial t$  описывается общеизвестным уравнением теплопроводности вида

$$\partial T/\partial t = \text{div} q_{\text{конд}} + \text{div} q_{\text{адв}} + A, \quad (2.20)$$

где  $q_{\text{конд}}$  – плотность кондуктивного теплового потока;  $q_{\text{адв}}$  – плотность адвективного теплового потока;  $A$  – мощность тепловых источников в единице объема. Рассмотрим эти три составляющие нестационарного геотемпературного поля.

Изменение температуры в локальном объеме земной коры на первые десятки–сотни градусов может быть вызвано либо перемещением данного объема относительно неподвижных границ с фиксированными температурами (вертикальные и горизонтальные движения блоков литосферы), либо перемещением – относительно данного объема среды – границы с фиксированной температурой (инъекция магматической камеры), либо, наконец, изменением температуры на внешней неподвижной границе блока литосферы (например, при излияниях лав на дневную поверхность) или на его внутренней границе (при разогреве пород за счет близких очагов тепла). Рассмотрим наиболее распространенные процессы, сопровождавшиеся кондуктивным теплопереносом, – тектонические движения.

Изменение температуры на критическую величину  $\Delta T_{\text{крит}} \sim n \cdot 10^\circ\text{C}$  за счет вертикальных тектонических движений определяется их амплитудой и зависит от геотермического градиента. Последний колеблется от  $\sim 10^\circ\text{C/км}$  в районах древних щитов до  $50^\circ\text{C/км}$  и более в молодых орогенических поясах [199 и др.]. Активные тектонические движения характерны для молодых структур, и в их пределах для



начала гидрогенного разуплотнения пород достаточно их смещения по вертикали примерно на 0,5–1 км. В работе В.И. Кононова [85] содержится аналогичная оценка: при геотермическом градиенте 33°C/км и плотности пород 2,7 г/см<sup>3</sup> их нагревание при погружении на первые 500 м приводит к повышению давления воды, изолированной в замкнутых порах, до литостатического.

Тектонические движения с горизонтальным смещением блоков (при формировании надвигов, субдукции или обдукции литосферных плит) создают в тоне сместителя аномальные геотермические градиенты между аллохтонным и автохтонным блоками. М.Д. Хуторской [225, 226] показал, что при быстром надвигании литосферной пластины мощностью 15–70 км на относительно холодный автохтон между ними вблизи сместителя может возникнуть значительный отрицательный по глубине перепад температуры. На этом фоне проявляется также разогрев пород за счет тектонического трения, который может достигать нескольких сотен градусов в зоне сместителя в зависимости от содержания воды в породе.

Таким образом, в зоне сместителя и прилегающих объемах пород формируется узкая область нестационарных перепадов температуры на величину больше критической  $\Delta T_{\text{крит}} \sim \pm n \cdot 10^\circ\text{C}$ . В результате этого должен происходить гидроразрыв пород. Поскольку девиаторное напряжение в начальный момент образования надвига превосходит литостатическую нагрузку, минимальное главное напряжение ориентировано вертикально. Поэтому гидроразрыв пород происходит в латеральном направлении и обеспечивает беспрепятственное скольжение надвига благодаря наличию пластификатора (смазки) [323 и др.], роль которого играют флюид и катакластический материал. Кроме того, флюид оказывает взвешивающее действие на аллохтонный блок, воспринимая основную часть литостатической нагрузки, как это показано в работах К. Терцаги (1936 г.) (по: [229]), М. Хабберта и К. Руби [287].

Исследования в районе надвига в Центральных Пиренеях [331] косвенно подтверждают реальность рассматриваемого гидрогенного механизма образования сместителя: в слабопроницаемых карбонатных породах развилась система субгоризонтальных проводящих трещин, по которым флюид переместился на несколько километров вдоль надвига. За пределами зоны сместителя породы практически непроницаемы.

Присутствие воды в зоне сместителя под давлением, близким к литостатическому, является обязательным условием образования надвига. Для смещения блока многокилометровой мощности по сухому сместителю необходимо приложить усилие, которое привело бы к разрушению надвигаемой пластины во всем ее объеме [17 и др.]. В то же время в наблюдаемых надвигах смещение происходит под действием дифференциального напряжения, крайне незначительного по сравнению с весом аллохтона. Как показано в работе [212], при давлении воды в зоне сместителя, равном литостатическому, гравитационное скольжение надвига становится возможным уже при угле наклона сместителя около 3–3,5°. Следовательно, сдвиговое усилие, определяемое через синус этого угла, составляет примерно 0,05 от литостатической нагрузки, а по абсолютной величине – от нескольких десятков до первых сотен бар. Так, например, для смещения блока пород плотностью 2,7 г/см<sup>3</sup> и мощностью 10 км, т.е. при литостатической нагрузке 27 кбар, достаточно приложить усилие всего около 135 бар. Таким образом, в зависимости от наличия воды в зоне сместителя силы внутреннего трения могут изменяться, по крайней мере, на 1,5–2 порядка, что должно существенно влиять на динамику образования надвига.

Формирование сместителя по рассматриваемому механизму сопряжено с действием воды, которая обладает высокой подвижностью и химической активностью. После начальной подвижки аллохтона, сопровождавшейся фрикционным разогревом и дегидратацией пород, создаются предпосылки для постепенного обезвоживания

зоны сместителя и приближения ее состояния к исходному. Вода стремится покинуть трещины гидроразрыва отчасти в результате ее выжимания к участкам с пониженным давлением, отчасти благодаря ее обратному переходу в химически связанное состояние с образованием водных минералов (хлорита, эпидота, смектита, гидрослюд, цеолитов и т.д.). Поскольку скольжение аллохтона по обводненной "смазке" происходит с минимальным фрикционным разогревом, начальное повышение температуры, которое привело к дегидратации пород, должно смениться ее релаксацией. Обезвоживание сместителя и возрастание сил внутреннего трения будут продолжаться до тех пор, пока действие консервативной внешней силы на аллохтон не приведет к новой фазе разогрева и дегидратации пород. Поверхность сместителя пересекает большое пространство земной коры, неоднородное по свойствам, составу пород и  $P$ - $T$ -условиям. На общем фоне скольжения по "смазке" развитие сухого трения в результате обезвоживания сместителя на достаточно большой площади может привести к торможению движения аллохтона. Циклическими переходами воды из связанного состояния в свободное и обратно в зависимости от степени фрикционного разогрева может быть объяснен импульсный характер движения надвигов, на который указывается в ряде работ [225, 226 и др.]. При этом миграция очагов сейсмогенерации по поверхности сместителя, имеющая плавный или скачкообразный ("мерцающий") характер, легко может быть объяснена сменой взаимного расположения участков сместителя, находящихся в различных фазах циклических процессов гидратации-дегидратации.

При вертикальных блоковых подвижках все рассмотренные процессы в зоне сместителя протекают аналогично. Однако поскольку смежные блоки имеют почти одинаковую температуру, главными факторами гидроразрыва являются фрикционный нагрев пород и сопутствующие процессы их гидратации-дегидратации. Кроме того, вертикальная ориентировка зоны сместителя способствует ускоренному удалению из нее воды, вплоть до полного обезвоживания и "спекания" разлома.

Фрикционный разогрев относится к процессам теплогенерации, которые описываются источником членом  $A$  в уравнении (2.20). Наряду с этим в земной коре существует большое разнообразие естественных и искусственных очагов тепла, классифицированных и исследованных В.И. Кононовым и Б.Г. Поляком [88]. Из их числа следует выделить эндогенные – магматические, связанные с остыванием магматических тел внедрения, и гидротермальные, обусловленные переносом тепла флюидами, радиогенные, определяющиеся генерацией тепла на участках скопления радионуклидов, и экзогенные очаги, связанные с окислением углерода и с окислением-восстановлением серы. В этих тепловых очагах и прилегающих к ним породах повышение температуры обычно существенно превосходит критическую величину  $\Delta T_{\text{крит}} \sim \pm n \cdot 10^\circ\text{C}$ , так что при достаточно быстром разогреве здесь может развиваться гидрогенное разуплотнение пород.

К перечню очагов теплогенерации нужно добавить источники тепла, связанные с преобразованием органического вещества в черносланцевых толщах. Окисление органики может сопровождаться повышением температуры на многие десятки градусов, причем при повышенных содержаниях сульфидов разогрев усиливается [241 и др.]. Для этих условий, по-видимому, типичны гидрогенное растрескивание пород уже на ранних стадиях разогрева и возбуждение конвекции иммобилизованных флюидов, что особенно важно при рассмотрении металлогенических аспектов эволюции углеродсодержащих формаций [40, 241 и др.]. Экзо- и эндотермические эффекты реакций гидратации и дегидратации соответственно также могут вызывать существенные изменения температуры. Теплота многих таких реакций составляет около 10 ккал/грамм-моль  $\text{H}_2\text{O}$ , причем эти процессы могут вносить ощутимый вклад в тепловой поток земной коры [212].

Возможность гидрогенного разуплотнения пород необходимо учитывать при

подземном захоронении радионуклидов. Помещенные в землю контейнеры с боросиликатным стеклом, содержащим высокоактивные нуклиды, могут разогреваться до 300°C за довольно короткое время [206]. При этом во вмещающих породах, вероятнее всего, разовьется система трещин гидроразрыва и создадутся предпосылки для свободной миграции нуклидов за пределы участка их захоронения (см. раздел 6.2). Следует заметить, что на участках естественных скоплений радиоактивных элементов термоаномалии незначительны [85, 89] и вряд ли могут существенно влиять на термические деформации в земной коре.

Движение подземных вод всегда сопровождается переносом тепла. В упомянутых гидротермальных системах циркуляция флюидов возникает за счет их разогрева и разуплотнения над очагом тепла. Наряду с этим существуют разнообразные механизмы и условия возбуждения конвекции флюидов в земной коре. Ниже показано (см. разделы 3.3 и 5.4), что нисходящая инфильтрация флюидов со скоростью порядка нескольких мм/год приводит к охлаждению земной коры на первые десятки градусов на глубинах 5–7 км. В работе [151] указан тот же порядок величины скорости (около 4 мм/год), при которой перераспределение тепла подземными водами практически полностью контролирует тепловой режим недр, так что другими факторами геознергетического баланса можно пренебречь. От направления вертикального потока зависит знак термического возбуждения, но не его амплитуда. Таким образом, изменение температуры на критическую величину  $\Delta T_{\text{крит}} \sim \pm 10^\circ\text{C}$  может быть вызвано вертикальной фильтрацией флюидов со скоростью порядка нескольких мм/год.

Примечательно, что отрицательный термический пьезоэффект при зеленокаменном метаморфизме базитов, обусловленный их охлаждением нисходящим потоком флюидов, совпадает по знаку с пьезоэффектом процессов гидратации, рассмотренных выше. Следовательно, химические и термические объемные деформации при зеленокаменном метаморфизме базитов, накладываясь друг на друга, взаимно усиливаются. Аналогично, при метаморфизме мощных осадочных комплексов, которому сопутствуют преимущественно восходящие флюидные токи, происходит взаимное наложение и усиление положительных химических и термических объемных деформаций. Другими словами, метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению.

## 2.4. ФЛЮИДНОЕ ДАВЛЕНИЕ, ТЕМПЕРАТУРА СРЕДЫ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Рассмотрим важный методологический аспект изучения системы вода–порода. Как указывалось выше, химические реакции в такой системе имеют два разных гидродинамических следствия. Флюидное давление в ней регулируется интегральным объемным эффектом этих реакций ( $\Delta\epsilon$ ) независимо от величины и знака твердофазного объемного эффекта ( $\Delta\epsilon^s$ ). Наряду с этим деформация объема собственно породного матрикса влияет лишь на проницаемость среды, никак не сказываясь на флюидном давлении.

Учитывая такой вывод, трудно признать корректными традиционные попытки установить связь между изменением порового давления и вариациями пористости при метаморфизме пород [61, 250 и др.]. Действительно, из табл. 2.2 следует, что увеличение объема твердого матрикса ( $\Delta V^s > 0$ ,  $\Delta\epsilon^s > 0$ ) и соответственно уменьшение пористости могут сопровождаться не ростом, а снижением давления вследствие отрицательного объемного эффекта реакции ( $\Delta V < 0$ ,  $\Delta\epsilon < 0$ ), вычисленного по всем фазам [реакции (2), (5)–(9)]. Может случиться и противоположное – повышение давления, несмотря на увеличение пористости, за счет положительного

интегрального объемного эффекта [реакция (3)]. Возможно и совпадение знаков объемного эффекта в твердом матриксе  $\Delta\epsilon'$  и интегрального  $\Delta\epsilon$  [реакции (1) и (4)]. Гидродинамическое возмущение в результате химических реакций в системе вода–порода определяется только соотношением плотностей и задействованных в реакции масс первичных и вторичных минералов, включая воду (см. табл. 2.2).

С методологической точки зрения необходимо отметить следующее. Учение о метаморфических фациях исходит из того, что вода и углекислота а priori присутствуют в метаморфизируемых породах (по: [213]) и могут рассматриваться как "вполне подвижные компоненты". С термодинамической точки зрения это означает, что параметры их состояния (химические потенциалы, парциальные давления) определяются, в основном или полностью, внешними факторами [92, 128, 213 и др.]. Многие петрологи обращают внимание на корреляцию состава равновесной вторичной ассоциации минералов с парциальными давлениями воды и углекислоты, указывая их характерные значения для различных метаморфических фаций [57, 128 и др.]. Однако давления летучих, свойственные той или иной фации метаморфизма, не принято связывать с наблюдаемой равновесной вторичной ассоциацией, а точнее, с предшествовавшей эволюцией системы флюид–порода в целом; такой подход принципиально противоречит представлению о компонентах флюида как "вполне подвижных". Материал настоящей работы показывает ограниченность такого подхода: флюид нельзя рассматривать как автономную фазу, подвижность которой определяется преимущественно внешними факторами и слабо связана с реакциями минералообразования. Гидродинамическое состояние системы вода–порода (поровое давление, скорость движения флюида и проницаемость породы) в высшей степени чувствительно к химическим превращениям внутри системы.

В свою очередь, сами вариации давления флюида не могут не оказывать существенное обратное влияние на ход неизохорических химических превращений, поскольку вторичные минералы обычно кристаллизуются из равновесного с ними раствора, на чем основан принцип частичного равновесия Бартона–Хелгесона [233 и др.]. Это равновесие контролируется, наряду с температурой, парциальными давлениями летучих и весьма чувствительно к их вариациям [69 и др.]. На изменение давления (наряду с температурой) в процессе формирования вторичных минералов указывает их зональность, выявляемая микроскопическим анализом [164 и др.]. В работе [164] вариации флюидного давления (фугитивности летучих – воды,  $\text{CO}_2$  и др.) при образовании зональных структур минералов игнорируются, что представляется методологически неверным. Общее давление  $P_{\text{общ}}$  (точнее, эффективное напряжение в скелете  $P_{\text{ск}}$ ), несомненно, влияет на достижение фазового равновесия в изменяемой породе. Однако это влияние носит лишь опосредованный и подчиненный характер, так как оно в отличие от флюидного давления сказывается только на скорости растворения первичных минералов и, следовательно, только на скорости восполнения состава равновесной системы водный раствор–вторичные минералы. Другими словами,  $P_{\text{общ}}$  влияет не столько на минеральный состав метаморфической породы, сколько на завершенность метаморфических реакций к моменту наблюдения (степень метаморфизма).

Как показано выше, изменение температуры на несколько десятков градусов, достаточное для заметного смещения равновесия во вторичной минеральной ассоциации, может быть вызвано самими же химическими реакциями, их "пъезоэффектом"  $\Delta P$ , так как провоцируемая последним активизация адвективного (флюидного) теплопереноса может привести к интенсивному охлаждению или нагреванию пород. В свою очередь, высокая чувствительность вторичной ассоциации к изменению температуры обнаруживается эмпирически. Рентгеноструктурным анализом вторичных глинистых минералов в образцах гидротермалитов установлено, что изменение температуры на несколько десятков градусов может при-

вести к кардинальным перестройкам в составе и структуре образуемых минеральных парагенезисов [290].

Таким образом, при выделении границ метаморфических фаций необходимо учитывать два обстоятельства:

а) специфика равновесных ("критических" при выделении фаций) ассоциаций вторичных минералов определяется, наряду с температурой, не только и не столько общим давлением, сколько флюидным, если вторичные изменения происходили в присутствии воды;

б) флюидное давление при вторичных преобразованиях пород весьма изменчиво, так как регулируется (наряду с температурой при интенсивной адвекции флюида) гидродинамическим возмущением [левая часть уравнения (2.1)], которое вызвано объемными деформациями – химическими и термическими – в системе вода–порода (правая часть уравнения).

Суммируя результаты теоретического анализа, можно заключить, что в земной коре широко протекают процессы хемогенных и термических изменений, приводящие к "надкритическим" объемным деформациям, при которых породы теряют сплошность и возбуждается конвекция флюидов. Рассмотренные процессы гидродинамического возмущения системы флюид–порода являются важной глобальной составляющей флюидного "дыхания" земной коры. При этом периоды "вдоха" (нисходящих конвективных токов) и "выдоха" (восходящих токов) могут сменять друг друга или сопутствовать один другому (в смежных блоках земной коры) в зависимости от результирующей направленности химических и термических процессов.

Этот вывод затрагивает основы современных представлений не только о гидродинамике земной коры, но и об эволюции ее состава, строения и геотермического режима. В гидродинамическом и геохимическом отношении хемогенные и термические деформации выступают как мощный и вместе с тем малоизученный регулятор массообмена в литосфере. Геотермические проявления вертикальных конвективных токов, сопутствующих именно этим деформациям, прежде специально не рассматривались. В геодинамическом аспекте указанные деформации представляют собой столь же малоизученные процессы изменения механических свойств горных пород, которые должны существенно влиять на динамику дизъюнктивных и пликативных нарушений в земной коре и тектонических движений в целом.

Возникает вопрос, наблюдаются ли все эти теоретически возможные явления в природе? Рассмотрим сквозь призму изложенных представлений полученные благодаря сверхглубокому бурению эмпирические данные, которые характеризуют масштабы и направления движения подземных флюидов в литифицируемом осадочном чехле и подстилающем базитовом фундаменте, испытывающем зеленокаменный метаморфизм.

## НИСХОДЯЩИЙ ПОТОК ЭЛИЗИОННЫХ ВОД (по материалам бурения Саатлинской сверхглубокой скважины)

Саатлинская сверхглубокая скважина (СГС), пробуренная в 80-х годах в молодой Куринской впадине (рис. 3.1), преподнесла геологам не меньше сюрпризов, чем ее аналог на древнем Балтийском щите [84]. Одним из самых впечатляющих результатов было обнаружение в СГС прямых и косвенных признаков нисходящего потока подземных вод, которые отчетливо прослеживались до глубины 8267 м, достигнутой скважиной. Реальность этого явления шаг за шагом подтверждалась в ходе осуществления обширной программы исследований. К сожалению, опубликованные сообщения на эту тему [20, 242–244, 259, 338 и др.] не давали о нем исчерпывающего представления.

В этой главе предпринята попытка систематического изложения всех имеющихся материалов, полученных как автором, благодаря его участию в работе группы сотрудников ВСЕГИНГЕО (руководитель Л.В. Боровский) в 80-х годах, так и другими исследователями из научных и научно-производственных организаций России и Азербайджана того времени: ВСЕГЕИ, ВНИИЯГГ (ныне – ВНИИгеосистем), ИВП АН СССР, Институт геологии АН АзССР, ИГЕМ АН СССР, ИМГРЭ, МГРИ им. С. Орджоникидзе (ныне МГГА), ЮжВНИИГеофизика, Грозненская геофизическая и Саатлинская нефтеразведочная экспедиции. В комплекс материалов, использованных в данной работе, вошли результаты геофизических исследований скважины (ГИС), петрохимического, петрофизического, изотопно-геохимического и визуального изучения керна, а также оперативного слежения за физико-химическими параметрами бурового раствора и режимом промывки.

### 3.1. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Саатлинская сверхглубокая скважина СГ-1 пробурена в центральной части Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия Куринской межгорной впадины (см. рис. 3.1). Скважина вскрыла мезо-кайнозойский разрез впадины до глубины 8267 м, который сложен неоген-четвертичными молассовыми осадками, верхнемеловыми карбонатными отложениями и юрско-нижнемеловыми вулканитами преимущественно основного состава (рис. 3.2). Соответственно в разрезе выделяются три формационных комплекса, или три толщи: молассовая, карбонатная и вулканогенная.

#### 3.1.1. Литологическая характеристика формационных комплексов

*Молассовая толща* (0–2830 м) представлена постплиоценовыми, плиоценовыми и миоценовыми комплексами. Постплиоценовый комплекс (0–860 м) сложен неотсортированными грубо- и мелкообломочными образованиями континентального происхождения: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевритами, глинами и др.

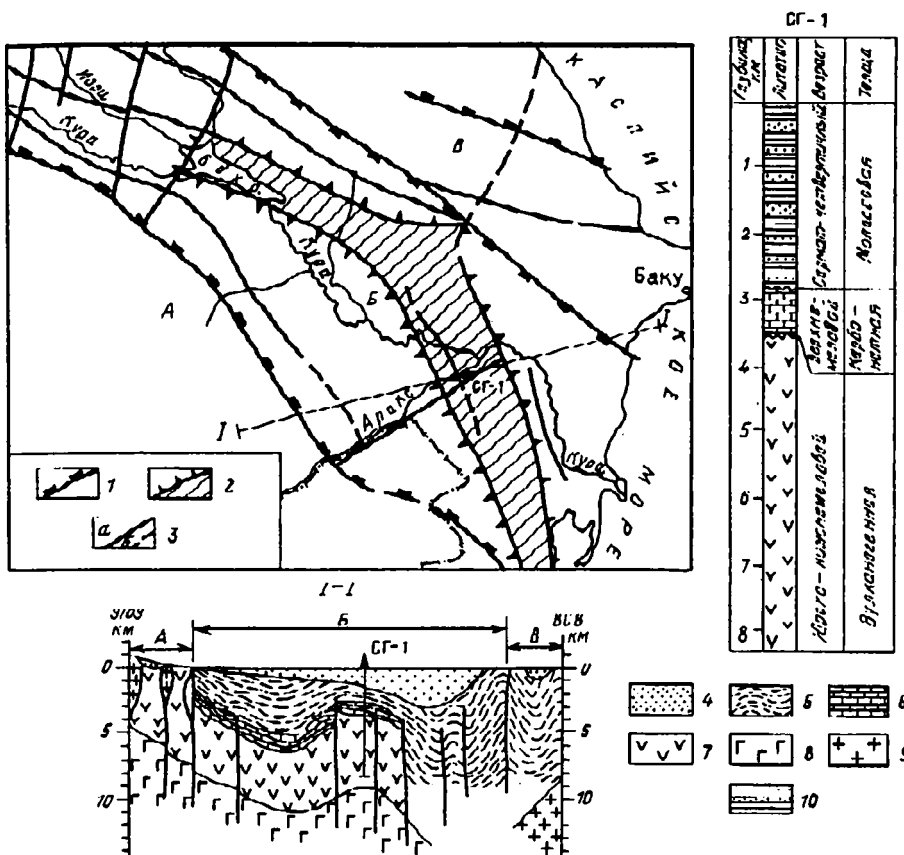


Рис. 3.1. Расположение Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1) и литолого-стратиграфическое расчленение ее разреза

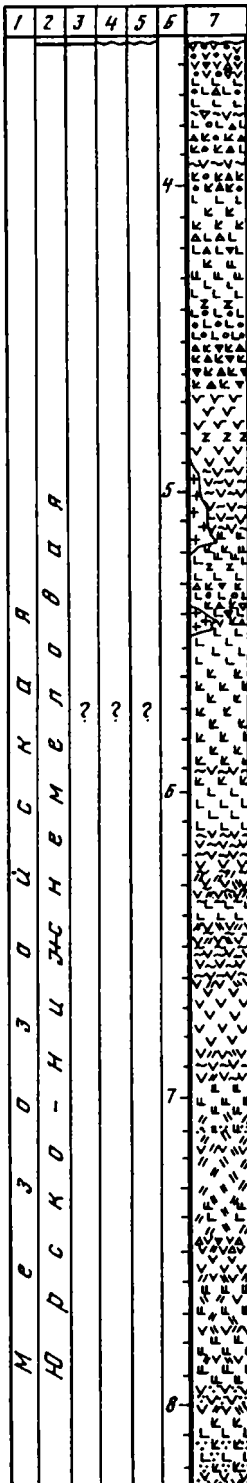
1 – границы мегаблоков: А – Малый Кавказ, Б – Куринская впадина, В – Большой Кавказ; 2 – Кюрдамир-Саатлинское поднятие и его границы; 3 – крупные тектонические нарушения (а – установленные, б – предполагаемые); 4 – акчагыл-постплиоценовая моласса; 5 – палеоцено-миоценовая моласса; 6 – верхнемеловые известняки; 7 – базитовые вулканиты альпийского чехла; 8 – породы доальпийского меланократового фундамента коры океанического типа; 9 – кислые альпийские интрузивы и породы доальпийского фундамента коры континентального типа; 10 – кайнозойская моласса (на колонке СГ-1)

Плиоценовый комплекс (860–2780 м) включает отложения верхнего (апшеронский и акчагыльский ярусы) и среднего (продуктивная толща) отделов с чередованием песчано-алевритовых и глинистых пород с прослоями полимиктовых глинисто-известковых песчаников, алевритов и известняков. Миоценовый комплекс (2780–2830 м) представлен отложениями сарматского яруса с переслаиванием глин, песков, песчаников, известняков.

*Карбонатная толща* (2830–3530 м, верхний мел) состоит из рифогенных известняков с редкими силлами интенсивно измененных базальтов и андезитобазальтов.

*Вулканогенная толща* (3530–8267 м, юра–нижний мел, нерасчлененные) сложена почти исключительно изверженными породами, представленными непрерывным рядом от базальтов до плаггиориолитов при наибольшем распространении

| Группа      |   | Система      |   | Отдел               |   | Подотдел |   | Ярус, свита |    | Глубина, км |    | Литологическая колонна |    |
|-------------|---|--------------|---|---------------------|---|----------|---|-------------|----|-------------|----|------------------------|----|
| 1           | 2 | 3            | 4 | 5                   | 6 | 7        | 8 | 9           | 10 | 11          | 12 | 13                     | 14 |
| Мезозойская |   | Четвертичная |   | Постплиоценовый     |   |          |   |             |    |             |    |                        |    |
| Меловая     |   | Третичная    |   | Плиоценовый         |   |          |   |             |    |             |    |                        |    |
| Верхний     |   | Средний      |   | Средний             |   |          |   |             |    |             |    |                        |    |
|             |   | Средний      |   | Верхний             |   |          |   |             |    |             |    |                        |    |
|             |   | Прод. толща  |   | Актагыл-апшеронский |   |          |   |             |    |             |    |                        |    |



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29

Рис. 3.2. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза Саатлинской сверхглубокой скважины (по данным визуального описания образцов керна, выполненного сотрудниками Саатлинской нефтеразведочной экспедиции)

1 – глины; 2 – песчанистые глины; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – известняки био морфные (коралловые); 8 – базальты; 9 – андезиты; 10 – андезито-базальты; 11 – долериты; 12 – габбро-диорит-порфириды; 13 – диоритовые порфириды; 14 – брекчированный миндалекаменный андезит; 15 – миндалекаменный андезит; 16 – кластолава андезито-базальта; 17 – брекчированный андезито-базальт; 18 – брекчированный базальт; 19 – кластолава миндалекаменного андезито-базальта; 20 – спилит-диабазы; 21 – андезито-дациты; 22 – окварцованные андезито-дациты; 23 – дациты; 24 – андезито-дацитовые туфы; 25 – измененные пироксен-плагиоклазовые базальты; 26 – измененные (окварцованные, хлоритизированные) андезито-базальты; 27 – измененные (окварцованные, хлоритизированные) андезиты; 28 – гравий, конгломераты; 29 – пески



базальтов [106, 156 и др.]. В разрезе вулканогенной толщи наблюдается отчетливая смена состава пород с глубиной от основных к средним и умеренно-кислым, характеризующая антигидромный тип вулканизма. Такое чередование вулканитов позволяет более дробно расчленить разрез вулканитов, выделив в нем ряд пачек. Объем пачек определяется статистически по смене преобладающих групп пород; их границы, как правило, нечетки и в значительной мере условны; в большинстве случаев к ним приурочены зоны интенсивной трещиноватости и кливажа. По преобладающим различиям вулканитов выделенные пачки характеризуются следующим образом (см. рис. 3.2).

**3530–4000 м.** Господствуют плагиофировые базальты, представленные преимущественно вулканокластической группой фаций. В нижней части (3900–4000 м) установлена интенсивная трещиноватость и встречены зеркала скольжения субвертикальной ориентировки.

**4000–4800 м.** Преобладают лавы и туфы порфировых оливин-пироксен-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов. На отдельных участках породы сильно брекчированы, видны крутонаклонные зеркала скольжения.

**4800–5250 м.** Интервал выделен по проявлению наряду с пироксен-плагиоклазовыми базальтами, развитыми в предыдущем интервале, амфиболсодержащих базальтов и андезитов. Базальты относятся преимущественно к излившейся, реже к субвулканической фации; андезиты и трахиандезиты представлены вулканокластическими фациями. Характерны интенсивная брекчированность и сильно проявленные вторичные изменения, особенно цеолитизация.

**5250–6100 м.** Преобладают двупироксен-плагиоклазовые базальты и андезито-базальты в вулканокластической фации. Характерен пестрый облик пород за счет различной степени окисленности обломков лав и шлаков. Наблюдается множество интрузивных тел, сложенных макродолеритами, габбро-норитами, спилитовидными базальтами. В этом интервале наблюдаются пропилитизация и интенсивная трещиноватость пород: kern рассыпается в скорлуповатую дресву.

**6100–7100 м.** Господствуют пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые андезиты, в подчиненном количестве присутствуют андезито-базальты, лавы чередуются с кластолавами, туфами. На глубине 6660 м появляются пестрые туфы с характерными обломками красно-бурых окисленных шлаков, сменяющихся ниже туфо-алевролитами с микрофауной радиоларий. К средней части пачки приурочены субвулканические тела микродолеритов и долеритов. Все вулканические образования интенсивно пропилитизированы.

**7100–8267 м.** В верхней части пачки развиты дациты, их туфы, которые вниз по разрезу чередуются с пироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезито-базальтами, а в средней части пачки – с плагиориолитами и их туфами. Наблюдаются многочисленные мелкие интрузивные тела (секущие и пластовые) микродолеритов, долеритов и габбро-диабазов. Породы пачки глубоко изменены (за исключением слабо измененных долеритов, микродолеритов, габбро-диабазов), вплоть до образования вторичных кварцитов и интенсивно брекчированы.

Среди пород вулканогенной толщи выделяются эффузивная, вулcano-клас-тическая, субвулканическая и другие фациальные группы. Вулканокластическая группа отчетливо преобладает над всеми другими, составляя 63 об. %, по данным А.А. Кременецкого и др. [106]. Фациальный анализ позволил этим авторам предположить чередование мелководных морских и островных условий вулканизма. Незначительное развитие вулканогенно-осадочных фаций говорит о том, что вскрытый разрез приурочен к долгоживущему центру вулканической активности, в районе которого постоянное поступление больших масс эруптивного материала полностью подавляло "нормальное" осадконакопление.

Установленные в разрезе вулканогенной толщи вторичные изменения харак-

### 3.1.2. Типы вторичных изменений в толще вулканитов

Все вулканические породы разреза Саатлинской скважины в той или иной степени подвержены вторичным изменениям, интенсивность которых растет с глубиной. В метаморфизованных породах отмечается сосуществование двух парагенезисов: реликтового и метаморфогенного. Первый представлен первично-магматическими минералами – плагиоклазом, пироксеном, амфиболом, магнетитом; в значительном количестве встречаются кварц, апатит, циркон. Второй парагенезис образован в основном гидрослюдами, цеолитом, хлоритом, пренитом, пумпеллитом, эпидотом, альбитом, мусковит-серицитом, карбонатами (кальцитом, редко доломитом), кварцем, стильпномеланом, ангидритом, сфеном, лейкоксеном, гематитом.

Согласно описанию А.И. Мамедова и З.А. Азизбековой [126], по всему вулканогенному разрезу развиты такие вторичные процессы, как хлоритизация, альбитизация и карбонатизация. На их фоне отмечаются более локальные изменения, среди которых преобладают цеолитизация (3530–6000 м), пропилитизация и окварцевание (6000–8267 м). Помимо этого, наблюдаются палагонитизация основной стекловатой массы (3530–4900 м), гематитизация шлака (3530–3900 м), пелитизация и серицитизация плагиоклазов (3530–3900 м), уралитизация пироксенов (3900–4900 м), опацизация амфиболов (4900–5500, 6000–7000 м), сосюритизация плагиоклазов (4900–6000 м), их эпидотизация (5500–7000 м) и пренитизация (5500–7000 м).

В структурно-морфологическом отношении вторичные изменения отмечаются в основной массе в виде "вуали", отдельных миндалин, вкрапленников, их скоплений, а также в прожилках и открытых трещинах. Миндалекаменные образования возникли в результате либо изоморфного (полного или частичного) замещения первичных фенокристаллов, либо заполнения первичных пустот продуктами выноса (ксеноморфные кристаллы).

С гидрогеологической точки зрения особый интерес представляют те изменения пород, которые прямо или косвенно свидетельствуют об изменении в ходе метаморфизма флюидного режима,  $P$ - $T$  условий и физико-химической обстановки. В таком контексте обращают на себя внимание следующие факты.

В интервале глубин 6148–6245 м, а также в районе отметок глубин 6300, 6550, 6736 м отмечаются наложенные на общий фон пропилитизированных пород признаки проявления регрессивного метаморфизма, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости, с характерной ассоциацией минералов кварц + серицит + гидрослюда + хлорит + кальцит. З.А. Азизбекова [126] объясняет эти локальные отклонения от общего фона метаморфизма новым притоком по ослабленным зонам охлажденной воды, насыщенной углекислотой.

В интервалах глубин 4500–5000, 5350–5307, 7170–7172, 7752–7764 м обнаружены низкотемпературные глинистые минералы типа каолинита и монтмориллонита, находящиеся в равновесном состоянии. З.А. Азизбекова [126] справедливо отмечает, что это равновесие может быть объяснено лишь присутствием воды. Более того, наличие этих глинистых минералов также свидетельствует о локальных проявлениях регрессивного метаморфизма, наложенного на общий фон вторичных изменений, по крайней мере, ниже глубин 6000 м. На это указывают результаты натурных наблюдений и численного моделирования. По данным термодинамического моделирования взаимодействия базальт–морская вода, каолинит может появиться в числе вторичных минеральных фаз, но только на низкотемпературной стадии гидротермального процесса [193]. В естественных условиях эпигенетического (метаморфического) преобразования базальтового субстрата монтмо-

риллонит должен быть равновесен не глубже зоны цеолитизации [57]. В данном же разрезе ниже отметки 6000 м выявлена зона интенсивной пропилитизации, уступающей ниже 7000 м вторичному окварцеванию пород. Для этих процессов парагенезис, включающий каолинит и монтмориллонит, не характерен [57, 62, 281]. Ассоциация монтмориллонита с каолинитом указывает на последовательную смену щелочного минералообразующего раствора кислым при пониженных температурах [59]. Такая смена могла, очевидно, произойти при повышении парциального давления  $\text{CO}_2$  в просачивающемся низкотемпературном флюиде (см., например, 24, 100)].

Рассмотренные выше локальные проявления изменений регрессивного характера в ослабленных зонах, очевидно, указывают на приток по этим зонам относительно охлажденных подземных вод. Единственным их источником могут служить вышележающие песчано-глинистые осадки кайнозойской молассовой толщи.

### 3.1.3. Фации метаморфизма и природа вторичных изменений

Основные границы, выделяемые разными исследователями [126, 156; В.И. Казанский и др., 1984 г.] по наблюдаемому изменению вторичных минеральных парагенезисов, сходны между собой и в основном не соответствуют границам пачек, установленным по распространению первичных вулканитов. Все авторы пришли к выводу, что, хотя часть вторичных изменений в породах изучаемого разреза может иметь эпимагматический или автометаморфический характер, наибольший объем вторичных изменений обусловлен начальной стадией регионального зеленокаменного метаморфизма, характерного для мезозойских и палеогеновых вулканических образований Закавказья [182 и др.].

В разрезе вулканогенной толщи СГС выделены цеолитовая, пренит-пумпеллитовая и зеленосланцевая метаморфические фации, причем последняя – предположительно [В.И. Казанский и др., 1984 г.]. Границы фаций проведены по первому появлению индекс-минералов, что несколько условно из-за неравновесности минеральных ассоциаций.

*Цеолитовая фация* распространена от кровли вулканогенной толщи (3530 м) до глубины около 4600 м. Минеральные ассоциации включают гидрослюды, глинистые минералы, цеолиты, карбонаты, хлориты и др. Из-за низких температур вторичные изменения незначительны; сохранились не только структуры и текстуры исходных пород, но и свежие фенокристаллы магматических минералов. Новообразованные минералы развиваются в основном по стекловатой массе и отлагаются в трещинах и ксеноморфных миндалинах. Нижняя граница фации проведена по появлению в заметных количествах пренита и пумпеллита. Однако глинистые и гидрослюдистые минералы встречаются до глубины 5000 м, а цеолиты – до 5500 м, поскольку с ростом температуры увеличивается и степень замещения породы вторичными минералами.

*Пренит-пумпеллитовая фация*, развитая на глубинах от 4600 до 6800 м, отличается появлением, помимо индекс-минералов (пренита и пумпеллита), ряда других. На глубине 5000 м глинистые минералы и гидрослюды сменяются слюдой типа мусковита-фенгита. Ниже 5500 м плагиоклаз почти полностью альбитизирован, хотя отдельные реликты основного плагиоклаза сохраняются до глубины 8000 м. С 5000 м появляется эпидот. Клинопироксен слабо хлоритизирован и карбонатизирован. Степень замещения породы здесь также невысокая, однако в связи с альбитизацией плагиоклазов значительно выше, чем в цеолитовой фации. Вторичные минералы в основном по-прежнему заполняют пустоты и трещины и в меньшей степени развиваются по кристаллическим минералам: альбит и мусковит – по плагиоклазу, хлорит – по пироксену.

*Зеленосланцевая фация* (6800–8267 м) выделена в разрезе условно, по харак-

терным для нее ассоциациям, таким как альбит + эпидот + кварц, хлорит + мусковит + кварц, а также по появлению заметной анизотропии упругих свойств, обнаруженной структурно-петрографическим анализом [106]. Однако упомянутые ассоциации не противопоставлены и для пренит-пумпеллиитовой фации. Против выделения зеленосланцевой фации говорит отсутствие характерного для нее минерала – актинолита. Во всяком случае, зеленосланцевая фация представлена, если она достигнута, самой низкотемпературной ее субфацией – мусковит-хлоритовой. При этом расщепленность пород никак себя не проявила; более того, до самого забоя сохраняются реликтовые магматические структуры, а почти весь клинопироксен (дающий хлорит) и основной плагиоклаз местами сохранились неизменными, что служит предпосылкой современного диафтореза вулканитов.

В целом породы всех выделенных фаций характеризуются неравновесным парагенезисом и слабой степенью изменения. На основании постоянства по глубине палеогеотермического градиента (50 град/км) [В.И. Казанский и др., 1984 г.] сделан вывод о том, что метаморфическая зональность разреза обусловлена не автометаморфизмом (хотя таковой и допускается как начальной, слабо проявившийся этап преобразования пород), а региональным эпигенезом, представляющим собой начальный, низкотемпературный, зеленокаменный метаморфизм погружения.

Итак, анализ вторичных изменений в вулканогенной толще выявил неравновесность минеральных парагенезисов и слабую степень изменения пород вулканогенной толщи в условиях от цеолитовой до зеленосланцевой фации метаморфизма. Эти признаки указывают на современный низкотемпературный зеленокаменный метаморфизм погружения в толще вулканитов с участием вод вышележащей молассы.

## 3.2. ВОДОНОСНОСТЬ ВСКРЫТЫХ ПОРОД

Непосредственное гидрогеологическое опробование ствола Саатлинской скважины оказалось невозможным по техническим причинам. В соседней скважине-спутнике ОП-1 были опробованы два водоносных интервала карбонатной толщи, но это мало способствовало реконструкции гидрогеологических условий в разрезе Саатлинской СГС. Тем не менее нам удалось отчасти восполнить этот пробел благодаря применению своеобразного метода режимных наблюдений в процессе бурения скважины – гидрогеологического каротажа. Этот метод впервые предложен В.Д. Безродновым в 1971 г. и применен на Кольской сверхглубокой скважине [19]. Метод основан на регистрации зон "водопроявлений" по мере проходки скважины. "Водопроявления" могут выражаться либо притоком подземных вод в скважину, либо поглощением промывочной жидкости разбуриваемыми породами. Метод включает в себя оперативное слежение (ОС) за физико-химическими параметрами бурового раствора и непрерывную регистрацию изменений дебита  $Q$  раствора на устье скважины (расходомерию). Фактически конструкция оголовка скважины позволяла проводить расходомерию только на выходе бурового раствора из скважины.

Изменение в процессе бурения физико-химических параметров промывочной жидкости может быть вызвано двумя основными причинами: либо введением в нее активных добавок (СМАД, ОКСИЛ, УЩР, соды и др.), либо смещением бурового раствора с пластовым флюидом (оно происходит при вскрытии скважиной не только зон водопритоков, но и водоносных интервалов, поглощавших глинистый раствор еще до вскрытия, когда забой приближался к их кровле). Серия лабораторных экспериментов, осуществленных в 1972–1975 гг. под руководством В.Д. Безродного, показала, что на концентрацию ионов хлора и иода в глинистом растворе

вводимые добавки не оказывают заметного влияния [19]. Поэтому вскрытие скважиной водоносных интервалов, отличающихся повышенным содержанием этих ионов в пластовых водах, должно фиксироваться по всплескам концентраций  $Cl$  и  $I$  в буровом растворе.

Именно такая картина наблюдается на графиках изменения относительных концентраций  $Cl$  и  $I$  (выраженных в условных единицах) по глубине – диаграммах ОС (рис. 3.3). На этих диаграммах отмечаются пики в интервалах как притоков подземных вод в скважину, так и поглощения промывочной жидкости. Последние фиксируются по расходограмме, отражающей вариации дебита поглощения  $Q$ . Для дальнейшей интерпретации диаграмм ОС и  $Q$  параллельно приведены геофизические и другие диаграммы, отражающие те или иные специфические черты водоносных зон, обнаруженных гидрогеологическим каротажем.

Бурение в интервале водопроявлений нередко сопровождается увеличением диаметра скважины в зонах повышенной трещиноватости, которое видно на кавернограмме. На диаграммах электрокаротажа – КС, БКЗ, индукционного и др. (на рис. 3.3 приведена только первая из них) – водоносные зоны отмечаются характерными аномалиями: снижением кажущегося сопротивления – на диаграмме КС и повышением удельной электропроводности – на диаграммах БКЗ и индукционного каротажа. Влияние рудных минералов на электропроводность среды было незначительным из-за их низкого содержания в породах разреза, и их присутствие не могло вызвать указанные аномалии. Следовательно, их могли создать только системы открытых трещин, заполненные электролитом – подземными водами.

Физико-механические свойства образцов керна (аналитики Г.В. Калашников и Б.Н. Даин, ВСЕГИНГЕО) также обнаруживают закономерные вариации в изученном разрезе (интервал 5000–8000 м). На приведенных диаграммах в интервалах водопроявлений отмечается возрастание открытой пористости  $n_a$  наряду с увеличением размаха относительных колебаний предела прочности пород на разрыв  $\sigma_p$  и статических модулей упругости – контактного  $E_k$  и на сжатие  $E_{сж}$ . Все эти изменения свойств среды объясняются повышенной и неравномерной трещиноватостью водовмещающих пород.

Визуальное описание трещиноватости в образцах керна (ориентировка, степень раскрытия, размеры трещин и их минеральное выполнение), приводимое ниже, почерпнуто из буровых журналов Саатлинской экспедиции. Оно служит основой разделения водоносных зон по механизму образования трещиноватости. Присутствие зеркал скольжения и катакластического материала ясно указывает на "разломное" происхождение трещиноватости (тектонический механизм). Трещины контракционного разуплотнения могут, как известно, иметь субвертикальную ориентировку при столбчатой отдельности погребенных лавовых покровов. Присутствие продуктов выветривания и хаотическая ориентировка трещин служат признаками гипергенного происхождения трещиноватости.

Наконец, данные о степени выхода керна помогают в отдельных случаях распознать зоны естественной трещиноватости, что облегчает совокупную интерпретацию перечисленных результатов. Выполняя такую интерпретацию, мы получили достаточно объективное и детальное описание водоносности разбуренного разреза, приводимое ниже.

Оперативное слежение за параметрами бурового раствора было начато при глубине забоя около 1400 м, в пределах молассовой толщи. Диаграммы ОС (см. рис. 3.3) показывают существование зоны затухающих с глубиной водопритоков в интервале 1400–1700 м (акчагыл-апшеронские слои) и зоны поглощения промывочной жидкости в интервале 2300–2830 м (сарматский ярус и продуктивная толща

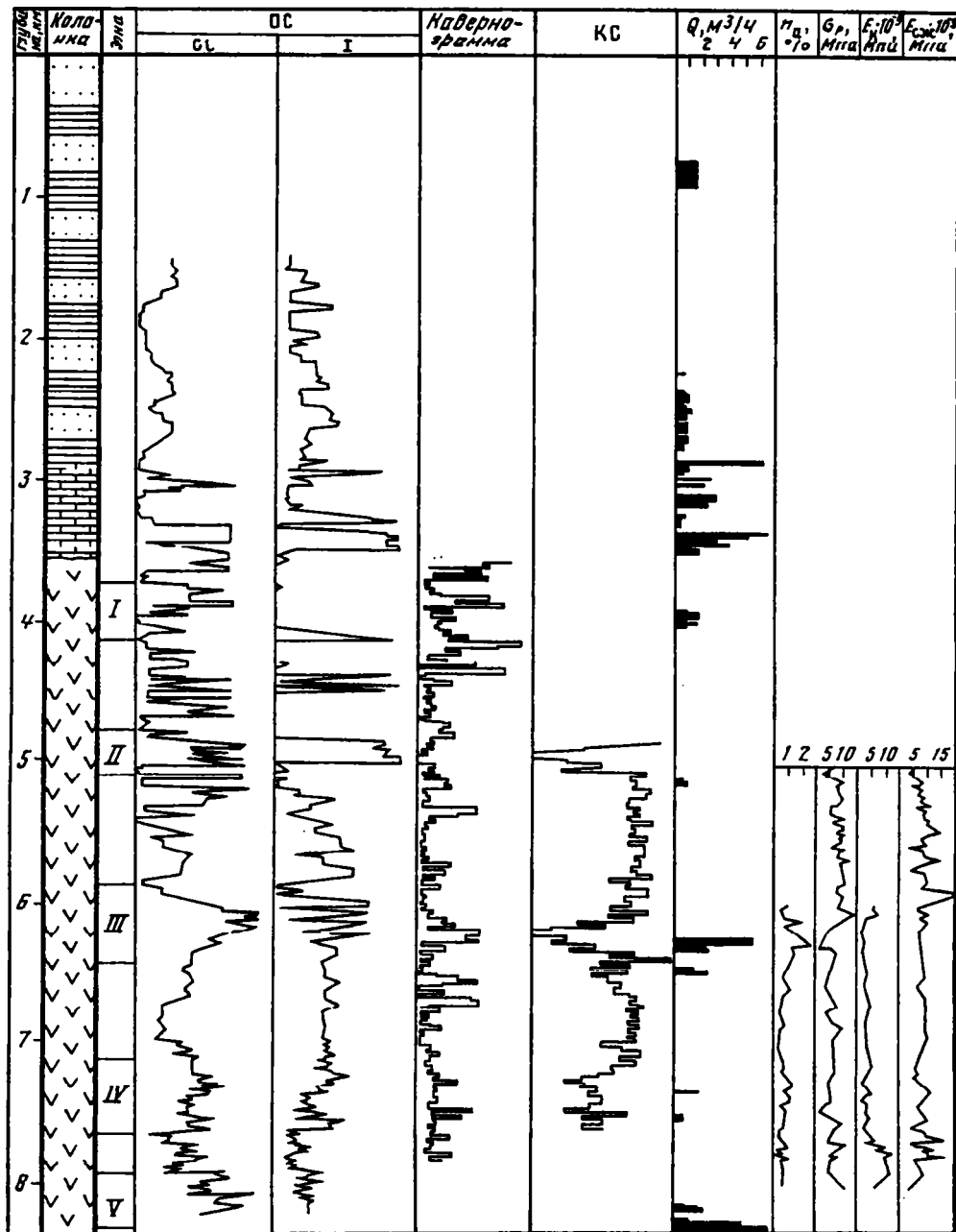


Рис. 3.3. Результаты гидрогеологического каротажа (диаграммы ОС – СІ и І и расходомерии  $Q$ ), геофизических исследований в стволе (кавернограмма и КС-диаграмма) и лабораторного изучения петрофизических свойств горных пород (открытой пористости  $n_a$ , предела прочности пород на разрыв  $\sigma_p$  и статических модулей упругости – контактного  $E_{\kappa}$  и на сжатие  $E_{\text{сж}}$ ) в разрезе Саатлинской скважины

среднего плиоцена), т.е. вблизи подошвы молассы<sup>1</sup>. Дебит поглощения бурового раствора  $Q$  в нижней зоне составлял  $1 \text{ м}^3/\text{ч}$ .

При входе в карбонатную толщу поглощение раствора резко усилилось (до  $6 \text{ м}^3/\text{ч}$ ); что говорит о разуплотнении известняков вблизи кровли карбонатной толщи. При проходке средней части толщи (2850–3270 м) поглощение раствора неоднократно возобновлялось, доходя до  $3 \text{ м}^3/\text{ч}$ . В нижней части толщи (3320–3480 м) дебит  $Q$  снова возрос до  $4\text{--}6,5 \text{ м}^3/\text{ч}$ , и поглощение почти не прекращалось до окончания проходки толщи. Скачки поглощения раствора в верхней половине толщи (2830–3300 м) лишь в отдельных случаях сопровождались всплесками содержания хлора или иода. В то же время для нижней половины толщи (3300–3530 м) характерны резкие аномалии на обеих диаграммах ОС. Судя по всему, карбонатная толща отличается высокой проницаемостью по трещинам и сообщающимся между собой кавернам. Кроме того, при проходке карбонатной толщи удельный вес глинистого раствора поддерживался на уровне  $1,1 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, содержащиеся в кавернозных известняках воды характеризуются приведенным давлением, близким к нормальному гидростатическому, т.е. существенно меньшим, чем приведенное давление в средней части молассы (см. сноску).

В пределах вулканогенной толщи общий вид диаграмм ОС говорит о постоянно возобновлявшихся водопроявлениях (как притоках пластовых вод, так и поглощениях бурового раствора). До глубины  $6,4 \text{ км}$  они выражены спорадическими выбросами флюида из проходимых пород и единичными поглощениями бурового раствора. Ниже этой отметки водопроявления приобретают более устойчивый и менее импульсный характер. С учетом данных электрокаротажа и кавернометрии в вулканогенном разрезе можно выделить несколько водоносных зон: I – 3700–4160 м, II – 4820–5130 м, III – 5950–6400 м, IV – 7100–7600 м, V – 7900–8267 м. Эти зоны и разделяющие их интервалы рассмотрены ниже с учетом минерального состава породного матрикса и цемента трещин (если он присутствует), а также господствующей ориентировки трещиноватости (табл. 3.1).

Над зоной I, в интервале 3530–3700 м, видны такие же следы водопритокков, как и в нижней части карбонатной толщи. На это указывают повышенные содержания хлора и иода в глинистом растворе. Интервал сложен сверху вниз брекчированным андезитом-базальтом, базальтом и кластолавой андезитом-базальта. В нем развиты хаотические ориентированные трещины, большей частью залеченные кальцитом, иногда кварцем. Судя по хаотической ориентировке, трещины имеют экзогенную природу. Будучи в основном залеченными, они все же обеспечивают тесную гидравлическую связь коллекторов вулканогенной и карбонатной толщ.

Зона I (интервал 3700–4160 м) отличается от выше- и нижележащего интервалов тем, что в ее пределах наряду с аномалиями на диаграммах ОС и резким увеличением диаметра скважины отмечалось поглощение промывочной жидкости с дебитом  $1\text{--}2 \text{ м}^3/\text{ч}$ . Этот интервал представлен в основном кластолавой андезитом-базальта и базальтом; породы трещиноватые, имеют пеструю окраску и содержат обильные обломки окисленных шлаков. Трещины в значительной степени залечены кальцитом, хлоритом, иногда серицитом, окисными соединениями железа, апатитом. В интервалах 3930–3950 и 4092–4097 м обнаружены наклонные трещины, заполненные псевдоморфозами катакластического материала, наблюдаются зеркала скольжения. Очевидно, трещины тектонического происхождения наложены в этих интервалах на общий фон экзогенной трещиноватости (см. табл. 3.1). Разломы, вскрытые в интервалах 3930–3950 и 4092–4097 м, гидравлически изолированы друг от друга, на что указывает поглощение бурового раствора при

<sup>1</sup> Этот факт указывает на уменьшение напора с глубиной, при котором движение подземных вод в случае гидравлической связи пластов может быть только нисходящим.

**Таблица 3.1.** Определение генезиса зон водопровявлений по преимущественной ориентировке трещин

| Зона | Интервал глубин, м | Вмещающие породы                      | Фация метаморфизма  | Ориентировка трещин |                               | Происхождение ослабленных зон                          |
|------|--------------------|---------------------------------------|---------------------|---------------------|-------------------------------|--|
|      |                    |                                       |                     | преобладающая       | наложенная                    |  |
| I    | 3700–4160          | Лава андезитобазальта и базальт       | Цеолитовая          | Хаотическая         | Наклонная                     | Экзогенное с последующим тектоническим растрескиванием |
| II   | 4820–5130          | Базальт и андезитобазальт             | Пренигпумпеллитовая | Вертикальная        | –                             | Литогенное   |
| III  | 5950–6400          | Андезитобазальт, базальт и андезит    | То же               | Хаотическая         | Наклонная                     | Литогенное с последующим экзогенным растрескиванием    |
| IV   | 7100–7600          | Дацит и андезитодацит                 | Зеленсланцевая      | "                   | Вертикальная и горизонтальная | Экзогенное с последующим тектоническим растрескиванием |
| V    | 7900–8267          | Окварцованный андезитодацит и андезит | То же               | Наклонная           | –                             | Тектоническое  |

проходке первого интервала и отсутствие поглощения при проходке второго. Эти разломы имеют, вероятнее всего, разный возраст: первый пересекает и дренирует только нижние, относительно низконапорные коллекторы молассы (не моложе сармата), а второй – более высоконапорные слои (плиоценовые).

В интервале 4160–4820 м, между зонами I и II, судя по диаграммам ОС, отмечались отдельные импульсные притоки пластового флюида; поглощений не было. Интервал сложен порфировыми базальтами, преимущественно излившимися, и андезитобазальтами в вулканокластической группе фаций. Трещиноватость интенсивна и увеличивается книзу. Ориентировка трещин субвертикальная, а ниже отметки 4700 м, в прослоях, – хаотическая. Большая часть трещин раскрыта; залеченные трещины выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем, реже гидроксидами железа, серицитом. Субвертикальные трещины имеют, очевидно, литогенную природу (трещины контракционного разуплотнения), а беспорядочно ориентированные – экзогенную. К сожалению, отсутствие данных по электрокаротажу не позволяет судить о степени взаимосвязи раскрытых трещин субвертикальной ориентировки. Поэтому интервал 4160–4820 м условно рассматривается как относительно слабо обводненный слой, разделяющий I и II водоносные зоны.

*Зона II* (интервал 4820–5130 м) выделена по резким и устойчивым аномалиям на диаграммах ОС и КС, свидетельствующим о преимущественном притоке пластовых вод в ствол скважины. Зона представлена в основном порфировыми базальтами, андезитобазальтами, диоритовыми порфиритами и метасоматитами. Характерны интенсивное дробление пород и высокая трещиноватость, имеющая преимущественно субвертикальную ориентировку в интервале 4820–5100 м и беспорядочную – глубже 5100 м. Часть трещин залечена хлоритом и карбонатами, основная



их масса раскрыта. Постоянство водопритоков, судя по диаграммам ОС и устойчиво низким значениям кажущегося сопротивления (КС), свидетельствует о том, что до глубины 5100 м данная зона представляет собой систему сообщающихся трещин. На глубинах 5000 и 5100 м встречены два монолитных прослоя диоритового порфирита, а ниже (в интервале глубин 5100–5130 м) отмечено поглощение раствора с дебитом около 1 м<sup>3</sup>/ч. Очевидно, второй из этих прослоев отделяет всю верхнюю часть зоны II от поглощающего буровой раствор водоносного горизонта с резко пониженным пластовым давлением. Трещиноватость пород над этим уровнем (< 5100 м) имеет литогенное происхождение (см. табл. 3.1), и система трещин на некотором удалении от скважины сообщается с областью питания (например, с водопроявляющим разломом). В нижнем интервале (глубже 5100 м) система трещин имеет экзогенное происхождение. Изолированная от питающего верхнюю часть зоны разлома, эта система гидравлически представляет собой область разгрузки.

Интервал 5130–5950 м, разделяющий зоны II и III, представлен большей частью порфировыми андезито-базальтами, базальтами, андезитами, метасоматитами. Трещины ориентированы в основном беспорядочно; в интервале 5400–5570 м преобладает их субвертикальная ориентировка. Большинство трещин залечено кальцитом, хлоритом, реже гидроксидами железа и серицитом. Судя по непрерывному поступлению в ствол скважины хлора и иода, значительная часть объема вскрытых пород содержит открытые трещины и каверны, однако высокие значения кажущегося сопротивления указывают на их разобщенность. По-видимому, воды в этом интервале заключены в многочисленных изолированных друг от друга порах и трещинах, в значительной степени залеченных.

*Зона III* (интервал 5950–6400 м) является наиболее крупной и ярко выраженной. В ее пределах при возросшем притоке хлора и иода и резком снижении кажущегося сопротивления диаметр скважины увеличился в результате обрушения ее стенок. В нижней части зоны, в интервале 6216–6288 м, отмечено обильное (2–5 м<sup>3</sup>/ч) поглощение бурового раствора. Кроме того, произошло резкое увеличение открытой пористости  $n_a$  – местами в 2,5 раза, а также некоторое уменьшение прочности пород на разрыв  $\sigma_p$  и модуля упругости  $E_k$ . Зона представлена андезито-базальтом, базальтом и андезитом, местами окварцованным. Породы интенсивно пропильтизированы; трещиноватость развита участками. Ориентировка трещин в основном беспорядочна; в интервале 5950–6100 м наблюдается их косая ориентировка. Судя по виду диаграмм ОС и КС, подземные воды достаточно равномерно распространены по разрезу зоны III; она представляет собой пачку водоносных горизонтов мощностью от 20 до 40 м, разделенных прослоями относительно монолитных пород мощностью 10–20 м. Интенсивные притоки пластовых вод в верхней части зоны III и активные поглощения – в нижней указывают, во-первых, на изолированность водоносных горизонтов от смежных, а во-вторых, на нисходящее направление градиента поровых давлений в этой зоне.

В интервале 6400–7100 м отмечены равномерные, но сравнительно слабые притоки пластового флюида, постепенный рост и выравнивание с глубиной значений КС и отдельные вывалы стенок скважины. Этот интервал сложен преимущественно андезитом, местами окварцованным, и андезито-дацитом. Отличаясь умеренностью водопритоков, он подобен интервалу 5130–5950 м и содержит подземные воды в изолированных карманах и трещинах. Он может рассматриваться как условный водоупор, разделяющий зоны III и IV водопроявлений.

*Зона IV* (интервал 7100–7600 м) характеризуется некоторым поступлением хлора и иода и заметным снижением КС в ее верхней и нижней частях; на глубинах 7298–7311 и 7374–7484 м отмечалось поглощение бурового раствора с дебитом 0,4–1,7 м<sup>3</sup>/ч. Зона сложена в основном дацитом и андезито-дацитом, преобразованными во вторичные кварциты. Трещиноватость в целом интенсивная, ориен-

тировка трещин хаотическая, а в нижней части зоны (7570–7580 м) – субгоризонтальная. Много открытых трещин, остальные залечены. Их цементом служат, как правило, кварц и хлорит. Происхождение хаотической трещиноватости экзогенное. Субгоризонтальные трещины возникли либо в результате контракционного разуплотнения, либо под действием высоких тангенциальных (девиаторных) напряжений, существующих в регионе (см. главу 5). В гидродинамическом отношении зона IV сходна с зонами II и III.

*Зона V* (интервал 7900–8267 м) заметно отличается от всех предыдущих. Она отделена от зоны IV пачкой плотных окварцованных андезитов-дацитов и долеритов; эти породы разбиты системой косых залеченных трещин. В зоне V резко возрос приток хлора и иода, с глубины 8080 м сопровождавшийся непрерывным поглощением раствора. Его дебит также непрерывно возрастал по мере углубления забоя, достигнув в конечном счете рекордной величины 7 м<sup>3</sup>/ч. Степень выхода керна резко снизилась, стенки скважины стали обрушаться с нарастающей скоростью. При глубине забоя 8267 м произошло катастрофическое неконтролируемое поглощение бурового раствора и буровой инструмент был прихвачен обрушившимися породами (после этой аварии, произошедшей в 1985 г., возобновить бурение уже не удалось). Обилие зеркал скольжения, реликтов катакластического материала, косая ориентировка трещиноватости указывают на тектоническое происхождение этой зоны. Она сложена большей частью дацитом и андезитом, преобразованными в пропилиты и вторичные кварциты. Несомненно, ниже отметки 8 км скважина вошла в зону субвертикального разлома, обрамленного мощным ореолом открытой трещиноватости, в пределах которого породы подверглись глубокой вторичной переработке. Примечательно, что, несмотря на низкое пластовое давление, близкое к нормальному гидростатическому (плотность глинистого раствора не превышала 1,08 г/см<sup>3</sup>), стенки зияющих трещин, не затронутые буровым инструментом, прекрасно сохраняли устойчивость на столь значительных глубинах.

Характеризуя гидрогеологические условия разреза в целом, следует отметить следующие особенности.

1. Все породы, вскрытые скважиной, обводнены в различной степени, причем водонасыщенность пород не убывает, а, скорее, возрастает в пределах вулканогенной толщи с глубиной.

2. В гидродинамическом отношении вулканогенная толща представляет собой единую систему трещинных и порово-трещинных коллекторов, которые сообщаются между собой и отчасти с водоносными горизонтами осадочного чехла. Вся эта система образована выдержанными по латерали зонами литогенного (экзогенного, контракционного) разуплотнения и пачками пирокластического материала наряду с секущими их крутонаклонными зонами тектонического дробления. Такая морфология коллекторов определяет крупночешуйчатую структуру флюидопроводящего пространства, при характерном размере ячеек от нескольких десятков до первых сотен метров.

3. В целом в разрезе скважины наблюдается ярко выраженная гидродинамическая инверсия – уменьшение с глубиной приведенных пластовых давлений. Она проявилась в смене по мере углубления забоя первоначальных притоков пластовых вод молассы в скважину поглощением промывочной жидкости в пределах вулканогенной толщи, дебит которого достиг максимальной (аварийной) величины в районе последнего забоя (8267 м). На эту общую инверсию в отдельных водоносных зонах наложены еще более контрастные локальные инверсии приведенного давления. Наличие общей и локальных инверсий флюидного давления служит, согласно закону Дарси (см., например [36]), предпосылкой нисходящей фильтрации флюидов ниже зоны абсолютного пьезомаксимума, которая расположена в средней части молассовой толщи, в интервале глубин 1,5–2 км.

### 3.3. ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ОТРАЖЕНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА

#### 3.3.1. Вертикальные вариации геотермических параметров

**Температура.** Степень соответствия ее значений, измеренных в буровой скважине, естественному геотермическому полю зависит, как известно, прежде всего от продолжительности бурения и последующей выстойки – периода покоя скважины (см., например, [52]). В Саатлинской СГС после 3-месячной выстойки в 1981 г. была получена непрерывная термограмма в интервале глубин 30–6870 м, на границах которого температура составила 12,7–134,0°C соответственно (табл. 3.2, рис. 3.4, а). В интервале 150–6500 м ее значения с точностью 1–2°C совпали с измеренными в отстоящей на 100 м от СГС скважине-спутнике ОП-1 после ее длительного периода покоя (более 1 года). В приповерхностном интервале разреза 30–250 м вариации температуры, по-видимому, отражают ее колебания в зоне активного водообмена. На подошве этого интервала температура равна 12,3°C, совпадая со среднегодовой температурой атмосферного воздуха (12°C) [41]. Это позволяет думать, что и на большей глубине температуры за время покоя скважины успели восстановиться до естественных значений [216]. Поэтому имеющаяся термограмма считается отражающей естественное, не нарушенное бурением геотемпературное поле с удовлетворительной точностью.

Термометрические данные показали, что по сравнению с прилегающими к Кюрдмир-Саатлинскому поднятию районами Куринской впадины, геотемпературное поле которых охарактеризовано в работе [186], разрез скважины заметно охлажден – на 40–50°C на глубине 6–7 км.

**Геотермический градиент.** Вертикальный градиент температуры  $G$  колеблется в изученном разрезе в довольно широких пределах, от –190 до +170°C/км (см. рис. 3.4, а). Его трендовая составляющая практически не меняется по глубине; среднее значение равно 17,7°C/км. В осадочном разрезе (0–3530 м)  $G$  варьирует в пределах от –190 до +120°C/км, однако большинство значений не выходит за пределы 0–80°C/км; максимальная изменчивость  $G$  наблюдается в верхних 250 м разреза и в районе глубины 1080 м. В окрестностях контакта известняков с вулканогенной толщей (в интервале глубин 3520–3530 м) отмечается рекордно высокое локальное значение градиента – 170°C/км, но причины этого не вполне ясны. В пределах вулканогенной толщи локальные значения  $G$  колеблются по глубине в более узком диапазоне, чем в осадочной толще: 10–30°C/км. Лишь в призабойной зоне, глубже 6770 м, градиент резко увеличился до 140°C/км, что указывает на неполную релаксацию температуры за время покоя скважины в 100-метровой призабойной части разреза.

**Теплопроводность.** Профессор Ю.А. Попов (МГРИ им. С. Орджоникидзе, ныне Московская государственная геологоразведочная академия) выполнил в 1984 г. определение коэффициента теплопроводности  $\lambda$  методом оптического сканирования на 225 сухих образцах керна из интервала глубин 1590–8000 м (табл. 3.3, см. рис. 3.4, б). Как следует из диаграммы, имеют место сильные и неравномерные осцилляции  $\lambda$  по глубине; их размах достигает 40–60% трендовой составляющей. В пределах молассы  $\lambda$  варьирует в диапазоне 0,74–2,16 Вт/м/К, но трендовая составляющая постоянна:  $\lambda_{cp} \pm 1\sigma = 1,33 \pm 0,36$  Вт/м/К. Контрольные измерения  $\lambda$  на влагонасыщенных (при атмосферном давлении) образцах песчано-глинистых пород молассы дали значения, превышающие в среднем на 50% таковые в сухих образцах. В толще известняков лабораторное изучение пяти образцов дало значительно более высокие значения коэффициента теплопроводности:  $\lambda_{cp} \pm 1\sigma = 2,93 \pm 0,20$  Вт/м/К. Такие значения, вообще говоря, типичны для монолитных извест-

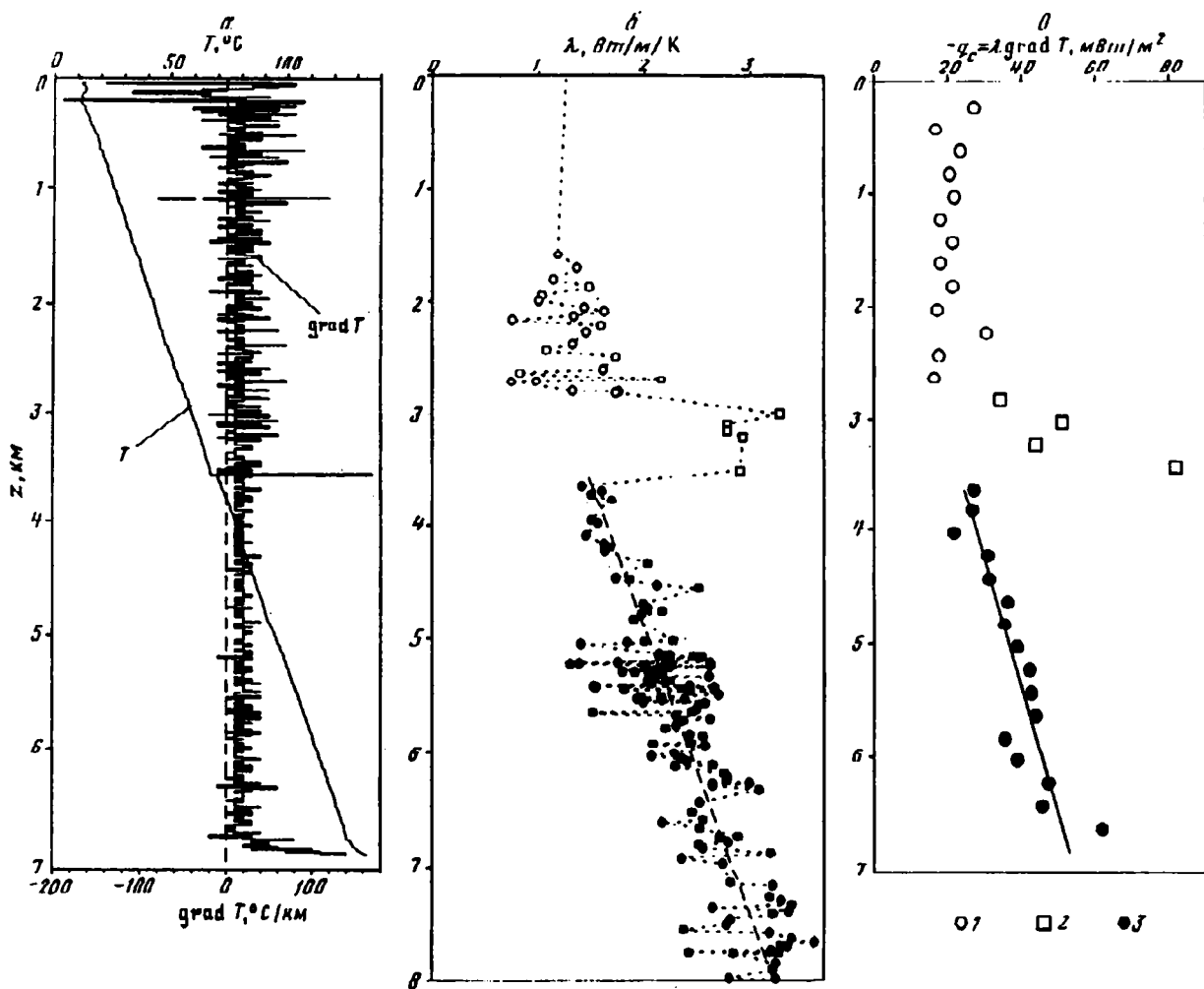


Рис. 3.4. Вариации геотермических параметров в разрезе Саталинской скважины (см. табл. 3.2, 3.3)

$a$  – температура и геотермический градиент (термокаротаж выполнен в 1981 г. сотрудниками Грозненской геофизической экспедиции);  $б$  – коэффициент теплопроводности (определения выполнены в 1983 г. проф. Ю.А. Поповым в МГРИ им. С. Орджоникидзе, ныне МГГА);  $в$  – плотность кондуктивного теплового потока  $q_c$  (вычислена поинтервально, с шагом 200 м по глубине после предварительного осреднения  $\lambda$  и  $\text{grad } T$  в каждом интервале); 1 – моласса; 2 – известняки; 3 – вулканиды.

В пределах вулканогенной толщи вариации  $q_c$  (в  $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) аппроксимируются линией регрессии –  $q_c = 8,9 z - 7,7$ , где  $z$  – в км (коэффициент корреляции значимый:  $r^2 = 0,764$ )

Таблица 3.2. Распределение температур в разрезе Саатлинской СГС

| z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C |
|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
| 30   | 12,7  | 560  | 18,8  | 1090 | 27,0  | 1620 | 36,3  | 2150 | 44,6  |
| 40   | 13,2  | 570  | 18,8  | 1100 | 27,2  | 1630 | 36,5  | 2160 | 44,7  |
| 50   | 11,8  | 580  | 18,9  | 1110 | 27,9  | 1640 | 36,6  | 2170 | 44,7  |
| 60   | 12,6  | 590  | 19,0  | 1120 | 28,0  | 1650 | 36,8  | 2180 | 44,8  |
| 70   | 13,2  | 600  | 19,0  | 1130 | 28,2  | 1660 | 36,8  | 2190 | 44,9  |
| 80   | 13,5  | 610  | 19,2  | 1140 | 28,5  | 1670 | 36,8  | 2200 | 45,1  |
| 90   | 13,8  | 620  | 19,4  | 1150 | 28,5  | 1680 | 37,1  | 2210 | 45,3  |
| 100  | 13,5  | 630  | 19,1  | 1160 | 28,7  | 1690 | 37,2  | 2220 | 45,4  |
| 110  | 13,5  | 640  | 19,3  | 1170 | 28,9  | 1700 | 37,3  | 2230 | 45,6  |
| 120  | 13,3  | 650  | 19,4  | 1180 | 29,0  | 1710 | 37,4  | 2240 | 46,2  |
| 130  | 12,2  | 660  | 20,3  | 1190 | 29,4  | 1720 | 37,5  | 2250 | 46,1  |
| 140  | 12,0  | 670  | 20,5  | 1200 | 29,5  | 1730 | 37,8  | 2260 | 46,3  |
| 150  | 11,7  | 680  | 20,5  | 1210 | 29,6  | 1740 | 38,0  | 2270 | 46,4  |
| 160  | 11,5  | 690  | 20,9  | 1220 | 29,7  | 1750 | 38,0  | 2280 | 46,5  |
| 170  | 12,0  | 700  | 20,9  | 1230 | 29,9  | 1760 | 38,4  | 2290 | 46,6  |
| 180  | 12,1  | 710  | 20,7  | 1240 | 30,2  | 1770 | 38,4  | 2300 | 46,8  |
| 190  | 12,3  | 720  | 21,3  | 1250 | 30,1  | 1780 | 38,7  | 2310 | 47,0  |
| 200  | 10,4  | 730  | 21,4  | 1260 | 30,1  | 1790 | 38,6  | 2320 | 47,0  |
| 210  | 11,3  | 740  | 21,5  | 1270 | 30,6  | 1800 | 38,9  | 2330 | 47,2  |
| 220  | 11,9  | 750  | 21,5  | 1280 | 30,6  | 1810 | 39,1  | 2340 | 47,4  |
| 230  | 12,0  | 760  | 22,2  | 1290 | 30,6  | 1820 | 39,2  | 2350 | 47,5  |
| 240  | 12,3  | 770  | 22,5  | 1300 | 30,7  | 1830 | 39,4  | 2360 | 47,7  |
| 250  | 13,1  | 780  | 22,5  | 1310 | 31,0  | 1840 | 39,4  | 2370 | 48,4  |
| 260  | 13,2  | 790  | 22,6  | 1320 | 30,9  | 1850 | 39,7  | 2380 | 48,6  |
| 270  | 12,8  | 800  | 22,8  | 1330 | 31,1  | 1860 | 40,0  | 2390 | 48,6  |
| 280  | 13,4  | 810  | 22,7  | 1340 | 31,4  | 1870 | 40,3  | 2400 | 48,7  |
| 290  | 13,7  | 820  | 22,8  | 1350 | 31,6  | 1880 | 40,6  | 2410 | 48,9  |
| 300  | 13,4  | 830  | 22,9  | 1360 | 32,0  | 1890 | 40,6  | 2420 | 49,2  |
| 310  | 13,6  | 840  | 23,2  | 1370 | 32,1  | 1900 | 40,4  | 2430 | 49,6  |
| 320  | 14,4  | 850  | 23,2  | 1380 | 32,5  | 1910 | 40,8  | 2440 | 49,5  |
| 330  | 14,3  | 860  | 23,3  | 1390 | 32,5  | 1920 | 41,0  | 2450 | 49,8  |
| 340  | 14,5  | 870  | 23,4  | 1400 | 32,6  | 1930 | 41,1  | 2460 | 50,1  |
| 350  | 15,0  | 880  | 23,9  | 1410 | 32,6  | 1940 | 41,2  | 2470 | 50,4  |
| 360  | 15,0  | 890  | 24,2  | 1420 | 32,5  | 1950 | 41,4  | 2480 | 50,5  |
| 370  | 14,7  | 900  | 24,4  | 1430 | 32,9  | 1960 | 41,9  | 2490 | 50,6  |
| 380  | 15,3  | 910  | 24,4  | 1440 | 33,1  | 1970 | 42,1  | 2500 | 50,7  |
| 390  | 15,3  | 920  | 24,5  | 1450 | 32,9  | 1980 | 42,2  | 2510 | 51,0  |
| 400  | 15,4  | 930  | 24,6  | 1460 | 33,4  | 1990 | 42,3  | 2520 | 51,1  |
| 410  | 15,6  | 940  | 24,9  | 1470 | 33,5  | 2000 | 42,6  | 2530 | 51,0  |
| 420  | 16,2  | 950  | 24,8  | 1480 | 33,7  | 2010 | 42,8  | 2540 | 51,2  |
| 430  | 16,4  | 960  | 25,0  | 1490 | 34,0  | 2020 | 42,8  | 2550 | 51,3  |
| 440  | 16,4  | 970  | 25,1  | 1500 | 34,0  | 2030 | 42,9  | 2560 | 51,3  |
| 450  | 16,6  | 980  | 25,4  | 1510 | 34,3  | 2040 | 42,9  | 2570 | 51,8  |
| 460  | 16,8  | 990  | 25,6  | 1520 | 34,3  | 2050 | 43,3  | 2580 | 52,2  |
| 470  | 16,8  | 1000 | 26,0  | 1530 | 34,6  | 2060 | 43,3  | 2590 | 52,1  |
| 480  | 17,0  | 1010 | 26,3  | 1540 | 34,9  | 2070 | 43,4  | 2600 | 52,3  |
| 490  | 17,1  | 1020 | 26,2  | 1550 | 34,9  | 2080 | 43,5  | 2610 | 52,7  |
| 500  | 17,5  | 1030 | 26,3  | 1560 | 35,1  | 2090 | 43,7  | 2620 | 52,7  |
| 510  | 17,7  | 1040 | 26,6  | 1570 | 35,2  | 2100 | 43,6  | 2630 | 52,7  |
| 520  | 17,6  | 1050 | 26,6  | 1580 | 35,3  | 2110 | 43,9  | 2640 | 52,9  |
| 530  | 18,4  | 1060 | 26,7  | 1590 | 35,7  | 2120 | 44,0  | 2650 | 53,1  |
| 540  | 18,4  | 1070 | 27,9  | 1600 | 36,0  | 2130 | 44,5  | 2660 | 53,1  |
| 550  | 18,4  | 1080 | 27,1  | 1610 | 36,4  | 2140 | 44,4  | 2670 | 53,3  |

Таблица 3.2. (продолжение)

| z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C |
|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
| 2680 | 53,5  | 3210 | 62,5  | 3740 | 73,8  | 4270 | 82,5  | 4800 | 91,4  |
| 2690 | 53,6  | 3220 | 62,9  | 3750 | 74,1  | 4280 | 82,7  | 4810 | 91,6  |
| 2700 | 54,3  | 3230 | 63,0  | 3760 | 74,4  | 4290 | 82,8  | 4820 | 91,8  |
| 2710 | 54,6  | 3240 | 63,1  | 3770 | 74,5  | 4300 | 82,9  | 4830 | 92,2  |
| 2720 | 54,7  | 3250 | 63,2  | 3780 | 74,6  | 4310 | 83,1  | 4840 | 92,4  |
| 2730 | 54,9  | 3260 | 63,3  | 3790 | 74,8  | 4320 | 83,2  | 4850 | 92,5  |
| 2740 | 54,8  | 3270 | 63,5  | 3800 | 74,9  | 4330 | 83,5  | 4860 | 92,6  |
| 2750 | 55,0  | 3280 | 63,8  | 3810 | 75,1  | 4340 | 83,7  | 4870 | 92,8  |
| 2760 | 55,1  | 3290 | 64,1  | 3820 | 75,3  | 4350 | 83,9  | 4880 | 93,1  |
| 2770 | 55,1  | 3300 | 64,2  | 3830 | 75,4  | 4360 | 84,2  | 4890 | 93,2  |
| 2780 | 55,6  | 3310 | 64,3  | 3840 | 75,5  | 4370 | 84,4  | 4900 | 93,4  |
| 2790 | 55,7  | 3320 | 64,4  | 3850 | 75,6  | 4380 | 84,4  | 4910 | 93,6  |
| 2800 | 55,8  | 3330 | 64,4  | 3860 | 75,9  | 4390 | 84,6  | 4920 | 93,8  |
| 2810 | 56,0  | 3340 | 64,5  | 3870 | 76,2  | 4400 | 84,9  | 4930 | 94,0  |
| 2820 | 56,1  | 3350 | 64,6  | 3880 | 76,4  | 4410 | 85,1  | 4940 | 94,3  |
| 2830 | 56,1  | 3360 | 64,7  | 3890 | 76,6  | 4420 | 85,2  | 4950 | 94,5  |
| 2840 | 56,5  | 3370 | 64,9  | 3900 | 76,8  | 4430 | 85,4  | 4960 | 94,7  |
| 2850 | 57,0  | 3380 | 65,0  | 3910 | 76,9  | 4440 | 85,6  | 4970 | 94,9  |
| 2860 | 57,2  | 3390 | 65,0  | 3920 | 77,1  | 4450 | 85,8  | 4980 | 95,1  |
| 2870 | 57,4  | 3400 | 65,3  | 3930 | 77,2  | 4460 | 86,0  | 4990 | 95,3  |
| 2880 | 57,4  | 3410 | 65,5  | 3940 | 77,3  | 4470 | 86,1  | 5000 | 95,5  |
| 2890 | 57,5  | 3420 | 65,9  | 3950 | 77,4  | 4480 | 86,2  | 5010 | 95,6  |
| 2900 | 57,5  | 3430 | 66,0  | 3960 | 77,6  | 4490 | 86,4  | 5020 | 95,8  |
| 2910 | 57,7  | 3440 | 66,4  | 3970 | 77,7  | 4500 | 86,6  | 5030 | 95,9  |
| 2920 | 58,1  | 3450 | 66,6  | 3980 | 77,8  | 4510 | 86,7  | 5040 | 96,2  |
| 2930 | 58,1  | 3460 | 66,6  | 3990 | 78,1  | 4520 | 86,8  | 5050 | 96,5  |
| 2940 | 58,2  | 3470 | 66,7  | 4000 | 78,3  | 4530 | 87,0  | 5060 | 96,7  |
| 2950 | 58,3  | 3480 | 66,6  | 4010 | 78,4  | 4540 | 87,2  | 5070 | 96,9  |
| 2960 | 58,7  | 3490 | 66,9  | 4020 | 78,6  | 4550 | 87,4  | 5080 | 97,1  |
| 2970 | 58,8  | 3500 | 66,9  | 4030 | 78,7  | 4560 | 87,5  | 5090 | 97,2  |
| 2980 | 59,0  | 3510 | 66,8  | 4040 | 78,8  | 4570 | 87,7  | 5100 | 97,5  |
| 2990 | 58,8  | 3520 | 68,5  | 4050 | 79,0  | 4580 | 87,9  | 5110 | 97,7  |
| 3000 | 59,0  | 3530 | 69,8  | 4060 | 79,1  | 4590 | 88,1  | 5120 | 98,0  |
| 3010 | 59,5  | 3540 | 70,1  | 4070 | 79,2  | 4600 | 88,4  | 5130 | 98,3  |
| 3020 | 59,6  | 3550 | 70,2  | 4080 | 79,4  | 4610 | 88,6  | 5140 | 98,5  |
| 3030 | 59,7  | 3560 | 70,4  | 4090 | 79,5  | 4620 | 88,7  | 5150 | 98,4  |
| 3040 | 59,8  | 3570 | 70,5  | 4100 | 79,6  | 4630 | 88,9  | 5160 | 98,7  |
| 3050 | 60,4  | 3580 | 70,6  | 4110 | 79,8  | 4640 | 89,1  | 5170 | 98,9  |
| 3060 | 60,5  | 3590 | 70,8  | 4120 | 79,9  | 4650 | 89,2  | 5180 | 99,1  |
| 3070 | 60,4  | 3600 | 71,0  | 4130 | 80,0  | 4660 | 89,4  | 5190 | 99,2  |
| 3080 | 60,8  | 3610 | 71,2  | 4140 | 80,3  | 4670 | 89,6  | 5200 | 99,4  |
| 3090 | 60,7  | 3620 | 71,4  | 4150 | 80,5  | 4680 | 89,7  | 5210 | 99,6  |
| 3100 | 61,2  | 3630 | 71,6  | 4160 | 80,6  | 4690 | 89,8  | 5220 | 99,7  |
| 3110 | 61,4  | 3640 | 71,7  | 4170 | 80,7  | 4700 | 89,8  | 5230 | 99,8  |
| 3120 | 61,5  | 3650 | 72,1  | 4180 | 80,9  | 4710 | 90,1  | 5240 | 100,1 |
| 3130 | 61,6  | 3660 | 72,4  | 4190 | 81,0  | 4720 | 90,2  | 5250 | 100,3 |
| 3140 | 61,7  | 3670 | 72,6  | 4200 | 81,2  | 4730 | 90,4  | 5260 | 100,4 |
| 3150 | 61,7  | 3680 | 72,7  | 4210 | 81,3  | 4740 | 90,5  | 5270 | 100,7 |
| 3160 | 61,8  | 3690 | 72,9  | 4220 | 81,4  | 4750 | 90,7  | 5280 | 100,8 |
| 3170 | 62,4  | 3700 | 73,1  | 4230 | 81,6  | 4760 | 90,8  | 5290 | 101,0 |
| 3180 | 62,5  | 3710 | 73,2  | 4240 | 81,8  | 4770 | 90,9  | 5300 | 101,2 |
| 3190 | 62,6  | 3720 | 73,5  | 4250 | 81,9  | 4780 | 91,0  | 5310 | 101,4 |
| 3200 | 62,5  | 3730 | 73,6  | 4260 | 82,3  | 4790 | 91,2  | 5320 | 101,5 |

Таблица 3.2. (окончание)

| z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C | z, м | T, °C |
|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
| 5330 | 101,6 | 5640 | 107,5 | 5960 | 112,8 | 6270 | 118,2 | 6580 | 123,3 |
| 5340 | 101,8 | 5650 | 107,6 | 5970 | 113,0 | 6280 | 118,2 | 6590 | 123,6 |
| 5350 | 102,1 | 5660 | 107,8 | 5980 | 113,2 | 6290 | 118,1 | 6600 | 123,8 |
| 5360 | 102,2 | 5670 | 108,2 | 5990 | 113,3 | 6300 | 118,7 | 6610 | 124,0 |
| 5370 | 102,3 | 5680 | 108,3 | 6000 | 113,4 | 6310 | 118,9 | 6620 | 124,3 |
| 5380 | 102,7 | 5690 | 108,4 | 6010 | 113,5 | 6320 | 119,2 | 6630 | 124,4 |
| 5390 | 102,8 | 5700 | 108,6 | 6020 | 113,6 | 6330 | 119,3 | 6640 | 124,4 |
| 5400 | 103,0 | 5710 | 108,9 | 6030 | 113,7 | 6340 | 119,4 | 6650 | 124,5 |
| 5410 | 103,2 | 5720 | 109,0 | 6040 | 113,9 | 6350 | 119,6 | 6660 | 124,5 |
| 5420 | 103,4 | 5730 | 109,1 | 6050 | 114,3 | 6360 | 119,8 | 6670 | 124,6 |
| 5430 | 103,6 | 5740 | 109,3 | 6060 | 114,5 | 6370 | 120,0 | 6680 | 124,6 |
| 5440 | 103,9 | 5750 | 109,4 | 6070 | 114,6 | 6380 | 120,2 | 6690 | 125,0 |
| 5450 | 104,3 | 5760 | 109,6 | 6080 | 114,8 | 6390 | 120,4 | 6700 | 125,1 |
| 5460 | 104,4 | 5770 | 109,9 | 6090 | 114,9 | 6400 | 120,5 | 6710 | 125,4 |
| 5470 | 104,5 | 5780 | 110,0 | 6100 | 115,0 | 6410 | 120,5 | 6720 | 125,2 |
| 5480 | 104,6 | 5790 | 110,0 | 6110 | 115,3 | 6420 | 120,7 | 6730 | 125,5 |
| 5490 | 105,0 | 5800 | 110,4 | 6120 | 115,4 | 6430 | 120,8 | 6740 | 125,7 |
| 5500 | 105,0 | 5810 | 110,7 | 6130 | 115,7 | 6440 | 120,9 | 6750 | 126,5 |
| 5510 | 105,1 | 5820 | 110,8 | 6140 | 116,0 | 6450 | 121,0 | 6760 | 127,0 |
| 5520 | 105,3 | 5830 | 110,9 | 6150 | 116,3 | 6460 | 121,2 | 6770 | 127,3 |
| 5530 | 105,5 | 5840 | 110,9 | 6160 | 116,4 | 6470 | 121,6 | 6780 | 127,7 |
| 5540 | 105,7 | 5850 | 111,1 | 6170 | 116,5 | 6480 | 121,7 | 6790 | 128,2 |
| 5550 | 105,8 | 5860 | 111,2 | 6180 | 116,6 | 6490 | 121,8 | 6800 | 128,4 |
| 5560 | 105,9 | 5870 | 111,3 | 6190 | 111,6 | 6500 | 122,0 | 6810 | 129,0 |
| 5570 | 106,2 | 5880 | 111,4 | 6200 | 117,0 | 6510 | 122,3 | 6820 | 129,5 |
| 5580 | 106,3 | 5890 | 111,6 | 6210 | 117,2 | 6520 | 122,3 | 6830 | 129,8 |
| 5590 | 106,5 | 5910 | 111,8 | 6220 | 117,2 | 6530 | 122,6 | 6840 | 130,8 |
| 5600 | 106,8 | 5920 | 111,9 | 6230 | 117,4 | 6540 | 122,7 | 6850 | 131,5 |
| 5610 | 106,8 | 5930 | 112,2 | 6240 | 117,5 | 6550 | 122,8 | 6860 | 132,6 |
| 5620 | 107,2 | 5940 | 112,5 | 6250 | 117,6 | 6560 | 123,0 | 6870 | 134,0 |
| 5630 | 107,4 | 5950 | 112,6 | 6260 | 118,0 | 6570 | 123,2 |      |       |

Примечание. Термокартаж выполнен сотрудниками Грозненской геофизической экспедиции в 1981 г. после 3-месячной выстойки скважины.

няков (см., например, [199]), но кажутся завышенными для толщи в целом (трещиноватых известняков в естественном залегании). В толще вулканитов  $\lambda$  закономерно растет с глубиной от 1,4–1,7 Вт/м/К (3,5 км) до 2,6–3,4 Вт/м/К (7 км).

В целом диаграмма распределения  $\lambda$  по глубине имеет в значительной мере стохастический характер из-за неравномерного нарушения физических свойств пород при хранении керн. Причиной этого служит разуплотнение и рассыхание образцов керн при их хранении, особенно заметные в образцах, извлеченных с больших глубин (свыше 6 км).

**Теплогенерация.** Мощность радиогенной теплогенерации  $A_p$  определена по выборочным измерениям содержания U, Th и K в породах разреза во ВСЕГЕИ А.А. Смысловым с коллегами в 1980 г. В породах молассы она составила в среднем  $A_p = 0,9 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>. В молассе радиогенная теплогенерация должна отчасти компенсироваться эндотермическими процессами катагенеза [211], но для их количественной оценки данных не хватает. В вулканитах к эффекту радиоактивного распада  $A_p = 0,3 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup> добавляется еще выделение тепла в результате их гидратации. Эта хемогенная теплогенерация  $A_r$  может быть оценена по формуле

$$A_r = (w/100)\rho_0 Q_r / (M_w \tau),$$

Таблица 3.3. Распределение коэффициента теплопроводности  $\lambda$  в разрезе Саатлинской СГС

| № п/п | Глубина, м | $\lambda$ , Вт/м/К | Порода (по номенклатуре АзНИПИнефть)          | № п/п | Глубина, м | $\lambda$ , Вт/м/К | Порода (по номенклатуре АзНИПИнефть) |
|-------|------------|--------------------|---|-------|------------|--------------------|--------------------------------------|
| 1     | 1586       | 1,18               | Терригенная толща (моласса)                   | 43    | 4519       | 2,12               | Кластолава андезито-базальта         |
| 2     | 1709       | 1,36               | То же   | 44    | 4550       | 2,51               | То же                                |
| 3     | 1816       | 1,14               | "   | 45    | 4689       | 1,99               | Габбро-диоритовый порфирит           |
| 4     | 1876       | 1,48               | "   |       |            |                    |                                      |
| 5     | 1947       | 1,03               | "   |       |            |                    |                                      |
| 6     | 1990       | 1,00               | "   | 46    | 4717       | 2,03               | То же                                |
| 7     | 2053       | 1,43               | "   | 47    | 4744       | 2,17               | "                                    |
| 8     | 2087       | 1,62               | "   | 48    | 4774       | 1,97               | "                                    |
| 9     | 2125       | 1,33               | "   | 49    | 4821       | 1,90               | Спилит-диабаз                        |
| 10    | 2164       | 0,75               | "   | 50    | 5014       | 2,27               | Диоритовый порфирит                  |
| 11    | 2207       | 1,59               | "   |       |            |                    |                                      |
| 12    | 2263       | 1,45               | "   | 51    | 5030       | 2,28               | То же                                |
| 13    | 2374       | 1,32               | "   | 52    | 5030       | 2,00               | "                                    |
| 14    | 2425       | 1,07               | "   | 53    | 5038       | 1,84               | "                                    |
| 15    | 2483       | 1,34               | "   | 54    | 5049       | 1,40               | "                                    |
| 16    | 2483       | 1,73               | "   | 55    | 5131       | 2,35               | "                                    |
| 17    | 2593       | 1,61               | "   | 56    | 5131       | 2,14               | "                                    |
| 18    | 2623       | 0,82               | "   | 57    | 5142       | 2,24               | Долерит                              |
| 19    | 2689       | 2,16               | "   | 58    | 5147       | 2,23               | "                                    |
| 20    | 2704       | 0,98               | "   | 59    | 5147       | 2,20               | "                                    |
| 21    | 2711       | 0,74               | "   | 60    | 5152       | 2,39               | Габбро-диоритовый порфирит           |
| 22    | 2792       | 1,32               | "   |       |            |                    |                                      |
| 23    | 2799       | 1,76               | "   |       |            |                    |                                      |
| 24    | 2807       | 1,73               | "   | 61    | 5152       | 2,14               | То же                                |
| 25    | 2995       | 3,28               | Известняк                                     | 62    | 5157       | 2,46               | Габбро-диоритовый порфирит           |
| 26    | 3093       | 2,78               | То же   |       |            |                    |                                      |
| 27    | 3147       | 2,78               | "   |       |            |                    |                                      |
| 28    | 3204       | 2,93               | "   | 63    | 5161       | 2,23               | То же                                |
| 29    | 3500       | 2,90               | "   | 64    | 5163       | 2,54               | "                                    |
| 30    | 3631       | 1,41               | Брекчированный, мицдалекаменный андезит       | 65    | 5173       | 2,24               | Андезито-базальт                     |
|       |            |                    |   | 66    | 5203       | 1,31               | То же                                |
|       |            |                    |   | 67    | 5203       | 1,75               | "                                    |
| 31    | 3681       | 1,60               | Кластолава мицдалекаменного андезито-базальта | 68    | 5207       | 2,70               | "                                    |
|       |            |                    |   | 69    | 5207       | 2,62               | "                                    |
|       |            |                    |   | 70    | 5211       | 1,38               | "                                    |
| 32    | 3708       | 1,50               | То же   | 71    | 5215       | 1,30               | "                                    |
| 33    | 3764       | 1,69               | Базальт                                       | 72    | 5225       | 2,01               | Мицдалекаменный андезито-базальт     |
| 34    | 3957       | 1,50               | Брекчированный андезито-базальт               | 73    | 5239       | 2,62               | То же                                |
| 35    | 3978       | 1,56               | То же   | 74    | 5243       | 2,25               | "                                    |
|       |            |                    |   | 75    | 5248       | 2,24               | Спилит-диабаз                        |
| 36    | 4095       | 1,45               | Андезито-базальт                              | 76    | 5253       | 2,16               | Кластолава андезито-базальта         |
| 37    | 4168       | 1,62               | Брекчированный базальт                        | 77    | 5275       | 2,09               | То же                                |
| 38    | 4198       | 1,67               | То же   | 78    | 5280       | 1,29               | Базальт                              |
| 39    | 4228       | 1,63               | "   | 79    | 5280       | 1,79               | "                                    |
| 40    | 4335       | 2,03               | Базальт                                       | 80    | 5284       | 1,91               | Габбро-диоритовый порфирит           |
| 41    | 4456       | 1,73               | Мицдалекаменный базальт                       |       |            |                    |                                      |
| 42    | 4470       | 1,86               | То же   | 81    | 5294       | 2,04               | То же                                |



Таблица 3.3. (продолжение)

| № п/п | Глубина, м | $\lambda$ , Вт/м/К | Порода (по номенклатуре АзНИПИнефть) | № п/п | Глубина, м | $\lambda$ , Вт/м/К | Порода (по номенклатуре АзНИПИнефть) |
|-------|------------|--------------------|--------------------------------------|-------|------------|--------------------|--------------------------------------|
| 82    | 5300       | 2,40               | Кластолава                           | 128   | 5848       | 2,87               | Андезит-базальт                      |
|       |            |                    | андезито-базальта                    | 129   | 5848       | 2,55               | "                                    |
| 83    | 5300       | 2,17               | То же                                | 130   | 5902       | 2,14               | Долеритовый порфирит                 |
| 84    | 5305       | 2,15               | "                                    |       |            |                    | То же                                |
| 85    | 5311       | 2,08               | "                                    | 131   | 5902       | 2,44               | "                                    |
| 86    | 5326       | 2,19               | Спилит-диабаз                        | 132   | 5910       | 2,08               | "                                    |
| 87    | 5326       | 2,61               | "                                    | 133   | 5928       | 2,57               | Андезит-базальт                      |
| 88    | 5344       | 2,09               | Миңдалекамен-ный базальт             | 134   | 6002       | 2,14               | То же                                |
|       |            |                    | Кластолава                           | 135   | 6002       | 2,28               | "                                    |
| 89    | 5362       | 2,24               | Кластолава                           | 136   | 6027       | 2,21               | "                                    |
|       |            |                    | андезито-базальта                    | 137   | 6027       | 2,07               | "                                    |
| 90    | 5370       | 2,03               | То же                                | 138   | 6056       | 2,17               | Базальт                              |
| 91    | 5382       | 2,20               | Базальт                              | 139   | 6056       | 2,35               | То же                                |
| 92    | 5388       | 2,06               | Кластолава                           | 140   | 6077       | 2,23               | "                                    |
|       |            |                    | андезито-базальта                    | 141   | 6077       | 2,40               | "                                    |
| 93    | 5406       | 2,43               | То же                                | 142   | 6106       | 2,25               | Андезит                              |
| 94    | 5411       | 2,31               | "                                    | 143   | 6106       | 2,64               | То же                                |
| 95    | 5411       | 1,52               | Андезит                              | 144   | 6124       | 2,29               | "                                    |
| 96    | 5415       | 1,54               | Андезит                              | 145   | 6181       | 2,72               | "                                    |
| 97    | 5419       | 2,66               | Андезит (базальт?)                   | 146   | 6181       | 2,75               | "                                    |
|       |            |                    | Базальт                              | 147   | 6210       | 2,78               | "                                    |
| 98    | 5431       | 2,35               | Базальт                              | 148   | 6248       | 2,77               | Диоритовый порфирит                  |
| 99    | 5440       | 1,70               | То же                                |       |            |                    | Базальт                              |
| 100   | 5440       | 1,81               | "                                    | 149   | 6271       | 2,88               | "                                    |
| 101   | 5443       | 2,66               | "                                    | 150   | 6271       | 2,99               | "                                    |
| 102   | 5448       | 2,93               | "                                    | 151   | 6277       | 2,68               | Андезит-дацит (окварцованный)        |
| 103   | 5448       | 2,43               | "                                    |       |            |                    | То же                                |
| 104   | 5480       | 2,70               | "                                    | 152   | 6277       | 2,64               | "                                    |
| 105   | 5504       | 2,16               | Долерит                              | 153   | 6289       | 2,64               | "                                    |
| 106   | 5509       | 2,08               | То же                                | 154   | 6328       | 2,85               | "                                    |
| 107   | 5509       | 1,97               | "                                    | 155   | 6328       | 3,08               | "                                    |
| 108   | 5520       | 1,93               | "                                    | 156   | 6433       | 2,52               | "                                    |
| 109   | 5524       | 2,38               | "                                    | 157   | 6518       | 2,45               | Диоритовый порфирит                  |
| 110   | 5529       | 2,17               | "                                    |       |            |                    | То же                                |
| 111   | 5547       | 2,05               | "                                    | 158   | 6586       | 2,55               | "                                    |
| 112   | 5547       | 1,99               | "                                    | 159   | 6614       | 2,13               | Андезит-дацит                        |
| 113   | 5552       | 2,57               | "                                    | 160   | 6614       | 2,17               | То же                                |
| 114   | 5564       | 2,08               | "                                    | 161   | 6659       | 2,75               | "                                    |
| 115   | 5564       | 2,52               | "                                    | 162   | 6659       | 2,52               | "                                    |
| 116   | 5609       | 2,49               | Андезит-базальт                      | 163   | 6735       | 2,88               | Андезит                              |
| 117   | 5630       | 2,45               | То же                                | 164   | 6739       | 2,80               | То же                                |
| 118   | 5630       | 2,23               | "                                    | 165   | 6739       | 2,71               | "                                    |
| 119   | 5638       | 1,51               | "                                    | 166   | 6776       | 2,60               | "                                    |
| 120   | 5666       | 2,48               | "                                    | 167   | 6776       | 2,79               | "                                    |
| 121   | 5666       | 2,30               | "                                    | 168   | 6804       | 2,50               | "                                    |
| 122   | 5690       | 2,36               | "                                    | 169   | 6804       | 2,51               | "                                    |
| 123   | 5690       | 2,62               | "                                    | 170   | 6830       | 2,54               | Андезит-дацит                        |
| 124   | 5714       | 2,36               | "                                    | 171   | 6830       | 2,55               | "                                    |
| 125   | 5749       | 2,30               | "                                    | 172   | 6875       | 3,12               | Диоритовый порфирит                  |
| 126   | 5778       | 2,20               | "                                    |       |            |                    | То же                                |
| 127   | 5828       | 2,43               | "                                    | 173   | 6875       | 3,19               | "                                    |

Таблица 3.3. (окончание)

| № п/п | Глубина, м | $\lambda$ , Вт/м/К | Порода (по номенклатуре АзНИПИнефть) | № п/п | Глубина, м | $\lambda$ , Вт/м/К | Порода (по номенклатуре АзНИПИнефть) |
|-------|------------|--------------------|--------------------------------------|-------|------------|--------------------|--------------------------------------|
| 174   | 6916       | 2,34               | "                                    | 200   | 7665       | 3,55               | "                                    |
| 175   | 6916       | 2,35               | "                                    | 201   | 7665       | 3,61               | "                                    |
| 176   | 6964       | 2,58               | Долерит                              | 202   | 7693       | 3,25               | Долерит                              |
| 177   | 6964       | 2,74               | "                                    | 203   | 7693       | 3,29               | "                                    |
| 178   | 7150       | 2,78               | Дацит                                | 204   | 7713       | 3,20               | Дацит                                |
| 179   | 7150       | 2,81               | "                                    | 205   | 7713       | 3,35               | "                                    |
| 180   | 7174       | 3,32               | "                                    | 206   | 7734       | 3,20               | Андезит-дацит                        |
| 181   | 7174       | 3,21               | "                                    | 207   | 7749       | 3,18               | Дацит                                |
| 182   | 7270       | 3,06               | "                                    | 208   | 7749       | 3,19               | "                                    |
| 183   | 7270       | 3,18               | "                                    | 209   | 7756       | 2,48               | "                                    |
| 184   | 7306       | 3,12               | "                                    | 210   | 7756       | 2,42               | "                                    |
| 185   | 7306       | 3,29               | "                                    | 211   | 7762       | 3,31               | Андезит-дацит                        |
| 186   | 7338       | 3,41               | Долерит                              | 212   | 7762       | 3,27               | Андезит-дацит                        |
| 187   | 7338       | 3,39               | "                                    | 213   | 7767       | 2,88               | "                                    |
| 188   | 7371       | 2,32               | Базальт                              | 214   | 7767       | 2,84               | "                                    |
| 189   | 7371       | 2,64               | "                                    | 215   | 7853       | 3,55               | Долерит                              |
| 190   | 7396       | 3,07               | Дацит                                | 216   | 7853       | 3,24               | "                                    |
| 191   | 7396       | 3,36               | "                                    | 217   | 7901       | 3,37               | "                                    |
| 192   | 7424       | 3,37               | "                                    | 218   | 7901       | 3,21               | "                                    |
| 193   | 7424       | 3,21               | "                                    | 219   | 7986       | 2,80               | Андезит                              |
| 194   | 7466       | 2,81               | Туфобрекчия                          | 220   | 7988       | 3,13               | Базальт                              |
|       |            |                    | андезито-дацита                      | 221   | 7988       | 3,24               | "                                    |
| 195   | 7516       | 2,77               | Измененный                           | 222   | 8008       | 3,54               | Андезит-дацит                        |
|       |            |                    | окварцованный                        | 223   | 8180       | 3,58               | Андезит                              |
|       |            |                    | андезит                              |       |            |                    | (окварцованный?)                     |
| 196   | 7560       | 2,37               | Дацит                                | 224   | 8196       | 3,26               | То же                                |
| 197   | 7586       | 3,26               | Туфобрекчия                          | 225   | 8250       | 3,50               | Андезит-базальт                      |
|       |            |                    | андезито-дацита                      |       |            |                    | окварцованный,                       |
| 198   | 7586       | 3,18               | Туфобрекчия                          |       |            |                    | хлоритизированный                    |
|       |            |                    | андезито-дацита                      |       |            |                    |                                      |
| 199   | 7638       | 3,39               | Андезит-дацит                        |       |            |                    |                                      |

Примечание. Измерения выполнены проф. Ю.А. Поповым в 1984 г.

где  $w$  – приращение содержания воды в породе за счет гидратации,  $\rho_0$  – плотность породы,  $Q_r$  – мольная теплота гидратации, составляющая +42 кДж/моль связанной воды [212],  $M_w = 18$  г/моль – мольная масса воды,  $\tau = 2$  млн лет =  $6 \cdot 10^{13}$  с – длительность гидратации. Принимая оценочные значения параметров:  $w = 1\%$ ,  $\rho_0 = 2750$  кг/м<sup>3</sup>,  $Q_r = 42$  кДж/моль, получаем  $A_r = 1 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>. Суммарная мощность теплогенерации в вулканитах составляет  $A = A_p + A_r = 1,3 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>.

**Кондуктивный тепловой поток.** Его плотность  $q_c$ , оцениваемая произведением градиента температуры на коэффициент теплопроводности пород, в Саатлинской скважине заметно варьирует (см. рис. 3.4, в). В молассовой толще не видно никакой тенденции изменения  $q_c$ , и  $(q_c)_{cp} \pm 1\sigma = 21 \pm 4$  мВт/м<sup>2</sup>. В карбонатной толще значения  $q_c$  резко повышены – до 82 мВт/м<sup>2</sup>, но они представляются искаженными из-за неадекватных оценок коэффициента теплопроводности (см. выше). В вулканогенной толще  $q_c$  закономерно растет с глубиной от 22–27 мВт/м<sup>2</sup> в ее кровле до 46–62 мВт/м<sup>2</sup> в самой нижней части термограммы, т.е. увеличиваясь примерно на 9 мВт/м<sup>2</sup> на 1 км глубины.

В связи с относительным охлаждением разреза Саатлинской СГС по сравнению с окружающими районами и возрастанием кондуктивного теплопотока вниз по разрезу В.Д. Безроднов и Л.В. Боровский в 1981 г. высказали предположение, что это вызвано нисходящей инфильтрацией подземных вод из осадочного чехла в глубь толщи вулканитов, причем в районе скважины из-за ее специфического геологоструктурного положения (высокая проницаемость разреза и формационная однородность толщи вулканитов) этот процесс развит максимально по сравнению с окружающими структурами. Такую же интерпретацию изменения плотности теплового потока в интервале глубин 0–3,5 км разреза Саатлинской скважины дали Я.Б. Смирнов и В.И. Кононов [200]. Это представление поддерживалось и тем, что с глубиной наблюдались усиление поглощения бурового раствора и убывание пластового давления [20, 244]. В упомянутых работах предполагалась следующая причина нисходящей инфильтрации.

В разрезе скважины  $P$ – $T$  условия благоприятны для протекания низкотемпературного ретроградного (зеленокаменного) метаморфизма мезозойских базитов с образованием минералов-гидратов – цеолитов, хлоритов, эпидота и др. за счет безводных или относительно маловодных первичных минералов – амфиболов, пироксенов, слюд и др. Таким образом, для обеспечения процессов метаморфизма требуется значительное количество воды из внешнего источника – порядка нескольких массовых процентов, или около 10 об.%. Вскрытые скважиной вулканиты отличаются исключительной формационной однородностью, образуя мощную (5,5–7,5 км, по геофизическим данным [237 и др.]) толщу, совершенно лишенную прослоев терригенно-осадочных пород. Это навело исследователей на мысль, что метаморфизм вулканитов носит ярко выраженный аллохимический характер, когда всю недостающую воду метабазиты получают извне, из толщи вышележащих терригенных осадков.

Проверим реалистичность этой гипотезы в свете геотермических данных. Для этого сначала оценим возможные масштабы адвективного возмущения геотемпературного поля в районе Саатлинской СГС балансовым методом.

### 3.3.2. Балансовая оценка адвективного возмущения геотемпературного поля

Охлаждение земной коры, послужившее отправным пунктом в возникновении предположения о нисходящей фильтрации в районе СГС, может быть следствием и других процессов. Как известно (см., например, [120]), наибольшую конкуренцию флюидам в этом отношении составляет неотектоническое прогибание земной коры. Две формы адвекции – флюидная и породная – неразличимы по воздействию на геотемпературное поле. Отсюда возникает вопрос: нельзя ли объяснить упомянутое охлаждение коры новейшими тектоническими движениями, не привлекая для этого гипотетическую фильтрацию флюидов?

Оценим и сравним возможные вклады инфильтрации подземных вод и неотектонического прогибания базиса осадконакопления Куринской впадины в геотермический баланс. Однако вначале отметим следующее обстоятельство. Представление об охлаждении разреза Саатлинской СГС возникло из сравнения глубинных температур в пределах Кюрдамир-Саатлинского поднятия с температурами в окружающих прогибах, где скорость неотектонического прогибания больше, чем в пределах поднятия [140 и др.]. Если бы глубинный тепловой поток деформировался только прогибанием коры, то поднятие должно было быть охлаждено в меньшей степени, чем прогибы, что противоречит наблюдениям. Следовательно, существует, по крайней мере, еще один, не менее мощный процесс, создающий отрицательную геотемпературную аномалию в районе бурения Саатлинской скважины.

Погружение в центре Куринской впадины было сравнительно устойчивым начиная с акчагыльского века и за 3,5 млн лет привело к накоплению осадочно-терригенной толщи мощностью 2,8 км. Средняя скорость осадконакопления была, таким образом, 0,8 мм/год. Это значение совпадает со средней величиной скорости осадконакопления в Западно-Туркменской впадине, являющейся восточным крылом того же Южно-Каспийского прогиба, к которому принадлежит Куринская впадина [9].

Масштабы нисходящей фильтрации можно оценить двумя способами: по объему воды, которая могла быть отжата вниз из уплотняющейся молассы, или по объему воды, усвоенной метабазами. Известно, что пористость глин снижается в ходе катагенеза на 35–45% при их погружении на глубину около 3 км [173, 212, 222], что соответствует интервалу залегания молассовой толщи, сложенной преимущественно глинами (см. раздел 3.1). В среднем породы молассы потеряли 20% воды. Если половина потерянной воды мигрировала вниз, то это составило 10% объема уплотнившейся молассы. Получаем объем воды, отжатой вниз через единицу площади, равный примерно 300 м ( $\text{м}^3/\text{м}^2$ ).

В то же время из данных петрохимических исследований [106] вытекает, что метавулканыты усвоили от 3 до 4,5 об.% воды из внешнего источника. Поскольку мощность вулканитов, как упоминалось, может составлять 5,5–7,5 км, объем поглощенной ими воды составляет, в пересчете на единицу площади, 170–340 м ( $\text{м}^3/\text{м}^2$ ).

Таким образом, объемы воды, которую могли потерять глины и поглотить метабазиты, совпадают, составляя около 250–300  $\text{м}^3/\text{м}^2$ . Такое совпадение уже само по себе говорит в пользу предложенной гипотезы.

Устойчивая инфильтрация кайнозойских вод должна была начаться лишь с накоплением толщ терригенных осадков, достаточно мощной для возникновения элизионных процессов (от греч. ἐλίσσω – "отжимаю"). Такие процессы сопутствуют раннему катагенезу – стадии гидрослюдизации монтмориллонитовых глин, наступающей при мощности осадков не менее 1–2 км [222]. Эта стадия была достигнута в данном районе в конце акчагыльского века, около 1,8 млн лет назад. Разделив оцененный объем инфильтровавшихся элизионных вод (300 м) на продолжительность фильтрации ( $1,8 \cdot 10^6$  лет), получаем оценочную величину скорости нисходящего потока, равную 0,2 мм/год. Как упомянуто в предыдущем разделе, движение воды в толще вулканитов, вскрытой Саатлинской СГС, не идет равномерно по всему сечению среды, а тяготеет к тектонически ослабленным зонам. В таких зонах скорость фильтрации должна многократно возрастать по сравнению с ее интегральным значением 0,2 мм/год, достигая ~1 мм/год и более.

Вклады любой из форм адвекции (в данном случае – флюидной или породной) в деформацию температурного поля определяются в любой точке пространства дивергенцией плотности потока энтальпии теплоносителя – "тепловой функции" [114]:  $\text{div}(\rho v h) = \rho v c \text{ grad } T$ , где  $\rho$  – плотность,  $v$  – скорость адвекции,  $h$  – тепловая функция единицы массы теплоносителя (его удельная энтальпия),  $c$  – удельная теплоемкость,  $T$  – температура. В этом выражении обе формы адвективного теплопереноса имеют общий множитель ( $\text{grad } T$ ), поэтому для их сравнения достаточно найти отношение отвечающих им множителей  $(\rho v c)_{\text{воды}}$  и  $(\rho v c)_{\text{породы}}$ .

Для воды выполняем оценку, отвечающую минимальной скорости фильтрации:  $v \approx 0,2 \text{ мм/год} = 0,6 \cdot 10^{-11} \text{ м/с}$ ,  $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$ ,  $c = 4200 \text{ Дж/кг/К}$ ; отсюда  $(\rho v c)_{\text{воды}} \approx 0,03 \text{ мВт/м}^2/\text{К}$ . Для породы имеем:  $v \approx 0,8 \text{ мм/год} = 2,5 \cdot 10^{-11} \text{ м/с}$ ,  $\rho = 2800 \text{ кг/м}^3$ ,  $c = 1000 \text{ Дж/кг/К}$ ; отсюда  $(\rho v c)_{\text{породы}} \sim 0,07 \text{ мВт/м}^2/\text{К}$ . Как видим, оба множителя – одного порядка, причем величина первого оценивается по минимуму – для интегрального значения скорости. При локализации водного потока в зоне повышенной проницаемости  $(\rho v c)_{\text{воды}}$  будет больше и может существенно пре-

восходить  $(\rho v)_{\text{породы}}$ . Таким образом, нисходящая фильтрация кайнозойских вод должна обуславливать охлаждение коры в районе Саатлинской СГС в той же или в большей степени, чем тектоническое прогибание ложа осадочного бассейна.

Перейдем к оценке совокупного влияния водно-породной адвекции на геотемпературное поле в районе скважины. Суммарный множитель  $(\rho v)_{\Sigma}$ , пропорциональный степени адвективного возмущения геотемпературного поля, составляет как минимум  $0,1 \text{ мВт/м}^2/\text{К}$ . Если же учесть локальное повышение скорости флюидной адвекции, то он составляет  $(\rho v)_{\Sigma} \approx n \cdot 0,1 \text{ мВт/м}^2/\text{К}$ . Общее одномерное уравнение энергетического баланса в рассматриваемых условиях можно записать в виде [114]

$$\partial/\partial z(\lambda \partial T/\partial z) - (\rho v)_{\Sigma} \partial T/\partial z + A = (\rho c)_{\Sigma} \partial T/\partial t, \quad (3.1)$$

где  $T$  – температура Кельвина,  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности,  $A$  – мощность теплового источника,  $z$  – глубина,  $t$  – время. Ограничимся пока сравнением первых двух компонентов энергетического баланса, входящих в левую часть уравнения, – кондуктивной и адвективной составляющих теплового потока. Их соотношение описывается критерием Пекле, вычисляемым через характерные значения параметров физических свойств среды [14]. Его можно записать в виде

$$Pe = (\rho v)_{\Sigma} L/\lambda, \quad (3.2)$$

где  $L$  – характерный линейный размер области адвективного возмущения температурного поля. При  $Pe \sim 1$  или  $Pe \gg 1$  адвективная компонента соответственно соизмерима с кондуктивной или подавляет ее. В рассматриваемых условиях, задавшись характерными значениями  $(\rho v)_{\Sigma} = 0,1 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2/\text{К}$ ,  $\lambda = 2 \text{ Вт/м/К}$  и  $L = 10 \text{ км}$ , получаем  $Pe = 0,5 \sim 1$ .

Таким образом, водно-породная адвекция в исследуемом районе должна существенно деформировать геотемпературное поле. Сравним полученную оценку  $v$  с вытекающей из экспериментальных геотермических данных.

### 3.3.3. Геотермическая оценка вертикальной скорости фильтрации

#### *Постановка тепловой задачи*

В данных условиях, когда плотность адвективного теплового потока (неизвестная составляющая геоэнергетического баланса) имеет тот же порядок величины, что и вычисляемая на основе прямых измерений плотность кондуктивного теплового потока, оправдана постановка обратной тепловой задачи – определения скорости адвекции  $v$  по измеренным  $T(z)$  и  $\lambda(z)$ . Для этого воспользуемся численным методом, основанным на алгоритме FILVERT, интегрирующем уравнение (3.1) без правой части [246]. Математическое описание алгоритма приводится в Приложении 1.3. Особенности метода заключаются в следующем.

Интегрирование уравнения (3.1) без правой части дает

$$\lambda dT/dz - (\rho v)_{\Sigma} T + Az = -q, \quad (3.3)$$

где  $-q$  есть произвольная константа интегрирования. Параметр  $q$  имеет вид плотности суммарного теплового потока, передаваемого, с учетом вклада тепловых источников, в среде с (квази)стационарным распределением температур. В уравнении (3.3) имеется два неизвестных –  $v$  и  $q$ , остальные параметры могут быть измерены ( $\lambda$ ,  $T$ ,  $A$ ,  $z$ ) или заданы с необходимой точностью ( $\rho$ ,  $c$ ,  $A$ ). Поиск решения уравнения (3.3) относительно пары неизвестных представляет собой тривиальную

задачу, использующую ту или иную технику вычислений. Численный алгоритм FILVERT реализует метод наименьших квадратов. Для этого выбранный интервал глубин, в котором нужно найти пару  $\nu$  и  $q$ , разбивается на 3 или более подынтервалов и уравнение (3.3) интегрируется в каждом из них по глубине. Получается переопределенная система алгебраических уравнений со своими эмпирическими коэффициентами для двух неизвестных. Ее оптимальное решение в виде пары средневзвешенных по глубине значений  $(\nu, q)_{opt}$  отвечает минимальной величине суммарной квадратичной невязки. Программа находит также предельные погрешности расчета скорости адвекции и плотности теплового потока. Подробности техники вычислений, включая анализ надежности разностной схемы, можно найти в Приложении 1.3.

Получая решение уравнения (3.1) без правой части, нужно оценить степень искажения результата из-за пренебрежения временным членом. Вклад нестационарной составляющей в энергетический баланс описывается критерием Фурье (см., например, [16])

$$Fo = a\tau/L^2, \quad (3.4)$$

где  $a$  – температуропроводность среды,  $\tau$  – длительность перестройки температурного поля,  $L$  – протяженность области перестройки температурного поля. Если обратная критерию Фурье величина  $(1/Fo)$  соизмерима с единицей, то процесс является существенно нестационарным для всей области перестройки температурного поля в целом. Задавшись характерными значениями параметров  $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\tau = 2 \text{ млн лет} = 6 \cdot 10^{13} \text{ с}$ ,  $L = 10 \text{ км}$ , получаем  $1/Fo = 1,5$ , что говорит о существенно нестационарном характере геотемпературного поля, испытывающего влияние водно-породной адвекции, начавшейся в акчагыльском веке. Эта нестационарность проявлена еще сильнее, если  $L > 10 \text{ км}$ . Такое поле температур следует описывать уравнением (3.1) в "неурезанном" виде – с правой частью, если требуется получить те или иные интегральные характеристики всей области перестройки температурного поля.

Вместе с тем темп этой перестройки неодинаков по глубине: вблизи земной поверхности размах температурных изменений во времени меньше, чем на глубине, из-за постоянства температуры у верхней границы – на подошве "нейтрального слоя" вековых колебаний (при незначительных изменениях климата). Скважинные геотермические измерения охватывают именно верхнюю часть области с возмущенным адвекцией полем. Для оценки степени нестационарности изучаемой части поля воспользуемся преобразованной формой выражения критерия Фурье. Для этого приведем уравнение (3.1) к безразмерному виду следующим образом: умножим его на мощность изучаемой области  $L^*$  и разделим на характерную величину  $q^*$  плотности кондуктивного теплового потока:

$$q^* = -\lambda G, \quad (3.5)$$

где  $G$  – средний геотермический градиент в данном разрезе. После таких манипуляций кондуктивный член приобретает вид безразмерной величины порядка единицы. Выносим в правой части (3.1) из-под знака производной множителя  $\tau$  – длительность и  $\Delta T$  – среднее приращение температуры в изучаемой области за время  $\tau$ . Теперь безразмерному временному члену отвечает критерий Фурье  $Fo^*$ , связанный с каноническим выражением (3.4):

$$Fo^* = FoGL^*/\Delta T = a\tau G/(L^* \Delta T). \quad (3.6)$$

Принимая для разреза Саатлинской скважины  $G = 0,018^\circ\text{C}/\text{м}$ ,  $L^* = 7000 \text{ м}$ ,

$\Delta T = 50^{\circ}\text{C}$ , получаем  $1/\text{Fo}^* = 0,3$ . Следовательно, в изучаемом разрезе температурное поле близко к стационарному состоянию и модель в виде (3.3) приемлема для решения обратной задачи определения  $v$  и  $q$ .

### Результаты компьютерной обработки геотермических данных

Основные результаты обработки программой FILVERT геотермических данных по Саатлинской СГС приведены в табл. 3.4. Они получены путем простого осреднения выходных данных по четырем вариантам счета, которые различались теми или иными поправками, внесенными в исходные данные. В первых двух вариантах счета в измеренные значения  $\lambda$ , приведенные в табл. 3.3, никакие поправки не вносились; в первом варианте мощность теплогенерации  $A$  была задана в соответствии с приведенными выше измерениями и оценками, а во втором варианте теплогенерация была приравнена к нулю по всему разрезу. Другие два варианта отличаются от первых двух введением в измеренные  $\lambda$  пород молассы поправки на потерю влагонасыщенности в виде множителя 1,5; эти варианты, как и два первых, различались введением теплогенерации в расчет или исключением ее из расчета. Расхождение параметров  $v$  и  $q$ , рассчитанных по всем вариантам, лежит в пределах указанных вычислительных погрешностей  $\delta_v$  и  $\delta_q$ , которые составляют в среднем 52 и 36% соответственно. Для определения  $\delta_v$  и  $\delta_q$  были заданы фиксированные значения ошибок определения (измерения) исходных параметров: температуры  $\delta_T = \pm 5\%$ , коэффициента теплопроводности пород  $\delta_\lambda = \pm 20\%$ , приведенной теплоемкости воды  $\delta_{cp} = \pm 5\%$  и теплогенерации  $\delta_A = \pm 40\%$ .

Расчетный параметр  $v$  есть "эффективная" скорость адвекции, которая связана со скоростью фильтрации флюида  $v_\phi$  и скоростью движения вмещающих пород  $v_n$  с учетом соответствующих значений приведенной теплоемкости  $(cp)_\phi$  и  $(cp)_n$  следующим соотношением (см. Приложение 1.3):

$$v = v_\phi + v_n(cp)_n/(cp)_\phi = v_\phi + 0,6v_n. \quad (3.7)$$

При оцененной ранее  $v_n = 0,8$  мм/год из (3.7) получаем:  $v_\phi = v - 0,6v_n =$

**Таблица 3.4.** Вариации скорости адвекции  $v$  и плотности теплового потока  $q$  в разрезе Саатлинской скважины

| Расчетный интервал          | Интервал, м | $v$ , мм/год |      |       | $\delta_v$ , % | $q$ , мВт/м <sup>2</sup> |      |      | $\delta_q$ , % |
|-----------------------------|-------------|--------------|------|-------|----------------|--------------------------|------|------|----------------|
|                             |             | среднее      | min  | max   |                | среднее                  | min  | max  |                |
| Выше зоны АВПД              | 218–1518    | -1,9         | -1,1 | -2,7  | 40             | -102                     | -45  | -159 | 56             |
| Ниже зоны АВПД              | 1580–6560   | 1,4          | 1,1  | 1,7   | 20             | 29                       | 18   | 40   | 37             |
| Молассовая толща в целом    | 1618–2903   | 3,3          | 1,4  | 5,2   | 58             | 114                      | 74   | 154  | 35             |
| Карбонатная толща           | 507–2790    | 0,8          | 0,4  | 1,2   | 53             | 9                        | 6    | 12   | 33             |
|                             | 2863–3520   | 13,7         | 5,1  | 22,3  | 63             | 563                      | 338  | 788  | 40             |
|                             | 3565–3948   | -10,0        | -7,3 | -12,7 | 27             | -489                     | -269 | -709 | 45             |
|                             | 4188–5820   | 2,5          | 1,1  | 4,0   | 58             | 86                       | 56   | 116  | 35             |
|                             | 5913–6743   | 3,9          | 1,8  | 6,0   | 55             | 160                      | 109  | 211  | 32             |
| Вулканогенная толща в целом | 3495–6615   | 2,1          | 0,8  | 3,4   | 63             | 64                       | 39   | 89   | 39             |
| В среднем по разрезу        | 690–6530    | 1,6          | 1,2  | 2,0   | 24             | 40                       | 34   | 46   | 14             |

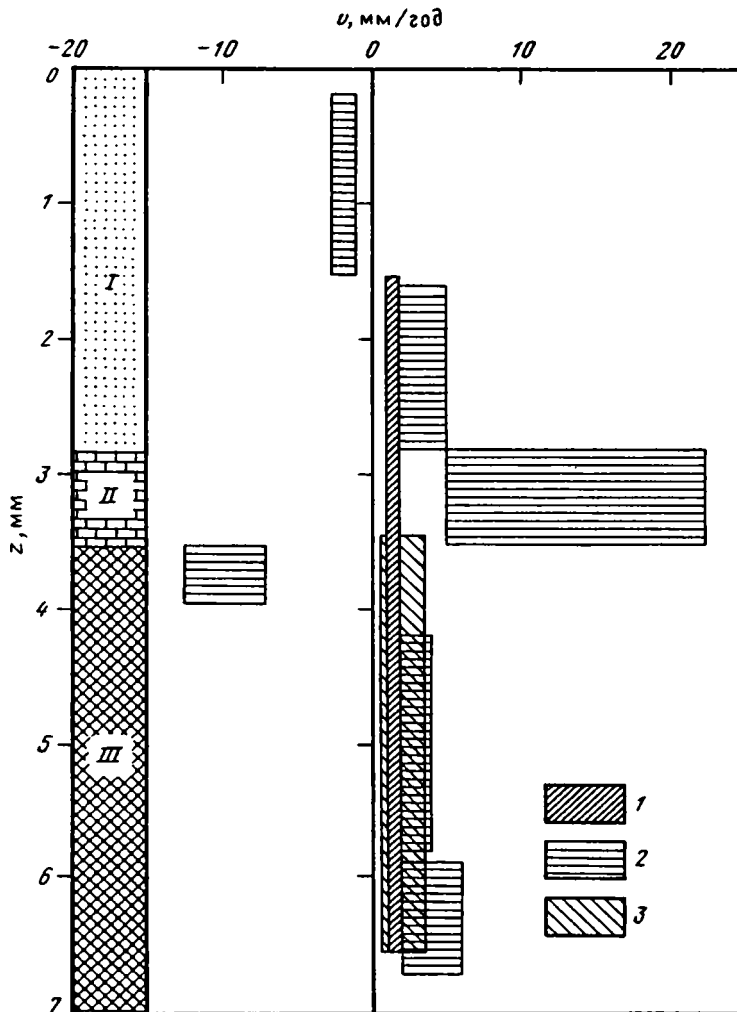


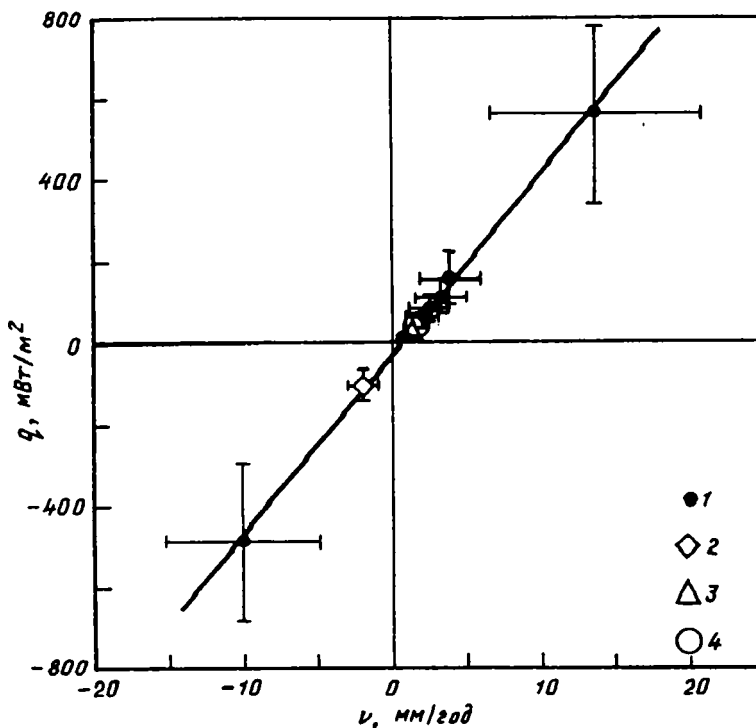
Рис. 3.5. Вариации эффективной скорости вертикальной адвекции  $v$  в разрезе Саатлинской скважины, вычисленной по геотермическим данным (измеренным  $T$  и  $\lambda$ ) с помощью программы FILVERT (см. табл. 3.4)

$I$  – моласса;  $II$  – известняки;  $III$  – вулканиты.  $1-3$  – диапазоны расчетной скорости адвекции:  $1$  – интегральной, характеризующей весь разрез ниже пьезомаксима (зоны АВПД), фиксируемого в молассовой толще в интервале глубин 1520–1580 м,  $2$  – в локальных расчетных интервалах,  $3$  – в пределах всей вулканогенной толщи

$= v - 0,5$  [мм/год]. Таким образом, скорость фильтрации подземных вод в том или ином расчетном интервале глубин меньше соответствующей скорости  $v$ , приведенной в табл. 3.4, на 0,5 мм/год.

Расчетная вертикальная скорость адвекции  $v$  обнаруживает закономерные вариации по глубине (рис. 3.5). В интервале 1520–1580 м расчет подтвердил существование зоны пьезомаксима – АВПД: выше этой зоны скорость направлена вверх ( $v = -1,9 \pm 0,8$  мм/год), а ниже она положительна – направлена вниз ( $v = 1,4 \pm 0,3$  мм/год). Средневзвешенная по разрезу молассовой толщи вертикальная





**Рис. 3.6.** Зависимость между константой интегрирования  $q$  и эффективной скоростью адвекции  $v$ , найденными как средние для различных интервалов разреза Саатлинской скважины с помощью программы FILVERT (см. табл. 3.4)

1–4 – фигуративные точки, характеризующие частные решения  $(v, q)$  обратной тепловой задачи: 1 – в пределах локальных интервалов глубин, 2 – выше зоны АВПД (глубина < 1520 м), 3 – ниже зоны АВПД (глубина > 1580 м), 4 – по разрезу в целом.

Полученное множество решений аппроксимируется линией регрессии  $q = 44,34v - 29,54$ , где  $q$  – в мВт/м<sup>2</sup>,  $v$  – в мм/год (коэффициент корреляции отражает связь, близкую к функциональной:  $r^2 = 0,9984$ ). Плотность глубинного теплового потока  $q_0 = 30 \pm 15$  мВт/м<sup>2</sup>

скорость фильтрации воды составила  $v_{\phi} = 0,9$  мм/год. Эти результаты хорошо согласуются с выполненной выше балансовой оценкой скорости водно-породной адвекции и данными гидрогеологического каротажа.

Внутри нисходящего в целом потока флюидов скорость меняется скачкообразно в локальных интервалах глубин, местами даже изменяя знак. Автоматизированная процедура "сканирования" разреза показала локальное разделение нисходящего в целом потока на восходящую и нисходящую составляющие в районе отметок 4100 и 6200 м. Такое разделение флюидного потока объясняется его тяготением к ослабленным зонам тектонического и иного происхождения, выявленным, в частности, на этих глубинах по описанию керна, данным гидрогеологического и геофизического каротажа (см. выше). Эти локальные скачки скорости все же не затушевывают интегральный эффект нисходящей адвекции, который проявился в характерных вариациях температуры и плотности кондуктивного теплового потока по глубине, упомянутых в начале данного раздела.

Расчетная константа интегрирования  $q$  варьирует по разрезу с тем же знаком, что и скорость  $v$ , практически повторяя график  $v - z$  (см. рис. 3.5), с точностью до

некоторого постоянного множителя, так что это не требует дополнительной графической иллюстрации. На графике корреляции между  $q$  и  $v$  (рис. 3.6) полученному множеству решений ( $v, q$ ) отвечает компактное семейство фигуративных точек, аппроксимируемое линией регрессии

$$q = 44,34v - 29,54. \quad (3.8)$$

Эта прямая имеет почти функциональный смысл (коэффициент корреляции близок к единице), несмотря на большие доверительные интервалы частных значений. Ее вид:

$$q = Bv - q_0, \quad (3.9)$$

где  $B$  – эмпирический коэффициент,  $q_0$  – плотность глубинного теплового потока, передаваемого в данном фрагменте земной коры чисто кондуктивным путем (при отсутствии адвекции).

В нашем случае  $q_0 = 30 \pm 15$  мВт/м<sup>2</sup>. Этот результат хорошо согласуется с оценкой плотности теплового потока на поверхности мантии в данном районе, выполненной Я.Б. Смирновым:  $q_0 = 24,7$  мВт/м<sup>2</sup> [199].

### 3.4. ИЗОТОПНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА

Изотопные исследования признаков миграции флюидов в изучаемом разрезе включали: а) сравнительный анализ изотопного состава кислорода и водорода в кристаллизационной воде мезозойских вулканитов и поровых водах молассы; б) анализ распределения в разрезе вулканитов содержания дейтерия в кристаллизационной воде; в) определение вариаций изотопного состава кислорода и углерода прожилковых карбонатов в толще вулканитов.

Исследования выполнены большей частью в изотопной лаборатории ВСЕГИНГЕО под руководством В.А. Полякова (аналитик Ф.А. Бабков) [20]. Изучение изотопной системы <sup>13</sup>C–<sup>18</sup>O в карбонатах проводилось также и в Институте водных проблем АН СССР под руководством В.И. Ферронского.

#### 3.4.1. Сравнение D и <sup>18</sup>O метабазитов и вод молассы

В 1980 г. был выполнен анализ содержания дейтерия в гидроксильных группах вторичных минералов и <sup>18</sup>O в трех образцах вулканитов из разреза Саатлинской СГС. Наряду с этим был определен изотопный состав проб воды из продуктивной свиты молассы, отобранных из глубоких скважин на территории Куринской впадины

Таблица 3.5. Результаты определения изотопного состава химически связанной воды в образцах вулканитов из разреза Саатлинской СГС

| № п/п<br>(см. рис. 3.7) | Интервал<br>глубин, м | Порода         | Вторичные минералы       | Содержание, ‰ |                   |
|-------------------------|-----------------------|----------------|--------------------------|---------------|-------------------|
|                         |                       |                |                          | δD            | δ <sup>18</sup> O |
| 1                       | 3907–3910             | Андезито-дацит | Кальцит, эпидот, серицит | –118          | +8,9              |
| 2                       | 3930–3935             | Базальт        | Хлорит, эпидот           | –112          | +6,8              |
| 3                       | 4310–4315             | То же          | То же                    | –107          | +6,1              |

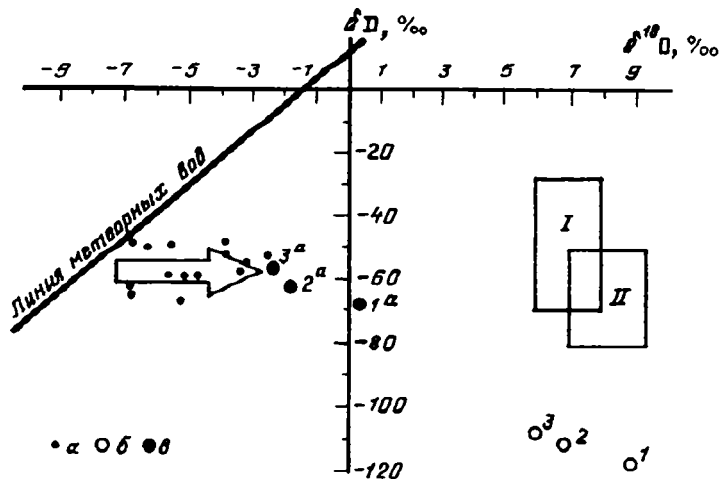


Рис. 3.7. Зависимость между величинами  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в подземных водах кайнозойской молассы Куринской впадины (а), кристаллизационной воде метавулканитов из разреза Саатлинской скважины (б) и равновесной с ними свободной воде (в)

I-II – поля гипотетического состава "метаморфических" (I) и "ювенильных" (II) вод [155, 215]; номера точек 1–3 отвечают измеренным  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в соответствующих строках табл. 3.5; стрелка – направление изотопно-кислородного сдвига при взаимодействии вод молассы с вмещающими породами

[20]. Полученные результаты отражены в табл. 3.5 и показаны графически на рис. 3.7.

На рис. 3.7 нанесена линия метеорных вод Крейга и поля гипотетического состава "метаморфических" (I) и "ювенильных" (II) вод [155, 208]. Положение фигуративных точек, характеризующих подземные воды молассы, указывает на их закономерное отличие от современных атмосферных. В частности, наблюдается кислородный сдвиг относительно линии метеорных вод, обусловленный изотопным обменом в системе вода–порода при повышенных пластовых температурах. Фигуративными точками 1–3 показан изотопный состав связанной воды в образцах, описанных в табл. 3.5, а точками 1<sup>а</sup>, 2<sup>а</sup>, 3<sup>а</sup> – состав воды, участвовавшей в диафорезе, реконструированный с учетом изотопного фракционирования [155]. Видно, что по изотопному составу водорода и кислорода участвовавшая в гидратации вулканитов вода практически идентична подземным водам продуктивной свиты.

### 3.4.2. Распределение D в вулканогенном разрезе

В 1984 г. было выполнено определение валового содержания дейтерия  $\delta D$  в восьми других образцах пород из вулканогенной части разреза Саатлинской СГС. На рис. 3.8 полученные значения нанесены вместе с тремя приведенными выше. На этот же график нанесены реконструированные содержания дейтерия  $\delta D$  в свободной воде, участвовавшей в диафорезе вулканитов.

Реконструкция выполнена с учетом изотопного фракционирования водорода при связывании воды в процессе хлоритизации базитов в наблюдаемых температурных условиях (68–155°C в интервале 3,5–8 км). В процессе хлоритизации и других вторичных изменений связывание вторичными минералами дейтерия и протия носит выборочный характер. Экспериментально установлено [215], что при хлоритизации

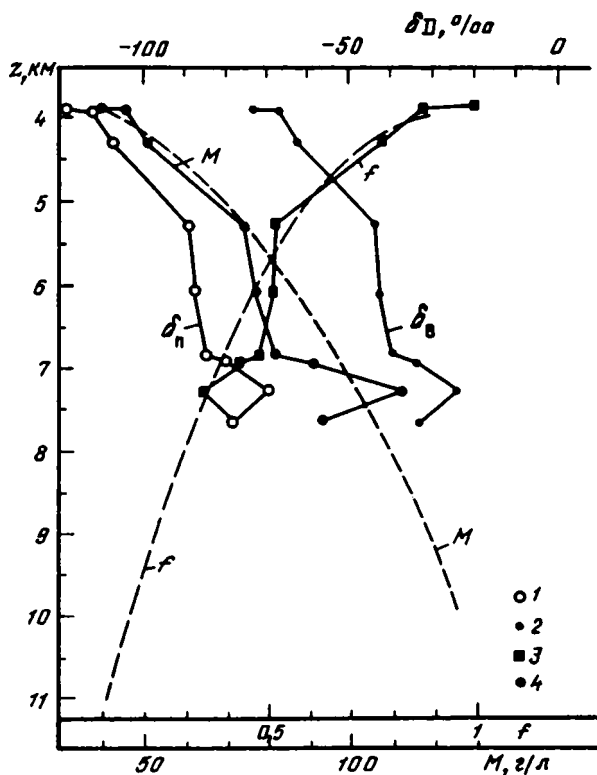


Рис. 3.8. Диаграммы изменения с глубиной измеренного содержания дейтерия  $\delta_n$  в связанной воде (1), реконструированного содержания дейтерия  $\delta_v$  в свободной воде (2), относительного объема  $f$  свободной остаточной воды (3) и ее минерализации  $M$  (4) в вулканогенной части разреза Саатлинской скважины. Пояснения в тексте

пород содержание дейтерия в гидроксильной группе хлоритов при температуре 150–200°C оказывается ниже, чем в остаточной свободной воде на величину изотопного сдвига  $\Delta = 40\text{--}50\text{‰}$  (коэффициент фракционирования дейтерия составляет в среднем  $\alpha = 1,045$ ). Диаграмма  $\delta_v$  построена на рис. 3.8 параллельно диаграмме измеренных  $\delta_n$  со смещением на среднюю величину  $\Delta = 45\text{‰}$ . Распределение  $\delta_v$  по глубине выглядит закономерным.

В верхней части толщи вулканитов содержание дейтерия в свободной воде совпадает с таковым в пластовых водах неогена, которое колеблется в диапазоне  $(-50\text{--}70)\text{‰}$  (см. рис. 3.7). В целом  $\delta_v$  монотонно возрастает с глубиной от  $-70\text{‰}$  на глубине 3,9 км до  $-30\text{‰}$  на глубине 7,7 км. Это возрастание может быть объяснено выборочным связыванием протия и соответственно "утяжелением" остаточной свободной воды по мере миграции раствора в нисходящем направлении.

По изменению  $\delta_v$  можно определить степень концентрирования исходного водного раствора за счет потери воды на гидратацию пород (см. вывод расчетных формул в Приложении 1.2). Такая оценка особенно актуальна ввиду отсутствия данных прямого гидрогеологического опробования Саатлинской скважины.

Пусть поступающая в толщу вулканитов вода содержит  $\delta_0$  дейтерия и эта величина отвечает верхней точке графика распределения  $\delta$  по глубине (см. рис. 3.8). В любом сечении  $z$  ниже по разрезу в растворе с текущим содержанием дейтерия  $\delta$  объемная доля  $f$  остаточной воды равна

$$f = \exp[(\delta_0 - \delta)/\Delta], \quad (3.10)$$

где  $\Delta = 45\text{‰}$ . Зная объемное отношение  $f$  и минерализацию исходного водного раствора  $M_0$ , можно определить минерализацию  $M$  остаточного раствора в том же сечении  $z$  по формуле

$$M = M_0/[f + M_0(1 - f)/\rho], \quad (3.11)$$

где  $\rho$  – плотность растворенных солей. Для NaCl и CaCl<sub>2</sub> принимаем  $\rho = 2,2$  г/см<sup>3</sup>. По данным гидрогеологического опробования нижней части молассовой толщи (в интервале глубин 2340–2800 м) и карбонатной толщи (в интервале 2870–3530 м)

в соседней скважине-спутнике ОП-1 (выполнено Саатлинской НРЭ), исходный раствор имеет минерализацию  $M_0 = 40$  г/л и Cl-Na состав с небольшой примесью Са.

На рис. 3.8 показано изменение с глубиной  $f$  и  $M$ , рассчитанных по формулам (3.10), (3.11). Из диаграмм  $f$  и  $M$  видно, что в интервале 4–7 км вулканитами поглощается около 70% поступившей сверху воды. При этом минерализация раствора возрастает в 2,5–3 раза, достигая 100–110 г/л.

### 3.4.3. $^{18}\text{O}$ и $^{13}\text{C}$ вторичных карбонатов в метабазитах

Изотопный состав кислорода и углерода был изучен в пробах прожилковых карбонатов, заполняющих трещины и миндалины в метабазитах (табл. 3.6). Погрешность измерений не превышала  $\pm 0,4\%$ . Содержания изотопов  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$  (отнесенные к стандарту PDB) демонстрируют закономерные вариации по глубине (рис. 3.9).

Содержание  $^{18}\text{O}$  в карбонатах колеблется в диапазоне  $+(10-27)\%$ , уменьшаясь с глубиной  $z$  в соответствии с уравнением регрессии

$$\delta^{18}\text{O} = -2,27 \cdot 10^{-3}z + 28,85 \quad (3.12)$$

(коэффициент корреляции  $r = 0,704$ ).

В системе карбонат кальция–вода происходит изотопный обмен, при котором

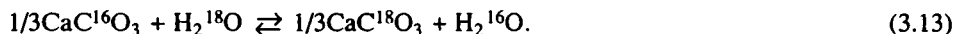
**Таблица 3.6.** Изотопный состав вторичных карбонатов из разреза Саатлинской скважины (по результатам измерений, выполненных под руководством В.А. Полякова [20] (а) и В.И. Ферронского (1985 г.) (б))

| № п/п | Глубина, м | δ, ‰ PDB              |                       | Источник | № п/п   | Глубина, м | δ, ‰ PDB              |                       | Источник |
|-------|------------|-----------------------|-----------------------|----------|---------|------------|-----------------------|-----------------------|----------|
|       |            | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ |          |         |            | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ |          |
| 1     | 3500       | 0,4                   | 27,4                  | а        | 23      | 6123       | -0,2                  | 17,3                  | б        |
| 2     | 3665       | 1,9                   | 25,5                  | б        | 24      | 6180       | -1,7                  | 9,9                   | б        |
| 3     | 3933       | -2,1                  | 22,6                  | б        | 25      | 6288       | -0,2                  | 17,1                  | б        |
| 4     | 4253       | -0,4                  | 18,1                  | б        | 26      | 6661       | -1,0                  | 15,3                  | б        |
| 5     | 4360       | -8,5                  | 19,4                  | б        | 27      | 6828       | -1,9                  | 9,9                   | а        |
| 6     | 4470       | -1,5                  | 22,3                  | б        | 28      | 6880       | -1,5                  | 11,0                  | б        |
| 7     | 4585       | -2,4                  | 16,8                  | б        | 29      | 6962       | -3,1                  | 10,8                  | а        |
| 8     | 4807       | -0,6                  | 20,8                  | б        | 30      | 7270       | -2,2                  | 11,9                  | б        |
| 9     | 5205       | 1,6                   | 12,7                  | б        | 31      | 7303       | -2,5                  | 12,2                  | а        |
| 10    | 5262       | 0,8                   | 12,6                  | б        | 32      | 7368       | -1,8                  | 13,4                  | б        |
| 11    | 5285       | 0,9                   | 12,4                  | б        | 33      | 7422       | -1,5                  | 11,3                  | б        |
| 12    | 5295       | -0,3                  | 12,7                  | а        | 34      | 7507       | -2,9                  | 10,4                  | б        |
| 13    | 5305       | 2,5                   | 12,0                  | б        | 35      | 7587       | -1,0                  | 12,2                  | б        |
| 14    | 5390       | 3,0                   | 15,7                  | б        | 36      | 7610       | -1,4                  | 15,7                  | б        |
| 15    | 5412       | 0,2                   | 18,7                  | б        | 37      | 7688       | -1,3                  | 13,2                  | а        |
| 16    | 5442       | 2,4                   | 11,1                  | б        | 38      | 7740       | -0,2                  | 13,9                  | б        |
| 17    | 5453       | -3,2                  | 13,4                  | б        | 39      | 7750       | -0,9                  | 13,7                  | б        |
| 18    | 5478       | 1,0                   | 20,0                  | б        | 40      | 7760       | -3,3                  | 11,2                  | а        |
| 19    | 5578       | 5,7                   | 12,8                  | б        | 41      | 7875       | -1,4                  | 12,2                  | б        |
| 20    | 5634       | -0,4                  | 18,5                  | б        | 42      | 8020       | -0,8                  | 12,0                  | б        |
| 21    | 5900       | 1,4                   | 17,2                  | б        | 43      | 8068       | -1,1                  | 12,3                  | б        |
| 22    | 6080       | -2,0                  | 12,8                  | а        | Среднее |            | -0,7                  |                       |          |

**Таблица 3.7.** Реконструкция изотопного состава кислорода воды, равновесной с жильными карбонатами вулканогенного разреза Саатлинской скважины

| z, м | T   |     | ln α  | α     | Δ, ‰ | δ, ‰ PDB                                      |   |
|------|-----|-----|-------|-------|------|---|---|
|      | °C  | K   |       |       |      | δ <sup>18</sup> O <sub>CaCO<sub>3</sub></sub> | δ <sup>18</sup> O <sub>H<sub>2</sub>O</sub> |
| 3500 | 68  | 341 | 0,021 | 1,021 | 21   | 20,9  | -0,2  |
| 8000 | 144 | 417 | 0,013 | 1,013 | 13   | 10,7  | -2,5  |

вода теряет тяжелый кислород. Реакция изотопного обмена описывается уравнением



Р. Клейтон экспериментально получил температурную зависимость коэффициента изотопного фракционирования α (по: [7]):

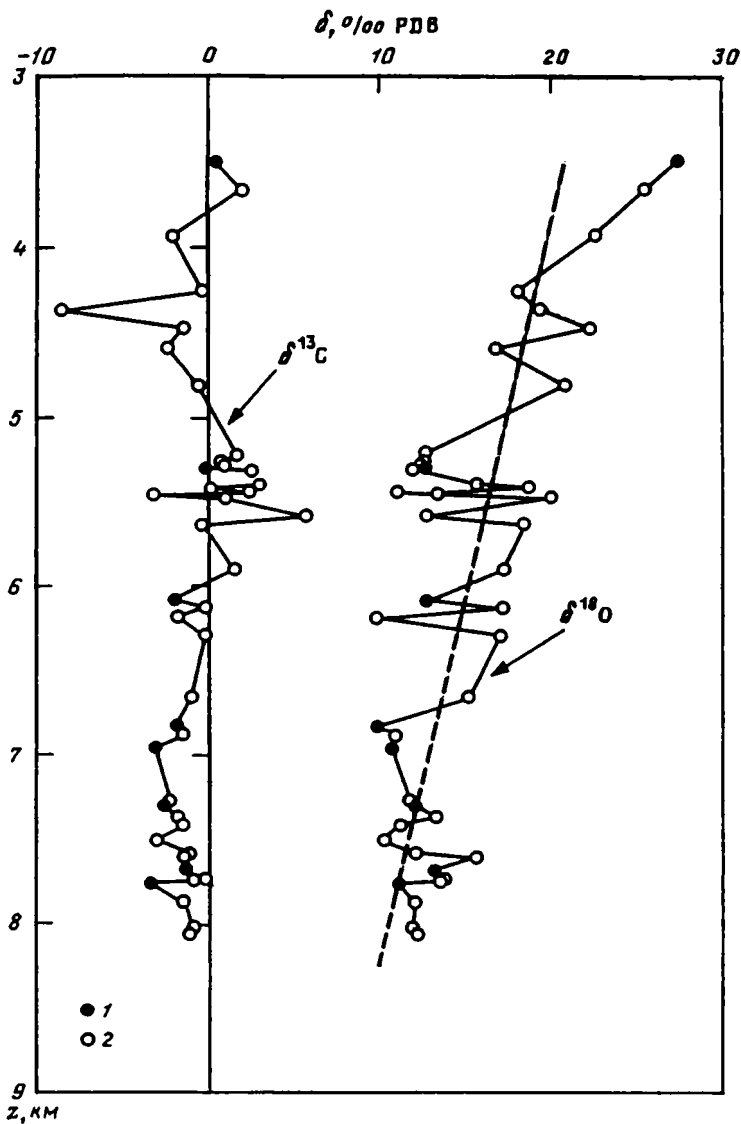
$$\ln \alpha = 2730T^{-2} - 0,00256. \quad (3.14)$$

В интервале 3,5–8 км температура изменяется от 68 до 144°C (см. рис. 3.4, табл. 3.2). Этому диапазону температур по уравнению (3.14) соответствует изменение величины изотопного сдвига Δ от 21 до 13‰. Вводя эти параметры в уравнение (3.14), определяем изотопный состав кислорода воды, находящейся в изотопном равновесии со вторичными карбонатами в изученном разрезе (табл. 3.7). Полученный диапазон значений δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = -(0,2–2,5)‰ вплотную примыкает к диапазону вариаций δ<sup>18</sup>O = -(2,3–6,8)‰ в водах молассы (см. рис. 3.7), что указывает на участие последних во вторичной карбонатизации вулканогенной толщи.

**Изотопный состав углерода.** Как видно на рис. 3.9, содержание δ<sup>13</sup>C колеблется около нуля, составляя в среднем -0,7‰ (см. табл. 3.6). Большая часть значений не выходит за пределы ±2‰. Такой диапазон вариаций δ<sup>13</sup>C характерен для морских известняков [38, 266] и указывает на то, что источником углерода прожилковых карбонатов метабазитов послужили, вероятнее всего, поздне меловые известняки, перекрывающие толщу вулканитов.

Некоторое облегчение углерода в нижней 1,5-километровой части разреза может быть объяснено изотопным сдвигом при осаждении кальцита в присутствии углекислоты при наблюдаемых в этом интервале температурах. Однако для большей части разреза характерно относительное постоянство содержания δ<sup>13</sup>C в карбонатах. Это постоянство означает, что карбонатизация пород за счет переотложения карбонатного вещества морских известняков преобладает над процессами аутигенной карбонатизации, которая протекает, например, за счет деанортизации плагиоклазов [232, 233]. Аутигенная карбонатизация может идти только с участием CO<sub>2</sub>, и при этом в наблюдаемом диапазоне температур 68–144°C содержание в карбонатах <sup>13</sup>C должно было бы изменяться в диапазоне -(6,5–1,5)‰ [38], что заметно ниже наблюдаемых значений.

Резкое исключение из изученных проб представляет кальцит с глубины 4360 м, отличающийся значением δ<sup>13</sup>C = -8,5‰. Это значение объясняется, вероятнее всего, участием в образовании кальцита органического углерода (δ<sup>13</sup>C ≪ -15‰ [38]), входящего в состав водорастворенных углеводородов, которые типичны для нефтегазоносной Куринской впадины.



**Рис. 3.9.** Диаграммы изменения с глубиной содержаний углерода  $\delta^{13}\text{C}$  и кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах вулканогенного разреза Саатлинской скважины, по данным

1 – В.А. Полякова [20]; 2 – В.И. Ферронского (1985 г.). Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  (в ‰) по  $z$  (в км) описываются уравнением регрессии  $\delta^{18}\text{O} = 2,27z + 28,85$  ( $r^2 = 0,495$ )

Таким образом, результаты изотопных исследований показывают, что агентом вторичного преобразования вулканогенных пород мезозоя служат подземные воды, поступающие из неогеновых терригенных отложений. При этом водный раствор интенсивно концентрируется за счет потери растворителя и из него выпадают карбонаты, выносимые из кавернозной толщи меловых известняков.

## 3.5. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКОЛОСКВАЖИННОГО ПРОСТРАНСТВА

Изложенные результаты позволяют сформулировать общее представление о гидрогеологических условиях в околоскважинном пространстве, отражающее особенности распространения, движения и геохимии подземных вод.

### 3.5.1. Обводненность разреза

Саатлинская скважина вскрыла разрез альпийского осадочно-вулканогенного чехла, свойственный молодым артезианским бассейнам межгорных впадин областей альпийского (Средиземноморского) подвижного пояса [72]. В этом разрезе отчетливо выделяются два гидрогеологических этажа, различающихся по преобладающему типу распространения подземных вод (рис. 3.10).

Верхний этаж представлен кайнозойскими, преимущественно глинистыми осадками молассовой толщи. Здесь господствуют поровые коллекторы пластового типа. Интенсивные водопритоки в ствол скважины, имевшие место при проходке средней части верхнего гидрогеологического этажа, сменились в нижней части не менее интенсивными поглощениями промывочной жидкости. Этот этаж представляет собой многослойный водоносный комплекс, в котором выдержанные в плане водоносные горизонты, сложенные песками, песчаниками, алевролитами и т.п., переслаиваются со слабопроницаемыми, относительно водоупорными пачками глинистых разностей.

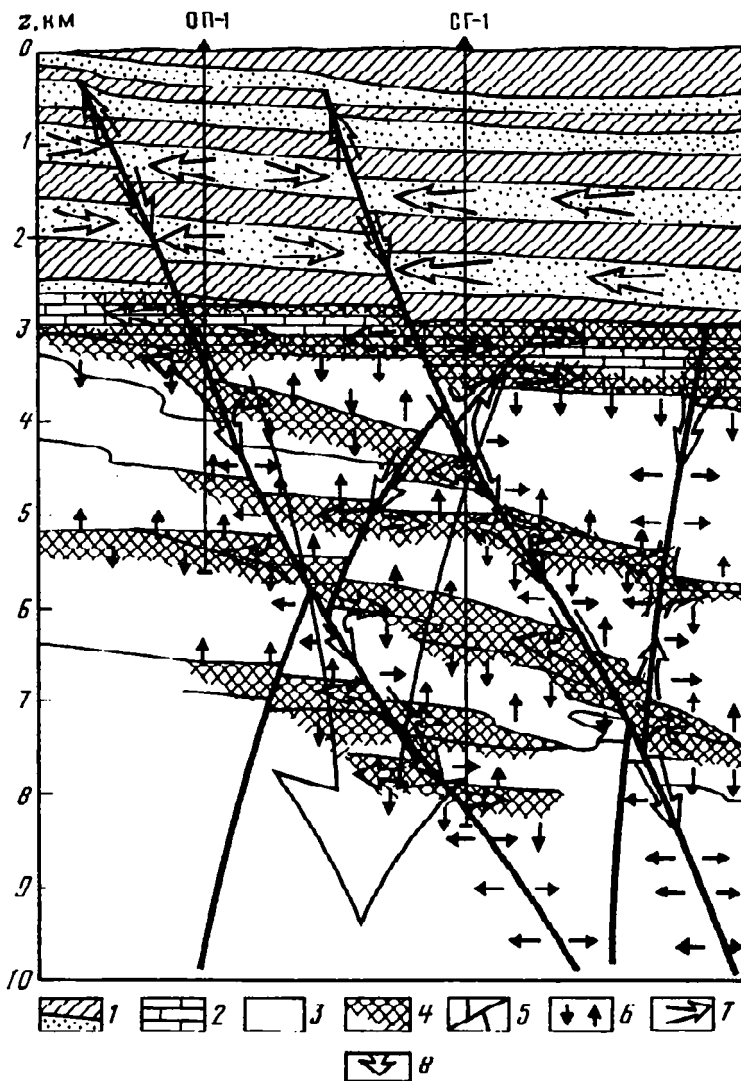
Нижний этаж сложен известняками и вулканитами мела и юры, где преобладают коллекторы трещинно-жильного типа, по терминологии В.А. Кирюхина и Н.И. Толстихина [72]. В этом этаже пространственное распределение флюидов почти целиком определяется открытой трещиноватостью известняков и вулканитов. В последних выделяются генерации трещин экзогенного, литогенного (термического) и тектонического происхождения в зависимости от преобладающей ориентировки трещин и состава цемента. Водоносные зоны разуплотнения имеют различное распространение, определяемое генезисом трещин.

Активное поглощение бурового раствора и низкий выход керна, наблюдавшиеся в пределах карбонатной толщи, указывают на высокую степень ее трещиноватости и кавернозности; относительно менее проницаемыми выглядят интервалы 2830–2850, 3270–3320 и 3480–3530 м.

В вулканогенной толще экзогенная трещиноватость с беспорядочной ориентировкой трещин отмечается в интервалах глубин 3500–4160, 4700–4800, 5120–5390, 5580–5950, 6100–6400, 7140–7560 м. Судя по диаграммам ОС, такие интервалы обычно водоносны. Зоны экзогенной трещиноватости, по-видимому, распространены на значительные расстояния в плане, образуя горизонты, ограниченные более плотными горными породами. С ростом глубины под действием литостатического давления все большее число пологонаклонных трещин закрывается, остаются раскрытыми трещины субвертикальной ориентировки, трудноотличимые от литогенных трещин (контракционного или иного происхождения).

Зоны литогенного разуплотнения вулканитов с характерной субвертикальной и крутонаклонной ориентировкой выделены в интервалах 4200–4700, 4800–5100, 5390–5580, 5950–6100 м. Литогенное разуплотнение могло формироваться за счет растрескивания лав при их остывании. В зависимости от морфологии лавового потока, расположения его фронтальных областей относительно центра вулканического аппарата, зоны литогенного (термического) разуплотнения могут иметь в районе бурения скважины любые размеры – от десятков метров до километров, формируя "пятна" обводнения.





**Рис. 3.10.** Принципиальная гидродинамическая схема околоскважинного пространства Саатлинской СГС (СГ-1; ОП-1 – скважина-спутник)

1 – моласса; 2 – карбонатная толща; 3 – вулканогенная толща; 4 – зоны повышенной проницаемости; 5 – разрывные нарушения; 6 – течения по отдельным трещинно-поровым каналам; 7 – локальные потоки по проницаемым (разуплотненным) зонам; 8 – интегральное направление потока

Зонам тектонического разуплотнения тоже свойственна преобладающая крутонаклонная ориентировка трещин при наличии следов тектонической переработки пород – зеркал скольжения, реликтов катакластического материала. Такие зоны выявлены в интервалах 3930–3950, 4092–4097, 7900–8267 м. Тектонические трещины обычно наложены на трещины иного происхождения. Значительная часть тектонических трещин сохраняется в раскрытом виде, образуя ореол разуплотнения вокруг магистральных трещин в разломных зонах. Поперечная мощность таких ореолов колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. К таким

зонам приурочены наиболее интенсивные и продолжительные возмущения состава и дебита бурового раствора (как правило, указывающие на его поглощение). Вероятно, предельная глубина, до которой субвертикальные трещины могут сохранять устойчивость и высокую пропускную способность для подземных вод, значительно превосходит достигнутую скважиной глубину 8267 м.

Помимо трещинно-жильных коллекторов, в пачках вулканокластического материала, занимающих 2/3 общей мощности вулканитов, развиты пластовые коллекторы порово-трещинного типа, проявившиеся импульсными, кратковременными водопритоками в ствол скважины. Их, очевидно, отличает спорадическое распространение подземных вод в виде изолированных линз, "запечатанных" в результате залечивания проводящих каналов вторичными минералами – цеолитами, карбонатами, кварцем и др.

Существование сети раскрытых трещин различного происхождения, заполненных флюидами, позволяет рассматривать нижний гидрогеологический этаж как единый водоносный комплекс, отличающийся от верхнего этажа высокой степенью гидрогеологической раскрытости всего разреза. Этим создаются предпосылки для относительно свободной (при невысоких градиентах флюидного давления) циркуляции подземных вод как в латеральном, так и в вертикальном направлении.

Прямое наблюдение гравитационной воды на глубинах свыше 7 км, повторившее опыт Кольской сверхглубокой скважины [19], подтверждает популярную мысль основоположников геологии о том, что свободная вода принимает участие в строении и развитии земной коры в целом, а не только в верхних ее слоях, доступных для массовых наблюдений.

### 3.5.2. Движение подземных вод

Приведенные результаты петрографических, геофизических, изотопных исследований, гидрогеологического каротажа, компьютерной обработки геотермических данных содержат прямые или косвенные свидетельства развития в районе бурения Саатлинской скважины нисходящего потока флюидов из верхнего гидрогеологического этажа в нижний. Тем самым подтвердилась гипотеза В.Д. Безроднова и Л.В. Боревского.

Принципиальная гидродинамическая схема околоскважинного пространства (см. рис. 3.10) демонстрирует структуру флюидных потоков различного масштаба: интегральный вертикальный поток и его "ветви", приуроченные к конкретным интервалам изученного разреза, о которых неоднократно упоминалось выше. На уровне глубин 1,5–1,6 км показано разделение флюидного потока в молассовой толще на восходящую и нисходящую составляющие. По данным гидрогеологического каротажа и тепловых расчетов, на этих глубинах элизионные процессы сформировали зону максимальных пластовых давлений ("пъезомаксимум" зоны АВПД). Ниже этой зоны средневзвешенная по глубине скорость инфильтрации флюидов равна  $0,9 \pm 0,3$  мм/год. В пределах молассовой толщи скорость составляет  $2,8 \pm 1,8$  мм/год. Достигая карбонатной водоносной толщи, поток частично растекается в латеральном направлении по трещиноватым известнякам. Это растекание проявляется в локальном скачке расчетной вертикальной скорости фильтрации до  $19 \pm 9$  мм/год. Ниже по разрезу поток продолжает движение в нисходящем направлении (см. рис. 3.10, 8) в глубь вулканогенного водоносного комплекса со средней скоростью  $1,6 \pm 1,3$  мм/год, возрастающей локально до нескольких мм/год по абсолютной величине.

При общей тенденции нисходящего потока флюидов в разрезе Саатлинской СГС наблюдаются локальные разделения потока по ослабленным зонам различной морфологии и генезиса (см. рис. 3.10, 7). Водоносные зоны субгоризонтального

простираются (развитые по экзогенной и литогенной трещиноватости, пачкам вулканокластических разностей) и субвертикальной ориентировки (трещинные ореолы разломов) формируют крупноячеистую, разнонаправленную по отдельным ветвям структуру общего потока подземных вод, в целом нисходящего. Локально проявляются течения, вызванные отжатием воды из кайнозойских глин в пласты-коллекторы или ее поглощением метаморфизируемыми вулканитами (см. рис. 3.10, б).

Нисходящий поток подземных вод проникает в глубь земной коры, вероятно, значительно дальше, чем удалась достичь бурением. Это предположение согласуется с вычисленными скоростями вертикальных флюидных течений в разрезе Саатлинской скважины. Для того чтобы преодолеть путь от кровли вулканогенной толщи до глубины, скажем, 10 км за 2 млн лет (в течение которых может развиваться метаморфогенная инфильтрация), флюидный поток должен иметь скорость около 3–4 мм/год. Эта величина в 4 раза превосходит средневзвешенную скорость инфильтрации. Однако в крупноячеистом флюидопроводящем пространстве потоки подземных вод, приуроченные к ограниченным объемам проницаемых пород (разломам и т.п.), приобретают скорости, многократно превосходящие интегральное значение, и, следовательно, способны пройти за указанное время путь в 7–10 км.

Рассмотренная гидродинамическая схема демонстрирует развитие метаморфогенной инфильтрации как процесса, ответственного за формирование флюидного режима глубоких зон земной коры в пределах нижнего гидрогеологического этажа.

### 3.5.3. Геохимия подземных вод

Как уже упоминалось, непосредственное гидрогеологическое опробование Саатлинской скважины не производилось. В удаленной от нее на 100 м скважине-спутнике ОП-1 гидрогеологам Саатлинской экспедиции удалось опробовать два интервала – 2340–2800 (продуктивная свита) и 2870–3530 м (верхний мел). Из них были получены притоки пластовых вод практически одинакового Cl-Na состава с минерализацией 39 и 37 г/л соответственно. В водах присутствуют также кальций (15 экв. %) и магний (3–6 экв. %).

Косвенное представление об изменении с глубиной минерализации и состава водного флюида дает оценка на основе изотопных данных – об изменении содержания дейтерия вдоль вулканогенного разреза. Из данных, приведенных в разделе 3.4.2, следует, что в интервале глубин 3,5–7 км теряется 70% растворителя. Экстраполяция этой тенденции показывает, что, проникая на глубину 10 км, подземные воды с начальной минерализацией 40 г/л могут превращаться в насыщенный рассол с минерализацией около 150 г/л.

Наряду с потерей  $H_2O$  в ходе гидратации вмещающих базитов из состава растворенных солей удаляется некоторое количество щелочей (в первую очередь натрия и калия). Натрий поглощается породами в процессе альбитизации плагиоклазов, и вместо него в раствор поступает кальций [100, 232]. С ростом концентрации растворов становится возможным выпадение из них сначала карбонатов, затем сульфатов и, наконец, хлоридов, так что на глубинах, немногим больших достигнутых скважиной, должны образовываться крепкие хлоридные натриево-кальциевые или кальциевые рассолы.

Итак, разнородные данные (гидрогеологические, геофизические, изотопно-геохимические), полученные благодаря бурению Саатлинской сверхглубокой скважины, выявили в околоскважинном пространстве *нисходящее движение подземных вод*. Признаками этой нисходящей фильтрации служат:

смена вниз по разрезу скважины водопритоков в ее ствол поглощением буро-

вого раствора, указывающая на уменьшение с глубиной приведенных пластовых давлений (гидродинамическую инверсию);

возрастание с глубиной кондуктивного теплового потока и относительное охлаждение разреза в целом;

морской изотопный состав углерода вторичных карбонатов, сходство изотопного состава кислорода материнского флюида вторичных карбонатов в метавулканитах и вод молассы, сходство кристаллизационной воды метавулканитов с водами молассы по изотопному составу водорода и кислорода, вертикальная зональность изотопного состава водорода в метабазитах, выражающаяся в росте  $\delta D$  с глубиной.

Эти признаки подкрепляются данными петролого-геохимических исследований, которые выявили типичное для периферийных зон аллохимического метаморфизма обогащение щелочами (по "линии пропилитизации" базальтов) и фтором верхних разуплотненных интервалов вулканогенной толщи [106, 107].

Является ли эта гидродинамическая ситуация узколокальной (характерной только для створа СГС) или региональной, свойственной более обширным участкам? Каковы ее возможные причины? В поисках ответа на эти вопросы обратимся к анализу общих гидрогеологических условий Куринской впадины и с учетом этих условий попытаемся реконструировать их эволюцию в Восточном Закавказье.

## МЕТАМОРФОГЕННАЯ ИНФИЛЬТРАЦИЯ ФЛЮИДОВ В БАЗИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

### 4.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Геологическое строение и развитие всего Кавказского сегмента альпийского Средиземноморского складчатого пояса, Восточного Закавказья и конкретно Куринской впадины более или менее подробно освещены во многих публикациях [2–6, 133, 135, 136, 138, 217–219 и др.]. Собственно Куринской впадине посвящены монографии В.Е. Хаина, А.Н. Шарданова [219] и Э.Ш. Шихалибейли с соавторами [238]. В последние 40–50 лет ее исследования стимулировались главным образом поисками и разведкой залежей нефти и газа. Объединением "Азнефть", институтами АзНИПИнефть и АзВНИИгеофизика, трестом "Азнефтегеофизика", Институтом геологии АН АзССР, Управлением геологии АзССР накоплено много геолого-геофизических данных [Б.М. Авербух и др., 1982 г.; М.С. Агаларов и др., 1977 г.; Г.А. Алиев и др., 1975 г.; Д.Х. Бабаев и др., 1975 г.; Ф.М. Гаджиев и др., 1983 г.; Г.А. Гулиев, 1984 г.; К.А. Исмаилов и др., 1977 г.; М.А. Минчук и др., 1986 г.; П.А. Шойхет и др., 1978 г., и др.]. Однако ввиду того, что бурение в основном было сосредоточено в пределах брахиантиклинальных поднятий осадочного чехла, выявленных геофизическими исследованиями, изученность региона по площади весьма неравномерна. В разрезе наиболее широко охвачены бурением кайнозойские отложения до глубины 3–4 км, тогда как мезозойские, залегающие обычно глубже, вскрыты лишь малой частью скважин.

Тем не менее по отдельным участкам региона было получено довольно много данных, включая материалы геофизических исследований в скважинах, глубинного сейсмического зондирования и гравиметрической съемки. Этих данных достаточно для составления карт и разрезов Куринской впадины в масштабе 1:500 000. В качестве структурно-тектонической основы картографических построений нами использована схема, представленная на рис. 4.1. Она воспроизводит почти без изменений схему тектонического районирования Куринской впадины, составленную А.Н. Гусейновым и Ф.А. Шириновым [50], но на ней исправлено положение северной границы впадины по данным В.Е. Хаина [218].

В гидрогеологическом отношении Куринская впадина исследована столь же неравномерно и еще менее детально, чем в геолого-геофизическом. Наиболее подробно в плане и вместе с тем весьма отрывочно по глубине изучены лишь те фрагменты мезо-кайнозойского разреза, которые считались перспективными для обнаружения залежей углеводородов. Обобщающая сводка [41] включает описание только постмиоценовых отложений. Однако упомянутые выше организации располагают довольно обширными материалами опробования водоносных пластов мезо-кайнозойских отложений, накопленными при поисках и разведке нефти, газа, термальных и промышленных вод.

Эти данные, характеризующие свыше 1000 объектов (интервалов) в более чем

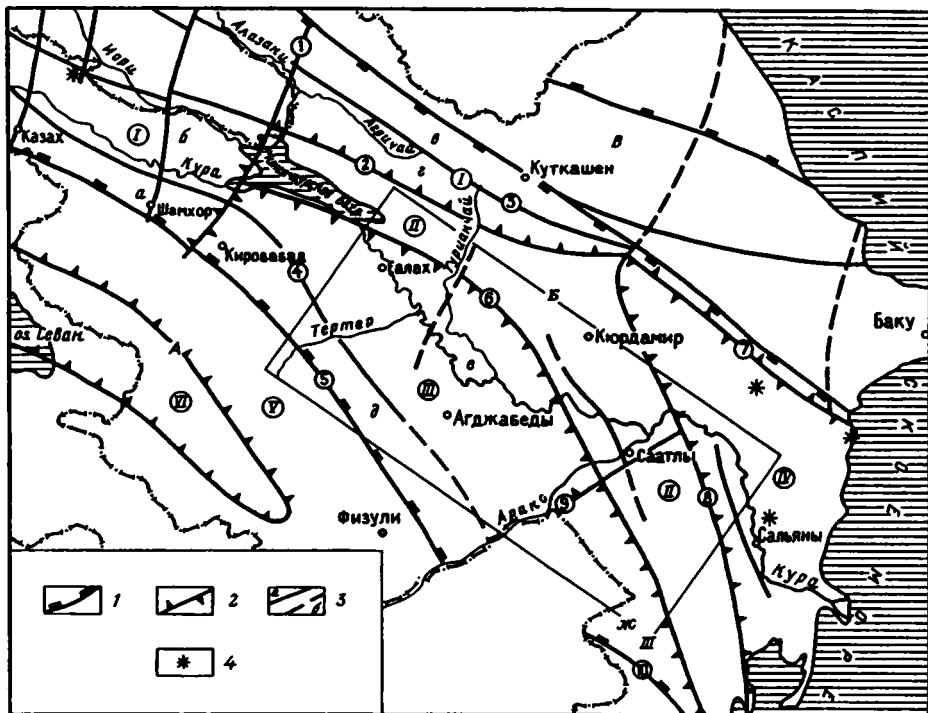


Рис. 4.1. Схема тектонического районирования Восточного Закавказья, по А.Н. Гусейнову и Ф.А. Ширинову [50], с исправлением положения северной границы Куринской впадины на основе данных В.Е. Хаина [218]

1 – границы крупнейших тектонических структур: А – мегантиклинорий Малого Кавказа, Б – Куринская впадина, В – мегантиклинорий Большого Кавказа; 2 – границы крупных тектонических структур: I – Иори-Аджиноурский прогиб; а – Шамхорская зона поднятий, б – южный борт Иори-Аджиноурского прогиба, в – Предбольшекавказская бортовая моноклираль, г – Аджиноурский прогиб; II – Кюрдмир-Саатлинское поднятие; III – Евлах-Агджабединский прогиб; д – Предмалокавказская бортовая моноклираль, е – Евлахский прогиб, ж – Предталышский наложенный прогиб; IV – Нижнекуринский прогиб; V, VI – структурно-формационные зоны Малого Кавказа [6]: V – Сомхето-Кафанская, VI – Севано-Акеринская (офиолитовый шов); 3 – крупные разломы: 1 – Гянджачай-Алазанский, 2 – Удабно-Геокчайский, 3 – Северо-Аджиноурский, 4 – Куринский, 5 – Предмалокавказский, 6 – Мингечаурский, 7 – Аджичай-Алятский, 8 – Западно-Каспийский, 9 – Араксинский, 10 – Талышский; 4 – крупнейшие грязевые вулканы. Контуром показан район в центральной части Куринской впадины, представленный гидрогеологическими картами водоносных комплексов на рис. 4.3–4.7

500 скважинах, использованы автором при построении гидрогеологических карт и разрезов (рис. 4.2–4.11: 4.2 и 4.8 см. вкл., 4.3–4.7 и 4.9–4.11 см. в тексте).

Для выделения в разрезе Куринской впадины отдельных гидрогеологических этажей и комплексов рассмотрим его структурно-фациальные особенности в интервале, вскрытом бурением.

#### 4.1.1. Геологическое строение

В современном структурном плане Куринская впадина представляет собой крупный мегасинклиниорий, разделяющий мегантиклинории Большого и Малого Кавказа. В юго-восточном направлении она раскрывается в сторону Южно-Каспийской впадины и, сливаясь с ней, образует одну из крупнейших депрессий в

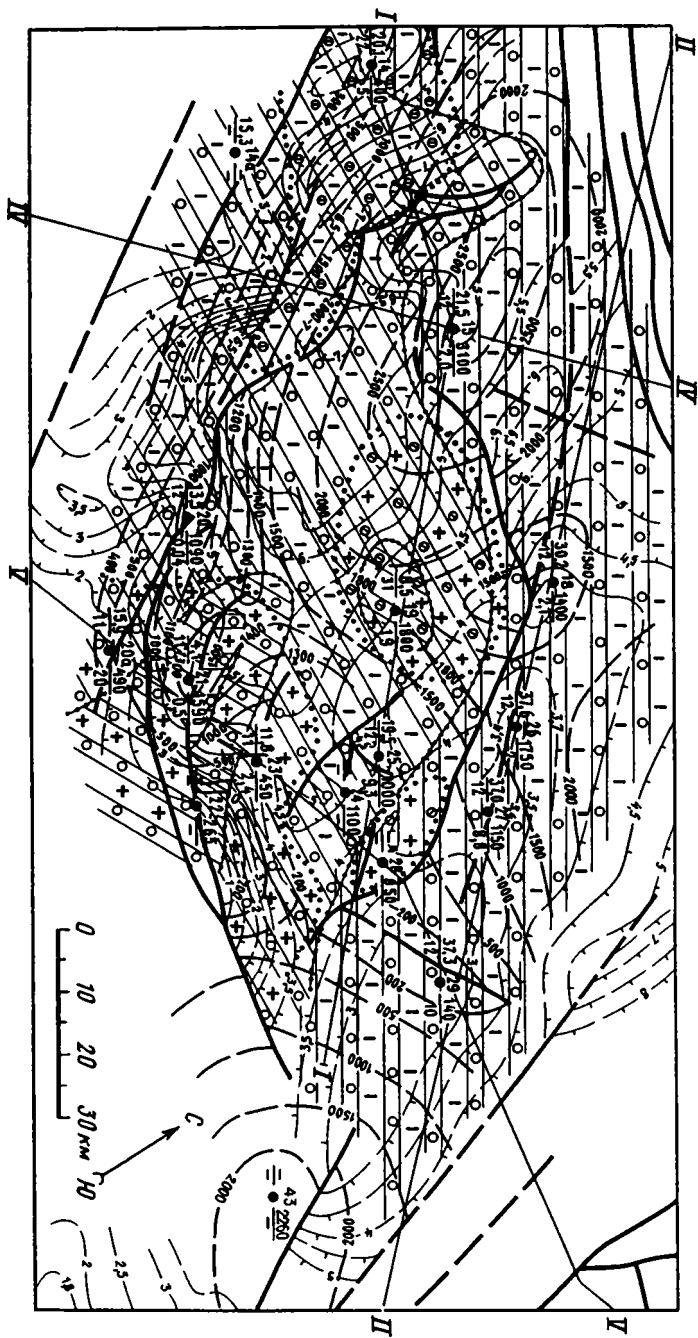
Средиземноморском (Альпийско-Гималайском) подвижном поясе [5, 6, 39, 218, 219 и др.]. В работе [219] в отличие от многих предшествующих восточная часть северной границы Куринской впадины проведена по границе Нижнекуруинского прогиба (см. рис. 4.1). Такое строение характерно для верхнего структурного этажа, охватывающего комплекс отложений от ачкагыльского яруса до антропогена. В структурном плане нижележащих отложений видно подразделение впадины на более мелкие элементы – многочисленные складки и блоки преимущественно субкавказского простиранья. Интенсивно дислоцированный комплекс отложений от юрских до среднеплиоценовых (продуктивная толща) слагает средний структурный этаж. Вместе с верхним он образует альпийский осадочно-вулканогенный чехол, залегающий на эпигерцинском кристаллическом фундаменте [2, 138, 219 и др.].

Этот фундамент имеет блоковое строение (см. рис. 4.1). Блоки разделяются глубинными разломами субкавказского и антикавказского простиранья – Мингечаур-Ленкоранским, Западно-Каспийским, Удабно-Геокчайским и Гянджачай-Алазанским, ограничивающими погребенное Кюрдамир-Саатлинское поднятие (к сводовой части которого приурочена Саатлинская СГС), Предмалокавказским, Куринским, Араксинским (пересекающим это поднятие) и др. Наряду с этими разломами развиты и более локальные тектонические нарушения кайнозойского возраста, дополнительно осложняющие строение фундамента. К его наиболее крупным структурным элементам относятся, в частности, Кюрдамир-Саатлинское поднятие и обрамляющие его прогибы – Евлах-Агджабединский, Иори-Аджиноурский и Нижнекуруинский.

Нижний, средний и верхний структурные этажи разделены региональными стратиграфическими и угловыми несогласиями. Каждый структурный этаж делится на отдельные подэтажи менее выраженными или менее протяженными в плане перерывами и угловыми несогласиями, являющимися гидрогеологическими границами.

В литолого-фациальном отношении альпийский чехол (как видно и на разрезе Саатлинской СГС), подразделяется на три неравнозначные по мощности толщи: молассовую (терригенную), карбонатную и осадочно-вулканогенную. Молассовая толща сложена преимущественно терригенным материалом, накопленным в Куринском седиментационном палеобассейне в период с палеоцена до антропогена. Ее мощность достигает 2,5–3 км в районе Кюрдамир-Саатлинского поднятия, возрастая до 5–7 км в Евлах-Агджабединском прогибе, и резко увеличивается восточнее Западно-Каспийского разлома, достигая 15–20 км в Нижнекуруинском прогибе [219, 238 и др.]. Карбонатная толща сложена большей частью морскими известняками верхнего мела–эоцена мощностью от первых сотен до 600–800 м. Осадочно-вулканогенная толща представлена юрско-меловыми лавами и туфами андезитобазальтового состава. Большинство исследователей относят мезозойские вулканы к известково-щелочной серии вулканитов островных дуг [2–4, 6, 133, 138 и др.]. Согласно геофизическим данным [138], глубина залегания подошвы альпийского чехла (вулканогенной толщи) изменяется от 9 км в центральной части Кюрдамир-Саатлинского поднятия до 13 км в Евлахском прогибе, достигая 22–23 км в Нижнекуруинском прогибе.

Литолого-фациальные особенности доальпийского фундамента недостаточно изучены. Центральная часть Куринской впадины единодушно рассматривается большинством исследователей как составной элемент единой Закавказской островодужной системы. Вместе с тем мнения относительно целостности доальпийского развития впадины расходятся. Вначале многие отождествляли породы кристаллического фундамента Дзирульского, Локского, Храмовского массивов и Куринской впадины, делая вывод о едином гранитно-гнейсовом основании Закавказского срединного массива [4, 217, 219 и др.]. Однако более поздние геофизические исслед-







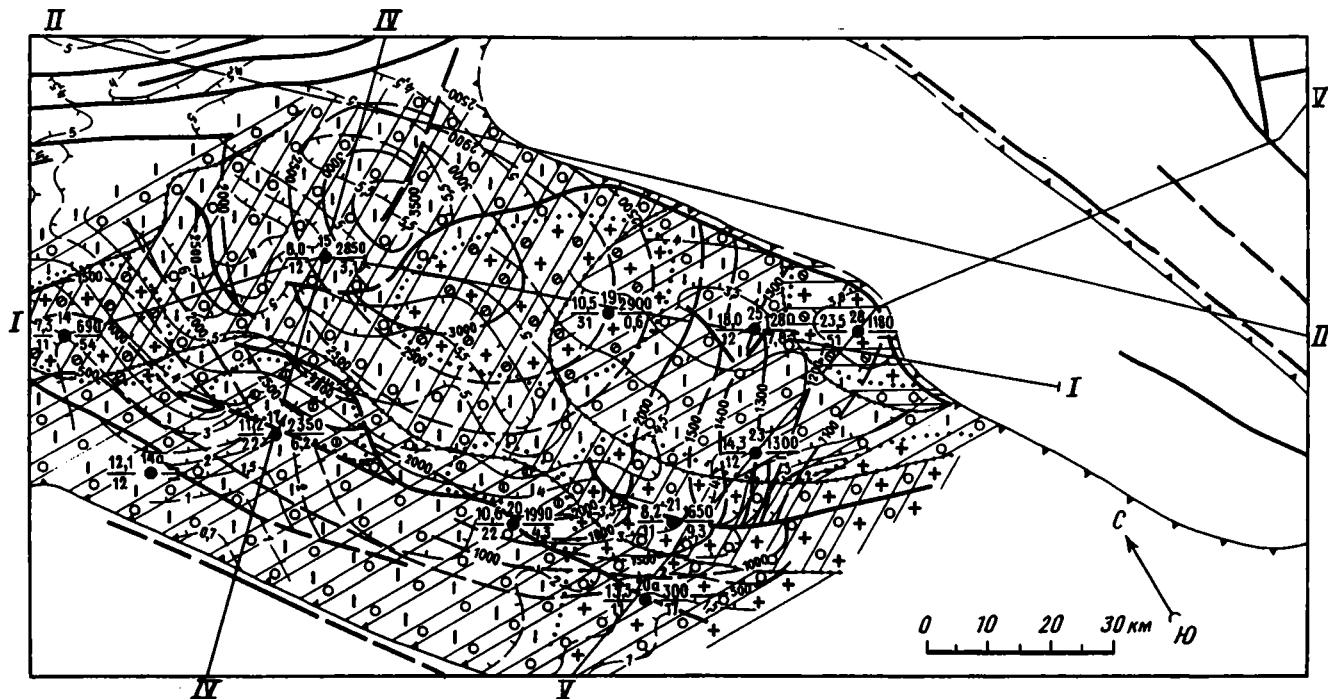


Рис. 4.4. Гидрогеологическая карта палеоцен-эоценового водоносного комплекса в центральной части Куринской впадины. Составлена Л.Е. Яковлевым (1987 г.)

Условные обозначения см. на рис. 4.3

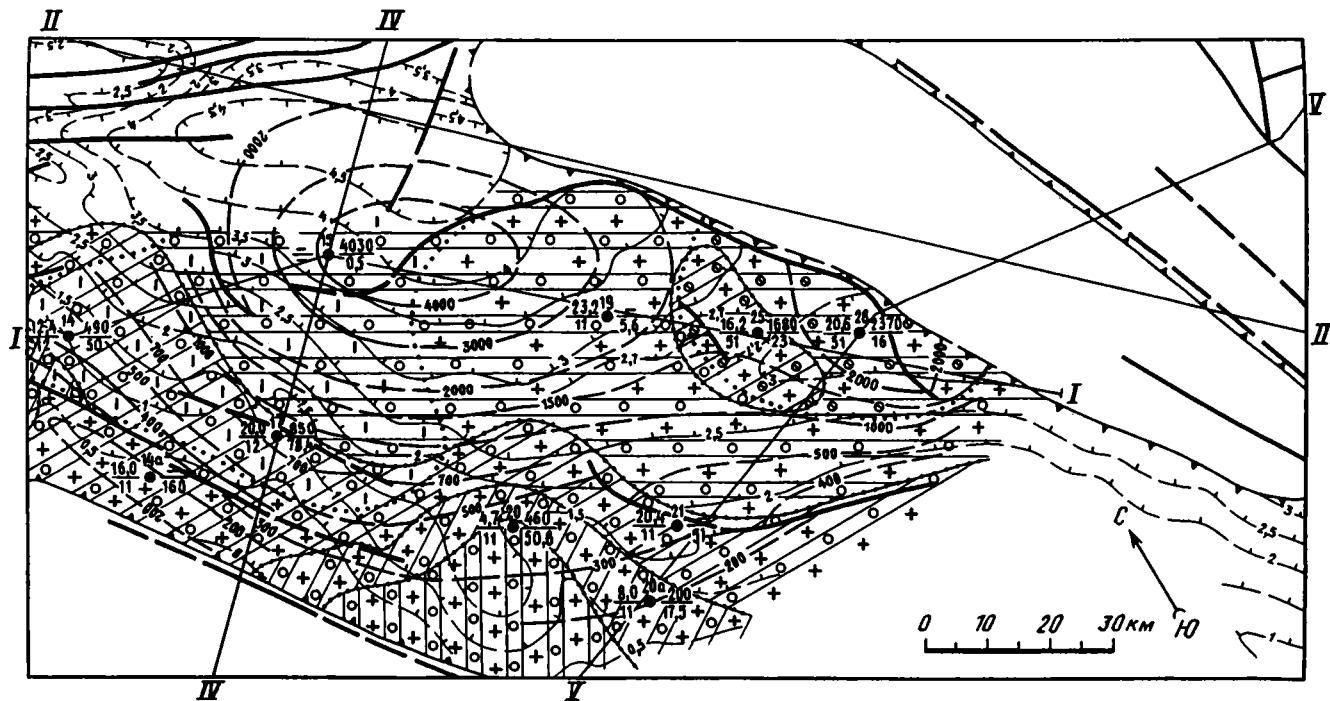
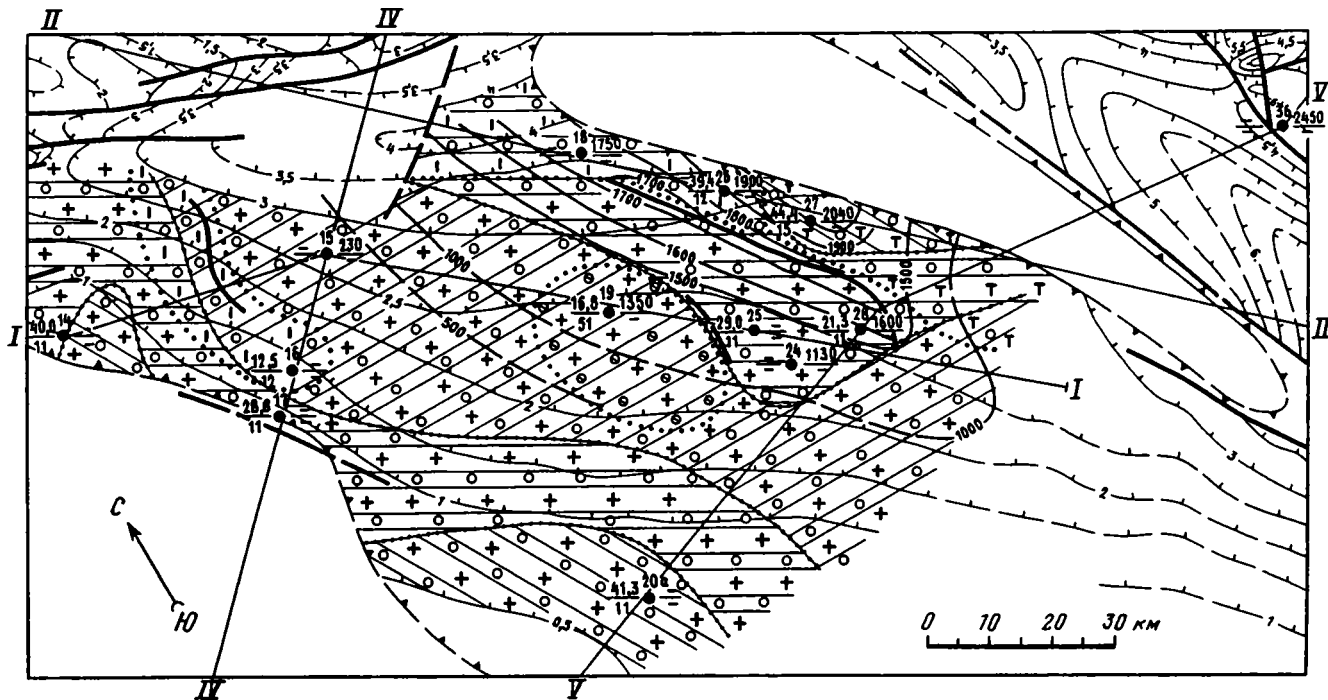
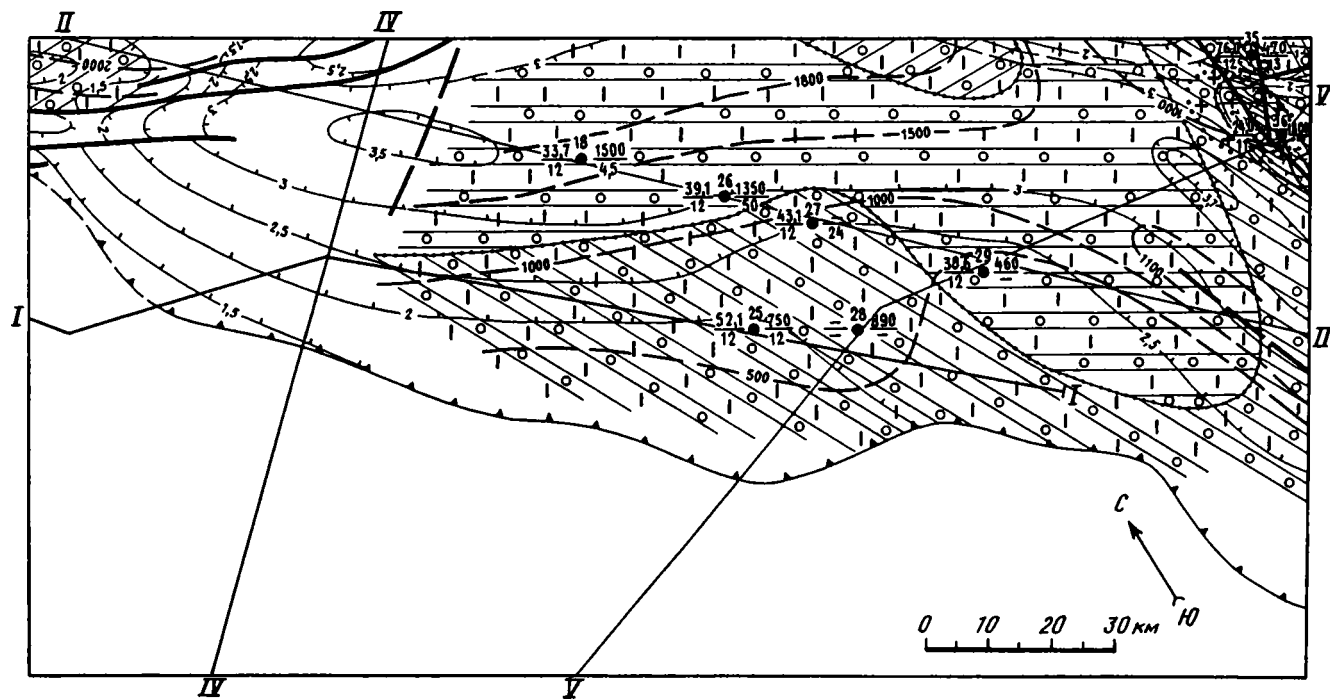


Рис. 4.5. Гидрогеологическая карта майкопского водоносного комплекса в центральной части Куринской впадины.  
 Составлена Л.Е. Яковлевым (1987 г.)  
 Условные обозначения см. на рис. 4.3



**Рис. 4.6.** Гидрогеологическая карта миоценового водоносного комплекса в центральной части Куринской впадины.  
Составлена Л.Е. Яковлевым (1987 г.)  
Условные обозначения см. на рис. 4.3



**Рис. 4.7.** Гидрогеологическая карта водоносного комплекса продуктивной толщи в центральной части Куринской впадины. Составлена Л.Е. Яковлевым (1987 г.)  
 Условные обозначения см. на рис. 4.3

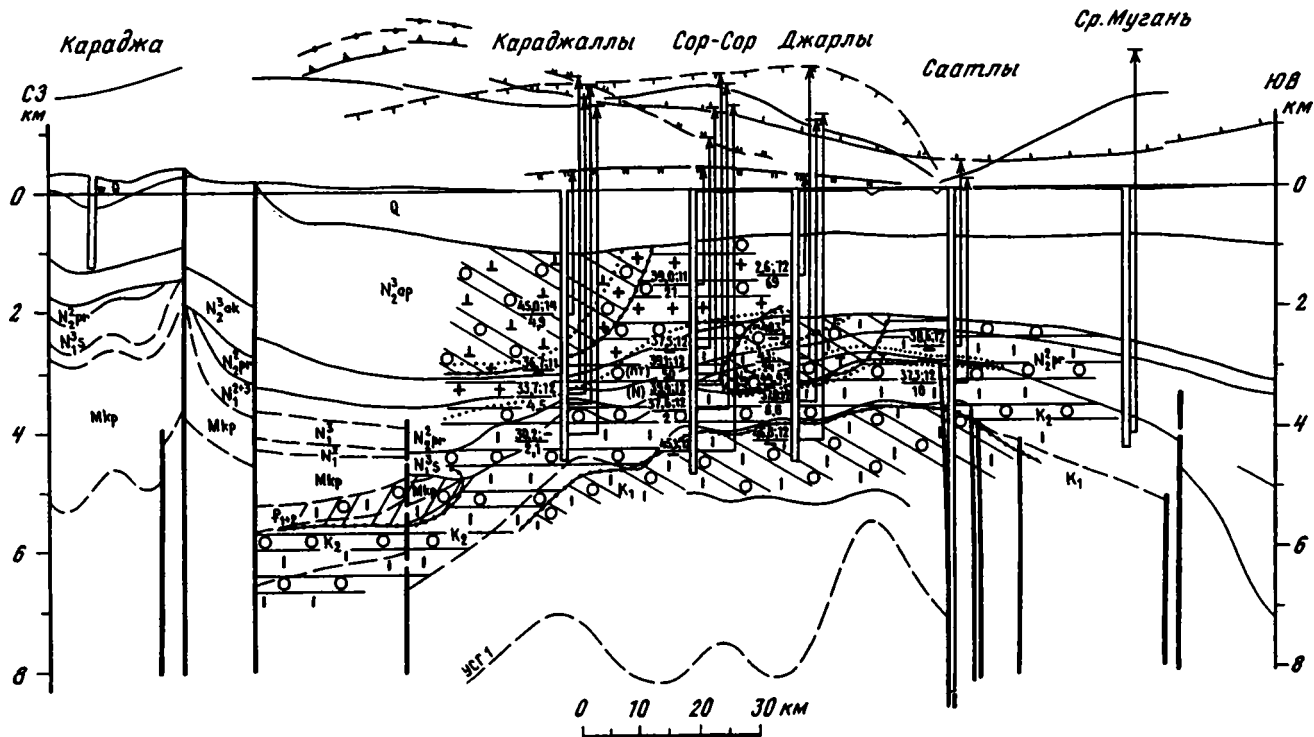


Рис. 4.9. Гидрогеологический разрез по линии II-II

Условные обозначения см. на рис. 4.3

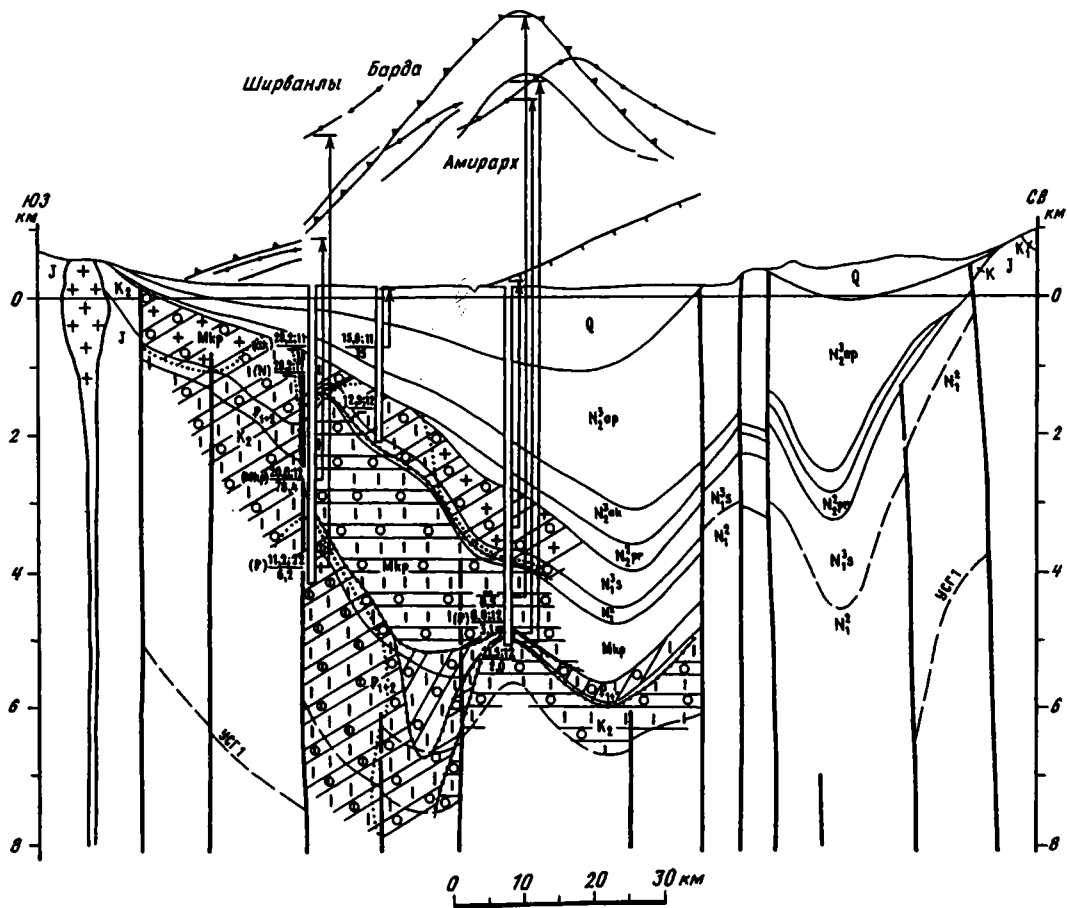


Рис. 4.10. Гидрогеологический разрез по линии IV-IV  
Условные обозначения см. на рис. 4.3





дования (гравиметрические, микросейсмические и ГСЗ) выявили неоднородное строение фундамента "островной дуги Куринской впадины" [67, 138]. Согласно этим данным, одни ее участки закладывались на сиалическом основании, другие – на симатическом. К первым относятся территории Аджиноурского и Нижнекуруинского прогибов, в доальпийском основании которых развиты гранитоидные комплексы коры континентального (или переходного) типа, ко вторым – практически вся остальная (юго-западная) часть Куринской впадины – Кюрдамир-Саатлинское и Предталышское погребенные поднятия и Евлахский прогиб. Последние три структуры объединяются в энсиматический блок, в котором "гранитный" слой почти отсутствует. Таким образом, доальпийский фундамент Куринской впадины на большей части ее территории сложен, вероятнее всего, мафическими породами коры океанического типа.

#### 4.1.2. Гидрогеологическая стратификация мезо-кайнозойских отложений

Структурно-фациальные особенности строения региона позволяют выделить в разрезе альпийского чехла три гидрогеологических этажа: верхний, средний и нижний (верхний и средний, вместе взятые, эквивалентны верхнему этажу в разрезе Саатлинской скважины, см. раздел 3.5.2).

*Верхний гидрогеологический этаж*, совпадающий с верхним структурным, включает песчано-глинистые водоносные комплексы четвертичных отложений и апшеронского яруса, а также комплекс относительно водоупорных, преимущественно глинистых образований акчагыльского яруса (см. рис. 4.2, вкл.). Его нижняя граница проходит по подошве акчагыльских отложений. Он отличается в основном пологим залеганием слоев и ритмичностью выдержанных по площади песчано-глинистых образований, слабо развитой сетью дизъюнктивных нарушений. Поэтому данный гидрогеологический этаж может рассматриваться как ритмично-слоистая водоносная толща с регионально развитыми водоупорами, а значит, с весьма затрудненным вертикальным и относительно свободным латеральным водообменом. Отложения верхнего гидрогеологического этажа в фациальном отношении сравнительно однородны по латерали; в нем преобладают песчано-глинистые образования морского генезиса (глины, пески, песчаники). Лишь в районе предгорий Большого и Малого Кавказа (в прибрежно-лагунной и континентальной фациях) морские осадки замещаются более грубыми разностями – грубозернистыми песками и песчаниками, конгломератами и галечниками. Для верхнего структурного (гидрогеологического) этажа характерны редкие прослойки туфов и вулканического пепла. Суммарная мощность отложений этого этажа достигает 2–3 км в осевой части Куринской впадины.

*Средний гидрогеологический этаж* охватывает весь терригенный разрез кайнозоя ниже акчагыльского яруса. Если его верхняя граница имеет структурную природу и однозначную стратиграфическую привязку, то нижняя проводится по литолого-фациальному признаку и является полихронной. Она отвечает региональному контрасту между молассовыми осадками кайнозоя, с одной стороны, и вулканитами или карбонатными породами верхнего мела (на большей части территории) и местами палеогена – с другой. Средний гидрогеологический этаж отличается от верхнего большей структурной и фациальной неоднородностью по латерали и отчасти по глубине, что объясняется более высокой степенью дислоцированности пород, а также существованием локальных перерывов и несогласий. В отличие от верхнего гидрогеологического этажа, где господствует латеральное движение подземных вод по песчаным коллекторам, в пределах среднего этажа наличие сравнительно густой сети разломов и отдельных "литологических окон" способствует вертикальной циркуляции флюидов. Из одних водоносных горизонтов подземные воды

перетекают в другие, вместе с тем происходит их латеральный отток из областей повышенного пластового давления к участкам разгрузки в смежные коллекторы.

Отложения среднего гидрогеологического этажа в отличие от верхнего характеризуются прерывистостью синхронных слоев (см. рис. 4.2, вкл.). Так, продуктивная толща на юго-западе, вдоль осевой зоны Евлахского прогиба, выклинивается, а в пределах Нижнекуринского прогиба доминирует во всем изученном разрезе, достигая, согласно геофизическим данным, мощности 6–8 км. Отложения миоцена, плиоцена, майкопа, эоцена и палеоцена не только выклиниваются вдоль бортов Куринской впадины, но также полностью размыты на значительной территории (в центральной части Кюрдамир–Саатлинского поднятия).

В литолого-фациальном отношении средний гидрогеологический этаж в целом сходен с верхним. В его песчано-глинистом разрезе доминируют глинистые разности, занимающие 2/3 литологической колонки.

Начиная от бортовых зон прогибов, обрамляющих Кюрдамир–Саатлинское поднятия, и внешних бортов Куринской впадины в направлении максимального погружения слоев прослеживается общая тенденция замещения грубообломочных, слабо отсортированных разностей в континентальной и прибрежно-лагунной фациях более отсортированными и тонкозернистыми морскими разностями с увеличением доли глинистых разностей в разрезе. Местами наблюдается замещение мелководных карбонатных образований глубоководными глинистыми. Характерны также редкие прослои пирокластического материала. Мощность отложений среднего гидрогеологического этажа колеблется от 2 до 5–6 км к западу от Западно-Каспийского разлома, а в пределах Нижнекуринского прогиба достигает 8–10 км и более.

Таким образом, верхний и средний гидрогеологические этажи представляют собой единый в литолого-фациальном отношении комплекс терригенных, слабо литифицированных осадков. Эта мощная песчано-глинистая толща характеризуется развитием поровых коллекторов, чем принципиально отличается от нижележащего гидрогеологического этажа.

*Нижний гидрогеологический этаж* охватывает карбонатную толщу верхнего мела–эоцена, мезозойскую вулканогенную толщу и обводненные зоны наиболее приподнятых участков кристаллического фундамента. Этот этаж отличается развитием трещинно-жильных и пластовых порово-трещинных скоплений подземных флюидов. Коллекторами служат трещиноватые известняки верхнего мела–эоцена, метабиты вулканических покровов и субвулканических интрузий, слагающих вместе с отдельными песчано-глинистыми прослоями альпийский чехол. Судя по разрезу Саатлинской СГС, для нижнего гидрогеологического этажа типична крупноячеистая структура флюидопроводящего пространства; мощные зоны экзогенного и литогенного разуплотнения сочетаются с системой проводящих разломов (см. раздел 3.2). По-видимому, нижний этаж представляет собой многоярусную флюидоносную систему с относительно свободной латеральной и вертикальной циркуляцией флюидов в отличие от флюидоносной системы молассы, где вертикальная миграция флюидов затруднена.

Несмотря на различный фациальный облик и разные типы режима подземных вод, нижний и средний гидрогеологические этажи сходны в геоструктурном плане, поскольку принадлежат к одному структурному этажу – среднему, что отличает их, вместе взятых, от верхнего гидрогеологического (и одновременно структурного) этажа. Структурная общность среднего и нижнего гидрогеологических этажей определяет, пользуясь терминологией региональной гидродинамики (см., например, [17]), близкую степень их "гидрогеологической раскрытости": относительно большое количество дислокационных неоднородностей, наложенных на литолого-фациальные, способствует свободной конвекции подземных флюидов во всех направлениях. Верхний гидрогеологический этаж с затрудненным вертикальным водообме-

ном играет роль регионального экрана для вертикальных флюидных токов. Другими словами, верхний гидрогеологический этаж, несмотря на фациальное сходство со средним, отличается в разрезе наименьшей степенью гидрогеологической раскрытости.

Структурно-фациальные особенности выделенных гидрогеологических этажей показывают общую тенденцию улучшения с глубиной условий разнонаправленной циркуляции подземных флюидов (возрастание интегральной проницаемости разреза). Латеральные вариации гидрогеологической раскрытости разреза станут видны из структурно-фациального анализа конкретных водоносных комплексов.

#### 4.1.3. Структурно-фациальные особенности водоносных комплексов

Ограничившись рамками района исследований, оконтуренного на карте распространения водоносных комплексов (см. рис. 4.2, вкл.), рассмотрим более подробно структурные и литолого-фациальные особенности разреза, вскрытого поисково-разведочным бурением. Автор выполнил разбивку разреза на водоносные комплексы по стратиграфическому признаку с учетом данных о притоках пластовых флюидов в скважины. Водопроявления различной интенсивности и продолжительности отмечались практически по всему разрезу Куринской впадины, в том числе в акчагыльских, майкопских и палеоценовых отложениях, которые принято рассматривать в качестве региональных водоупоров [41 и др.].

В Саатлинской СГС самым древним водоносным комплексом является нерасчлененная юрско-нижнемеловая вулканогенная толща. Однако региональными исследованиями Куринской впадины в других ее местах юрские отложения не выявлены. Поэтому в разрезе впадины, охваченном гидрогеологическом опробовании, выделяются следующие водоносные комплексы (см. рис. 4.3–4.11): меловой, палеоцен-эоценовый, майкопский, миоценовый, водоносный комплекс продуктивной толщи и апшеронский (картирование апшеронского комплекса не выполнялось из-за его недостаточной изученности). Такие же комплексы рассматривались большинством азербайджанских гидрогеологов [М.С. Агаларов и др., 1977 г.; Г.А. Алиев и др., 1975 г.; К.А. Исмаилов, 1977 г.; М.А. Минчук и др., 1986 г. и др.]. На территории района исследований эти комплексы характеризуются следующими основными структурно-фациальными признаками [37, 219, 238; Б.М. Авербух и др., 1982 г.; Г.А. Гулиев, 1984 г.; П.А. Шойхет и др., 1978 г. и др.].

Меловой ( $K_{1,2}$ ) водоносный комплекс (см. рис. 4.3, а также разрезы на вкл. 4.8 и в тексте 4.9 – 4.11) приурочен к трещиноватым отложениям нижнего и верхнего мела. В пределах Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия (КСП) его кровля залегает на глубинах 3–5 км, погружаясь в центре Евлах-Агджабединского прогиба (ЕАП) до 6–7 км. На всей площади распространения в нем развита сеть разломов типа сбросов преимущественно субкавказского и отчасти субмеридионального простиранья. Их амплитуда колеблется от 100 до 3000 м.

Нижний мел представлен в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В районе КСП и северо-восточного борта ЕАП преобладают излившиеся разности – андезиты, базальты, их порфириты. В осевой части ЕАП преимущественно развиты вулканогенно-осадочные образования – туфогенные песчаники, туфобрекчи, туфы основного и среднего состава. Центры извержения вулканов в мезозое были локализованы вблизи главных разломов, равномерно секущих ложе Куринского палеобассейна: Мингечаур-Ленкоранского, Куринского, Предмалокавказского, а также, вероятно, и других крупных разломов, причем первый из перечисленных отличался наибольшей магматической активностью [Б.М. Авербух и др., 1982 г.; Ф.М. Гаджиев и др., 1983 г. и др.]. Судя по приведен-

ным в этих источниках данным о распределении литофаций и мощностей мезозойских вулканитов, бурная деятельность вулканов, разбросанных по всей территории Куринской впадины, привела к образованию андезито-базальтового покрова мощностью от 2 до 6 км и более. Верхние пачки нижнемеловых отложений начиная с баррема– апта сложены преимущественно терригенными, кремнисто-карбонатными и флишевыми образованиями. Эти алеврито-песчаные породы с прослоями мергелей и известняков распространены почти повсеместно; они отсутствуют лишь в районе площади Саатлы-Южная, где пробурена Саатлинская СГС.

Верхнемеловые отложения почти на всей территории представлены в нижней части преимущественно эффузивными породами (андезитами, базальтами и их туфами) с прослоями терригенных разностей, а в верхней части – карбонатными породами (известняками с прослоями мергелей, реже туфов андезито-базальтов). Мощность их колеблется от 300 до 1500 м. Меловые отложения интродуцированы субвулканическими телами, которые сложены породами преимущественно среднего состава.

В целом меловой водоносный комплекс не менее чем на 3/4 сложен вулканическими породами андезито-базальтового ряда, значительная часть которых представлена пирокластическим материалом. Как известно, вулканокласты отличаются высокой общей пористостью до 50% [72]. Изначально поры обычно замкнуты. Однако ослабленные порами породы являются благоприятной средой для образования высокопроницаемых трещинно-поровых коллекторов вследствие экзогенного, тектонического, хемогенного или термического растрескивания. В результате меловой водоносный комплекс (мощностью 3–7 км) содержит пластовые порово-трещинные и трещинно-жильные скопления подземных вод. Эти воды могут сравнительно свободно фильтроваться по трещиноватым зонам и прослоям вулканокластического и песчано-терригенного материала, обладающим повышенной проницаемостью.

**Палеоцен-эоценовый ( $P_{1+2}$ ) водоносный комплекс** залегает на глубинах 4–4,5 км в краевых частях КСП, а в средней части ЕАП его кровля погружается до глубин более 5,5 км. На своде КСП эти отложения размыты. Часть разломов, секущих меловые отложения, проникает и сюда, затухая между подошвой и кровлей комплекса. Амплитуда смещений по разломам заметно меньше, чем в подстилающих меловых образованиях, и не превышает 1000–1500 м. Отложения палеоцена согласно залегают на меловых. В пределах северо-восточного борта ЕАП они представлены туфогравелитами и туфопесчаниками мощностью 30–50 м, а на остальной территории – чередованием глин и мергелей при общей мощности до 50–100 м. Их согласно перекрывают отложения нижнего, среднего и верхнего подотделов эоцена. Нижнеэоценовые отложения мощностью до 450–600 м включают чередование глин и мергелей, в которых в северо-восточном и северо-западном направлениях от центральной зоны ЕАП появляются "равновесные" прослои песчаников, известняков, туфопесчаников, алевролитов. Среднеэоценовые отложения мощностью до 150–350 м на северо-восточном крыле ЕАП представлены чередованием туфов, аргиллитов, мергелей, сменяющимся к юго-западу чередованием мергелей, туфопесчаников, песчаников. Верхнеэоценовые отложения мощностью до 600 м сложены глинами, песчаниками, мергелями, алевритами, реже доломитами и известняками. В эоценовых образованиях нередко присутствует гипс. В целом в разрезе палеоцен-эоценового комплекса общей мощностью до 1500 м наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают туфогенные и песчанистые разности среднего и верхнего эоцена. Туфовый материал особенно обилен на северо-восточном крыле ЕАП, вдоль линии Зардоб–Мурадханлы, где в течение среднего-позднего эоцена неоднократно возобновлялась активность вулканов. Вулканические постройки Кюрдамир-Саатлинской и Зардоб-Мурадханлинской островных гряд возвышались над уровнем

моря и подвергались денудации, формируя на примыкающих участках бассейна вулканогенный и терригенно-карбонатный комплексы, замещающиеся в центре ЕАП глубокоководными морскими фациями, которые на юго-западном борту ЕАП сменяются грубозернистыми разностями эоцена. Доминирующие литофации характеризуются восстановительной обстановкой и нормальной соленостью морского палеобассейна. Некоторое его опреснение отмечается в направлении бортов Куринской впадины благодаря интенсивному речному стоку со склонов Большого и Малого Кавказа [219, 238 и др.].

**Майкопский ( $P_3 + N_1^1 = \text{Мкр}$ ) водоносный комплекс** вскрыт на глубинах от 2–2,5 км в краевых частях КСП до 4–4,5 км в пределах ЕАП. В центральной части КСП отложения майкопа отсутствуют. Часть секущих более древние образования разломов субмеридионального простирания не достигает майкопского комплекса. Другая их часть затухает в его нижних и средних горизонтах, сложенных глинистыми осадками, вырождаясь во флексуры. Амплитуда сбросов не превышает 500–1000 м. На большей части территории майкопская свита залегает на подстилающих отложениях с угловым или стратиграфическим несогласием. Мощность свиты варьирует от 400 до 3000 м. Литологически она представлена слабо известковистыми глинами с прослоями песчаников, алевроитов и реже мергелей и доломитов. В региональном плане майкопская толща представляет собой относительно водоупорный комплекс, характерный для всего Кавказского региона. Этот мощный экран чрезвычайно затрудняет вертикальную циркуляцию подземных флюидов вне зон крупных проводящих разломов.

Исходя из данных о майкопской истории осадконакопления [238 и др.] в разрезе комплекса выделяют три стратиграфических уровня, соответствующих резкой смене литофаций: начало олигоцена, верхний олигоцен и нижний миоцен. Эта смена особенно отчетливо проявилась в прибортовых участках прогибов: на общем фоне глинистых разностей отмечается общее огрубление материала, появляется грубо-обломочный материал в континентально-лагунной фации – прослой и отдельные линзы песчаников, песков, алевролитов. Такие фациальные неоднородности определяют максимальную проницаемость майкопских отложений по латерали.

Майкопская свита характеризуется морскими и прибрежно-морскими условиями осадконакопления в застойной, существенно восстановительной обстановке, господствовавшей в придонной зоне (это одна из причин почти повсеместной нефтеносности майкопской серии в песчано-глинистых литофациях). Майкопское море обладало в среднем нормальной соленостью. Некоторое опреснение палеобассейна Куринской впадины имело место в олигоцене, а вблизи юго-западного борта ЕАП преобладало в течение всего майкопского века [238 и др.].

**Миоцен-плиоценовый (миоценовый) ( $N_2^1 - N_1^2$ ) водоносный комплекс** на большей части территории Куринской впадины представлен средне- и верхнемиоценовыми образованиями, а неотические и понтические отложения плиоцена развиты относительно локально. Поэтому в пределах района исследований уместно выделять миоценовый, а не миоцен-плиоценовый водоносный комплекс. Миоценовый комплекс состоит (снизу вверх) из отложений тархан-чокракского, караганского, конкского горизонтов и сарматского яруса. Горизонты относительно слабо нарушены разломами. Амплитуда сбросов, как правило, не превышает 100–200 м. Отложения миоценового водоносного комплекса согласно перекрывают майкопскую свиту. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 300–500 м до 4–4,5 км, возрастая от бортов Куринской впадины к осевой зоне КСП, где отложения тархана–сармата отсутствуют. Восточнее Западно-Каспийского разлома кровля комплекса погружается до 5–7 км и глубже. Отложения тархан-чокракского, караганского и конкского ярусов близки по составу и представлены глинами с прослоями мергелей и

песчаников. Доля карбонатной составляющей разреза возрастает в направлении КСП. Суммарная мощность этих трех горизонтов достигает 250–300 м. Сарматские отложения распространены более широко, чем подстилающие осадки миоцена, и представлены главным образом глинами, реже песчано-алевритовыми и карбонатными породами (мергелями, известняками, доломитами), причем последние преобладают в районе КСП. Мощность отложений сарматского яруса достигает 650–800 м. На них локально залегают песчано-глинистые осадки меотиса, которые размыты почти на всей территории изучаемого региона. Песчано-глинистые образования понтического яруса распространены восточнее Западно-Каспийского разлома. Общая мощность водоносного комплекса достигает 1000–1100 м.

В целом в строении комплекса доминируют глинистые разности, как и в майкопской свите. Учитывая относительно слабую нарушенность миоценовых отложений разломами, их можно рассматривать вместе с майкопскими как региональный "глинистый экран", затрудняющий вертикальные флюидные токи.

Начиная с карагана по мере омоложения слоев все контрастнее проявляются фаунистические и литологические признаки опреснения Куринского палеобассейна, которое достигло максимума в среднесарматском веке [219, 238 и др.].

**Водоносный комплекс продуктивной толщи ( $N_{2rg}^2$ )** на большей части территории развит слабо или отсутствует. Толща распространена в северо-восточной прибортовой полосе ЕАП и в пределах КСП. Отложения продуктивной толщи резко доминируют в разрезе чехла лишь восточнее Западно-Каспийского разлома (за пределами района исследований). Кровля свиты залегает моноклинально на глубинах от 1,5 до 3–3,5 км. Эти отложения, составляющие верхнюю часть среднего структурного этажа, в пределах района исследований не затронуты дизъюнктивными нарушениями, относительно слабо дислоцированы и перекрывают отложения меласармата с угловыми несогласиями. Литологически они представлены чередованием песчаников, алевролитов и песчанистых глин с редкими прослоями мергелей, известняков и туфогенных пород с общим огрублением обломочного материала в юго-западном направлении. Отложения продуктивной толщи выделяются в разрезе молассы наиболее высокими фильтрационными свойствами и, как правило, обогащены углеводородами. Мощность свиты возрастает от 100–200 до 2000–3000 м с запада на восток. Осадки содержат следы сильного опреснения среднеплиоценового Куринского бассейна, вызванного резко возросшим речным стоком в условиях увлажненного климата наряду с замедлением прогибания Южно-Каспийской впадины [219, 238 и др.].

Осадки акчагыльского яруса ( $N_{2ak}^3$ ), широко развитые во всем регионе, перекрывают отложения продуктивной толщи и более древних слоев миоцена–плиоцена с угловым и стратиграфическим несогласиями. Акчагыльский ярус представлен континентальными и морскими глинами с редкими прослоями песков, песчаников и вулканических пеплов. Отложения отличаются пологим залеганием и выдержанностью по площади; мощность их меняется от 200 до 500 м. Породы имеют морской генезис и несут признаки дальнейшего опреснения бассейна.

**Апшеронский ( $N_{3ar}^2$ ) водоносный комплекс** имеет самое широкое площадное развитие в Куринской впадине. Отложения апшеронского яруса залегают на глубинах 700–1000 м моноклинально, согласно перекрывая акчагыльские глины. В пределах района исследований разрывные нарушения в апшеронском комплексе не встречаются. Он представлен литологически сходными нижним, средним и верхним подъярусами, сложенными глинами с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей. В верхних интервалах преобладают грубо- и мелкообломочные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники. Апшеронский бассейн осадконакопления характеризует-

ся дальнейшим обмелением и опреснением, проявившимися особенно отчетливо в прибортовых зонах Куринской впадины. Коллекторские свойства пород водоносного комплекса сравнительно высоки, особенно в среднем и верхнем подъярусах апшерона.

Завершая структурно-фациальный анализ мезо-кайнозойского разреза Куринской впадины, отметим наиболее существенные особенности обводненности разреза.

1. Гидрогеологическая раскрытость разреза возрастает с глубиной. Региональное распространение акчагыл-постплиоценового глинистого экрана и увеличение с глубиной дизъюнктивной и пликативной дислоцированности все более древних пород создают предпосылки для нисходящего оттока седиментогенных вод кайнозоя из зоны элизионного отжатия при весьма затрудненном оттоке вверх.

2. В среднем и нижнем гидрогеологических этажах раскрытость разреза изменяется также и по латерали: она увеличивается к бортам прогибов, обрамляющих Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие. Эта тенденция связана с огрублением кайнозойских терригенных осадков вблизи областей их сноса и усилением степени дислоцированности пород мезо-кайнозоя в районах крупных тектонических нарушений, в частности Мингечаур-Ленкоранского и Западно-Каспийского глубинных разломов, ограничивающих поднятие.

3. В районе Кюрдамир-Саатлинского поднятия мезозойские вулканиты отличаются максимальной формационной однородностью из-за отсутствия или незначительного объемного вклада водоносных прослоев терригенного материала.

Две последние особенности позволяют считать это поднятие и прилегающие к нему крылья прогибов самостоятельной *Кюрдамир-Саатлинской структурно-формационной зоной*.

#### 4.1.4. Динамика и геохимия подземных вод

Предлагаемый анализ динамических и геохимических характеристик подземных вод основан на всех данных опробования глубоких скважин в пределах Куринской впадины на территории Азербайджана по состоянию на конец 1987 г. (см. Приложение 2). После отбраковки заведомо недостоверных и ненадежных данных для дальнейшей обработки оставлено около 700 определений пластового давления в 400 скважинах (см. Приложение 2.1) и около 500 определений химического состава подземных вод из 270 скважин (см. Приложение 2.2). Для нанесения на карту или разрез первичные данные осреднены по 48 опорным нефтяным структурам (площадям и месторождениям). Осреднение выполнялось следующим образом. На сводный геологический разрез данной площади наносились границы водоносных комплексов. Затем строился график распределения приведенного пластового давления, измеренного в различных скважинах данной площади, по глубине. Осредненное по этому графику значение давления, пересчитанное на высоту условного столба пресной воды, приписывалось соответствующему интервалу залегания водоносного комплекса. Средние содержания компонентов подземных вод в каждом водоносном комплексе, приписанные сводному разрезу площади, находились как среднее арифметическое из имеющихся определений.

Химическая типизация подземных вод, использованная при гидрогеологическом картировании (табл. 4.1), учитывает все содержания макрокомпонентов, превышающие 10 экв.%. Выбор такого порога чувствительности в применении к Куринской впадине, по нашим оценкам, позволяет избежать чрезмерной детализации изменений в пространстве состава вод, но при этом отследить основные тенденции и аномалии, характерные для данного региона. Химическая типизация представлена в табл. 4.1 в виде матрицы, где каждому типу воды присвоен указанный на картах,

**Таблица 4.1.** Химическая типизация подземных вод Куринской впадины  
 В символьных обозначениях состава (типа) воды ионы расположены в порядке возрастания  
 их содержания (в эквивалентной форме), превышающего 10 экв.%.  
 Указаны коды встреченных в регионе типов подземных вод

| Катионы  | Анионы |                     |                                       |                                       |                      |                                       |
|----------|--------|---------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|---------------------------------------|
|          | Cl     | SO <sub>4</sub> -Cl | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl | HCO <sub>3</sub> -Cl | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl |
| Na       | 11     | 21                  | 31                                    | 41                                    | 51                   |                                       |
| Ca-Na    | 12     | 22                  | 32                                    | 42                                    |                      |                                       |
| Mg-Ca-Na | 13     |                     |                                       |                                       |                      | 63                                    |
| Ca-Mg-Na | 14     |                     |                                       |                                       |                      |                                       |
| Mg-Na    | 15     |                     |                                       |                                       |                      |                                       |
| Na-Ca    | 16     |                     |                                       |                                       |                      |                                       |

разрезах и в каталоге (см. Приложение 2.2) двойной индекс: первая цифра – номер столбца (анионы), вторая – номер строки (катионы).

Расположение опорных нефтяных площадей показано на схематической карте распространения водоносных комплексов (см. рис. 4.2, вкл.).

Карты построены по пяти водоносным комплексам, представляющим основной интерес при анализе гидрогеологических условий региона (см. рис. 4.3–4.7 в тексте и 4.8 на вкл.). Разрезы охватывают весь изученный в гидрогеологическом отношении интервал глубин (см. рис.: 4.8 на вкл. и 4.9 – 4.11 в тексте.).

При построении карт и разрезов интерполяция данных, осредненных по опорным площадям, произведена с учетом структурных и литофациальных границ следующим образом.

Пьезометрические уровни вначале линейно проинтерполированы между опорными точками. В местах пересечения линии интерполяции с линией разлома определены величины среднего пьезометрического уровня  $H_{cp}$  и средней глубины залегания смежных крыльев разлома  $z_{cp}$ . Затем определялся средний коэффициент аномальности пластового давления

$$K_a = H_{cp}/z_{cp}.$$

Для дальнейших построений использовалось допущение, что в каждом крыле сброса пьезометрический уровень  $H$  связан с глубиной залегания водоносного комплекса  $z$  соотношением

$$H = K_a z,$$

на основании чего определялся перепад напоров  $\Delta H$  между смежными крыльями:

$$\Delta H = K_a \Delta z,$$

где  $\Delta z$  – амплитуда сброса. Таким образом, пьезоизогипсы, построенные путем линейной интерполяции, скорректированы вблизи разрывных нарушений, с учетом амплитуды последних.

Границы зон распространения подземных вод различного состава и минерализации наносились на гидрогеологические карты и разрезы тоже путем линейной интерполяции дискретных данных с последующей корректировкой. Корректировка заключалась в смещении гидрогеохимических границ по разрезу и в плане с учетом возможной роли разломов в распределении пластовых флюидов и экранирующей роли относительных водоупоров.



Во всех рассматриваемых водоносных комплексах латеральные изменения водопроводимости подчиняются общей закономерности изменения фильтрационных свойств, которая выявлена при структурно-фациальном анализе разреза. В районе Кюрдамир-Саатлинского поднятия, до накопления продуктивной толщи служившего областью сноса обломочного материала и обрамленного зонами тектонических нарушений, водопроводимость пород максимальна. Она убывает по падению слоев и в их наиболее погруженных участках минимальна. Подчиняясь этой тенденции, водопроводимость однотипно изменяется в пределах выделенных водоносных комплексов в следующих диапазонах значений (в  $\text{м}^2/\text{сут}$ ): меловой комплекс – от 2–3 до 10–30, палеоцен-эоценовый – от 0,1–0,5 до 50–55, майкопский – от 0,5 до 60–80, продуктивная толща – от 4–5 до 40–50, апшеронский – от 4–5 до 70–90 (по миоценовому комплексу такие данные отсутствуют).

*Меловой водоносный комплекс* (см. рис. 4.3) характеризуется широким диапазоном абсолютных отметок пьезометрических уровней: от 150–200 м в районе площади Саатлы до 3000–3200 м в районе площади Амирарх в центральной части Евлах-Агджабединского прогиба. В целом по району приведенные пластовые давления (пьезометрические напоры) минимальны в районе КСП. В пределах поднятия напоры убывают в направлении площади Саатлы, где Араксинский глубинный разлом нижнемелового возраста пересекает поднятие (по-видимому, именно этот разлом вскрыт Саатлинской СГС в районе отметки 8 км).

В *палеоцен-эоценовом водоносном комплексе* (см. рис. 4.4) приведенные пластовые давления практически повсюду выше, чем в меловом. Абсолютные отметки пьезометрических уровней возрастают от 500–1000 м в периферийных зонах ЕАП до 3500 м в его центре. Такое распределение напоров типично для элизионного режима подземных вод. Пьезометрическая поверхность повторяет форму распределения напоров в меловом водоносном комплексе (меловые отложения, видимо, наследуют распределение напоров, сложившееся в вышележащих пластах). По-видимому, перетекание воды из палеогеновых и более молодых слоев в меловой комплекс происходит как по площади всего контакта, так и по разломам. Оно, однако, затруднено на тех участках, где вертикальный градиент напоров приближается к единице.

*Майкопский водоносный комплекс* (см. рис. 4.5) изучен в гидродинамическом отношении только в пределах ЕАП. В центральной части прогиба, вблизи площади Амирарх, комплекс характеризуется максимальными для региона абсолютными отметками пьезометрических уровней – свыше 4000 м. При этом коэффициент аномальности давлений достигает 1,9–2,2, приближаясь к удельному весу вышележащих пород. Наблюдаемые аномально высокие пластовые давления (АВПД) объясняются, по-видимому, не только литификацией майкопских глин, но и весьма активной неотектоникой региона [140]. Быстрое прогибание ложа впадины приводит к формированию в пластичных глинистых слоях поровых давлений, близких к литостатическому. К этому эффекту роста литостатической нагрузки может добавляться действие высоких тангенциальных напряжений в регионе [217 и др.].

В краевых частях ЕАП напоры воды (абсолютные отметки пьезометрических уровней) в майкопском комплексе снижаются до 200–500 м и сближаются с напорами в перекрывающих и подстилающих слоях. В центральной части прогиба разница напоров больше, и, судя по наклону пьезометрической поверхности (см. рис. 4.11), может происходить разгрузка этих вод в смежные комплексы, причем в районе площадей Мурадханлы–Мильская и в нисходящем направлении – в эоценовые и меловые отложения.

Немногочисленные данные о пластовых давлениях в *миоценовом водоносном комплексе* (см. рис. 4.6) позволяют в первом приближении заключить, что напоры подземных вод относительно гладко изменяются от 300–400 м вблизи границ распространения комплекса до 2000 м в районе КСП. По нашему мнению, из-за отсутствия на поднятии майкопских и палеогеновых отложений миоценовый комплекс здесь характеризуется максимальными пластовыми давлениями, отмечая зону развития АВПД на глубинах порядка 2–3 км. Разгрузка пластовых вод миоценовых отложений частично осуществляется в меловые коллекторы в районе КСП и тяготеет к трансформальному разлому (площадь Саатлы).

*Продуктивная толща* (см. рис. 4.7) характеризуется в пределах района исследований относительно низкими положениями пьезометрической поверхности в верхней части, в интервале глубин 500–1800 м. Нижняя часть продуктивной толщи, наиболее мощная в Нижнекуринском прогибе, отличается значительно более высокими напорами пластовых вод (коэффициент аномальности достигает 1,9–2). Вследствие интенсивного освоения нефтеносных горизонтов продуктивной толщи измеренные пластовые давления, строго говоря, следует рассматривать как не подлежащие сопоставлению в плане и по разрезу.

В *апшеронском водоносном комплексе* пьезометрическая поверхность расположена вблизи земной поверхности или несколько выше нее, около нулевых абсолютных отметок. Максимальные отметки пьезометрического уровня составляют (в районе площадей Караджаллы, Сор-Сор, Джарлы) 240–380 м.

Перепад напоров между апшеронским и миоценовым водоносными комплексами, как видно на разрезе II-II (см. рис. 4.9), достигает в пределах КСП 1000–1500 м, а вертикальный градиент напоров, направленный вверх, достигает 1–1,5. В то же время перепад напоров между миоценовым и меловым водоносными комплексами значительно меньше – от 300 до 1000 м, а градиент напоров, направленный вниз, составляет 0,2–1. Очевидно, гидравлическая связь на этом участке между миоценовым и меловым комплексами лучше, чем между миоценовым и апшеронским, что соответствует заключению об экранирующей роли акчагыльских глин, слагающих основание верхнего структурно-гидрогеологического этажа.

Таким образом, основные гидродинамические особенности изучаемого разреза сводятся к следующему.

Максимальная проницаемость всего разреза установлена в пределах Кюрдамир-Саатлинской структурно-формационной зоны.

В средней части разреза молассы, на глубинах 2–3 км, регионально развита зона аномально высоких пластовых давлений. Ее возникновение отражает элизионный режим пластовых вод молассы. Уровень максимальных АВПД не имеет четкой стратиграфической привязки: зона пересекает границы от эоцена (площадь Советляр) до акчагыла (площадь Караджаллы). На общем фоне развития АВПД отмечаются гидродинамические аномалии, приуроченные к структурно-формационным неоднородностям. Отсюда вытекают два интересных следствия.

Во-первых, зона АВПД является "полихронной": общее распределение напоров не реагирует на стратиграфические границы, оно соответствует общему геоструктурному плану района исследований. (Этот факт, в частности, говорит о несовершенстве с точки зрения гидродинамики общепринятого гидрогеологического расчленения разреза по стратиграфическому признаку. Решающую роль в гидродинамике региона играет не возраст коллекторов, а структурные, фациальные и формационные неоднородности – латеральные и вертикальные.)

Во-вторых, ниже зоны АВПД приведенные пластовые давления убывают с глубиной и достигают минимальных значений в меловых отложениях, представленных вулканогенными и карбонатными (морскими) породами. Эта гидродина-

мическая инверсия указывает на возможность современной нисходящей фильтрации подземных вод ниже глубин 2–3 км почти на всей площади района исследований, а не только в разрезе Саатлинской СГС, как показано в главе 3. Вместе с тем на общем фоне распределения напоров обнаруживается тесная связь гидродинамических аномалий со структурными и фациальными неоднородностями. При общем нисходящем знаке потока ниже зоны АВПД он должен иметь сложно разветвленную структуру, тяготея к зонам повышенной проницаемости.

### *Гидрогеохимические особенности района исследований*

Пространственные вариации химического состава подземных вод могут трассировать пути их миграции в разрезе. Рассмотрим основные тенденции и локальные особенности изменений минерализации и макрокомпонентного состава подземных вод в пределах района исследований, показанные на рис. 4.3–4.11, и проанализируем их с учетом гидродинамических и геологических данных.

В меловом водоносном комплексе наиболее широко распространены воды хлоридного кальциево-натриевого состава (см. рис. 4.3). Их минерализация изменяется в основном от 10–20 г/л в ЕАП до 20–40 г/л в пределах КСП. На юге прогиба развиты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 4–5 (площадь Советляр) до 10–12 г/л (площади Ждановск, Ширинкум). В центральной части прогиба (площадь Зардоб) в виде контрастного пятна развиты гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые воды (тип 31) с минерализацией 8–15 г/л. В районе Мильской брахиантиклинали показаны предполагаемые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды, которые могут поступать из вышележащих коллекторов эоцена и майкопа по трещиноватым тектоническим зонам (о мотивах такого предположения см. ниже). В грабенообразном погружении около площади Ширванлы также локально, в виде контрастного пятна, развиты воды сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 10–20 г/л., вскрытые на площадях Гедакбоз и Борсунлы (за пределами района исследований). Эти воды могут поступать из эоценовых отложений. В целом минерализация воды убывает, и кальциево-натриевые воды сменяются натриевыми водами в направлении от поднятия к югу.

*Палеоцен-эоценовый водоносный комплекс* (см. рис. 4.4) сходен по гидрогеохимическому облику с меловым комплексом. Наиболее широко распространены хлоридные кальциево-натриевые воды. Их минерализация составляет 10–20 г/л на северо-восточном и юго-западном бортах ЕАП и убывает до 5–10 г/л вдоль осевой линии прогиба и в его северной части. Как и в меловых коллекторах, в отложениях палеоцена–эоцена на юге прогиба (площади Ждановск, Советляр) преобладают хлоридные натриевые воды с минерализацией 8–13 г/л. В наиболее погруженной части прогиба (площадь Зардоб) локально развиты воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 5–10 г/л, перетекающие в меловые отложения. В районе площади Мильская воды также контрастно выделяются своим гидрокарбонатным-хлоридным натриевым составом при минерализации около 20 г/л. В районе площади Ширванлы локально присутствуют воды сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 10–20 г/л, очевидно, поступающие по тектоническим нарушениям в меловые коллекторы. В целом в отличие от мелового водоносного комплекса минерализация вод палеоцен-эоценового комплекса несколько возрастает в южном направлении.

*Майкопский водоносный комплекс* (см. рис. 4.5) по гидрохимическому облику заметно отличается от двух вышележащих. Наиболее широко развиты хлоридные натриевые воды, минерализация которых возрастает от 5–10 г/л на юго-западном борту ЕАП до 20–25 г/л в северо-восточном направлении. Хлоридные

кальциево-натриевые воды занимают лишь ограниченную площадь на западе района (площадь Ширванлы), их минерализация составляет 15–20 г/л. Воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 15–20 г/л развиты на том же участке, но охватывают большую территорию (площади Мурадханлы, Мильская), чем в палеоцен-эоценовом водоносном комплексе. В целом воды майкопских отложений отличаются от вод палеоцен-эоценового комплекса преобладающим хлоридно-натриевым составом, несколько повышенной и убывающей в юго-западном направлении минерализацией, а также относительно высокой гидрогеохимической однородностью.

*Миоценовый водоносный комплекс* (см. рис. 4.6) по преобладающему составу подземных вод – хлоридному натриевому – аналогичен майкопскому. Однако минерализация подземных вод изменяется по площади иначе: она минимальна в осевой полосе ЕАП и максимальна вдоль его бортов, изменяясь от 10–15 до 30–40 г/л. Кроме того, хлоридные кальциево-натриевые воды присутствуют уже локально в районе расположенного на севере от площади Барда крупного сброса. Они, очевидно, поступают из майкопских отложений и растекаются от разлома в направлениях падения напоров. Воды этого состава локально развиты также в районе КСП (площадь Сор-Сор) наряду с хлоридными магниево-натриевыми водами (площадь Джарлы). Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 10–20 г/л локально присутствуют на сравнительно небольшой территории вокруг площади Зардоб, к западу от неогенового (сарматского) разлома, осложняющего западное крыло Мурадханлинской складки, по которому они, очевидно, и поступают из майкопского комплекса, перемещаясь по миоценовым коллекторам в западном направлении.

*Водоносный комплекс продуктивной толщи* резко отличается от нижележащих весьма однородным по латерали хлоридным кальциевым составом при сравнительно высокой минерализации – от 35–40 до 50–55 г/л (см. рис. 4.7). Лишь на площади Кюровдаг в верхней части продуктивной толщи присутствуют хлоридные натриевые воды с минерализацией около 20 г/л, а в нижней части толщи – сульфатно-хлоридные натриевые воды такой же минерализации (последние имеют, вероятно, техногенное происхождение).

Апшеронский водоносный комплекс в районе исследований очень плохо изучен в гидрогеологическом отношении. Судя по имеющимся данным, для него характерны хлоридные воды, минерализация которых возрастает от 10–20 г/л вблизи юго-западного борта ЕАП до 40–70 г/л в районе КСП. В районе площади Мурадханлы развиты гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией 70 г/л. В числе преобладающих катионов выступают натрий (площади Мурадханлы, Сор-Сор), реже магний и кальций (площади Караджаллы и в Нижнекуринском прогибе Кюровдаг, Мишовдаг).

Рассмотрим некоторые гидрогеохимические особенности района исследований, используя гидродинамические построения, а также результаты структурно-фациального анализа.

Прежде всего обращает на себя внимание несоответствие вертикальных вариаций гидрохимических показателей изменению солености Куринского палеобассейна во времени. До конца майкопа соленость в целом по району была нормальной, не считая юго-западной прибортовой зоны ЕАП, где в условиях мелких лагун происходило значительное опреснение морской воды за счет речного стока [238 и др.]. Резкое опреснение Куринского бассейна началось в середине миоцена (караган-конкское время) и продолжалось до апшеронского века. В самом деле, некоторое опреснение вод миоценового водоносного комплекса (10–20 г/л) по сравнению с водами майкопского комплекса (20–40 г/л) имеет место вдоль осевой полосы ЕАП. Однако в районе юго-западного и северо-восточного бортов прогиба,

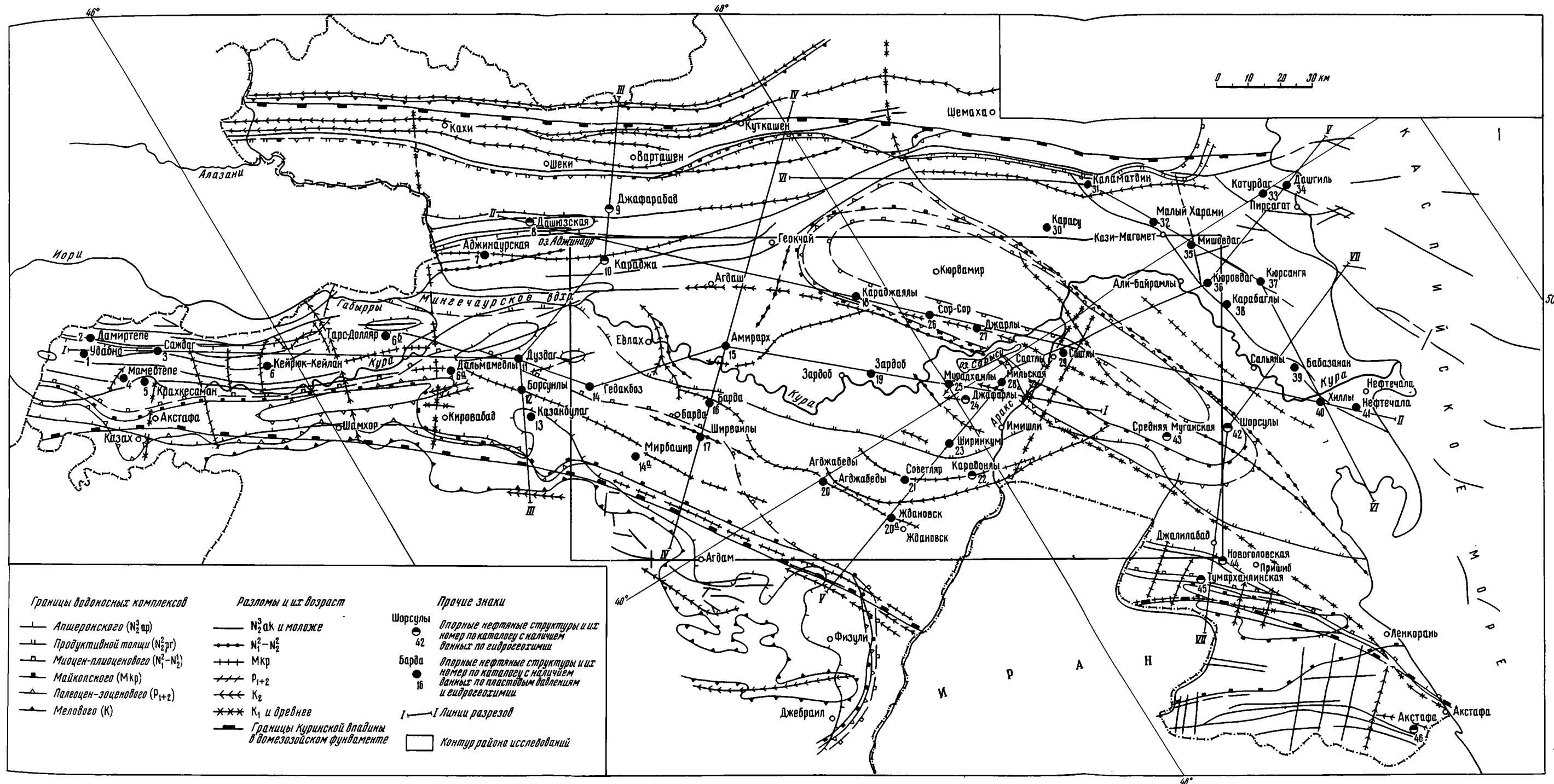


Рис. 4.2. Карта распространения водоносных комплексов и разновозрастных разломов Куринской впадины (на территории Азербайджана). Составлена Л.Е. Яковлевым (1987 г.). Контуром показан район в центральной части Куринской впадины, представленный гидрогеологическими картами водоносных комплексов на рис. 4.3–4.7

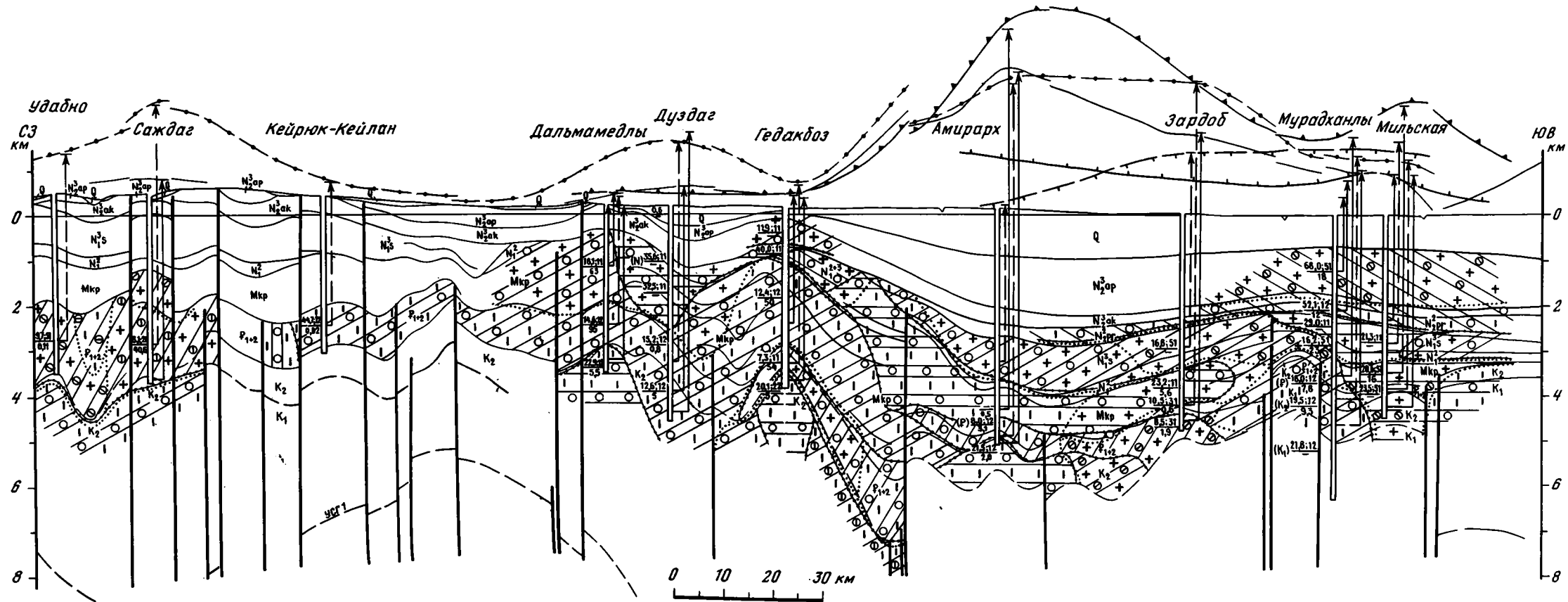


Рис. 4.8. Гидрогеологический разрез по линии I-I  
 Условные обозначения см. на рис. 4.3

а также КСП минерализация вод миоцена повышается до 30–40 г/л. Еще выше (от 35 до 55 г/л) минерализация вод в продуктивной толще, хотя на середину плиоцена, когда она накапливалась, приходится максимум опреснения бассейна [238].

Вероятно, степень опреснения Куринского палеобассейна в неогене была неодинакова по площади. Поскольку опреснение вызывалось активной разгрузкой рек, оно сильнее всего проявлялось в условиях мелких лагун вблизи бортов впадины и в меньшей степени сказывалось в ее осевой зоне, в районе КСП. Действительно, наблюдаемая здесь минерализация воды отличается повышенными значениями по сравнению с водами периферийных участков впадины; по глубине минерализация меняется в сравнительно узком диапазоне (35–45 г/л). В комплексах, подстилающих апшеронский, состав воды в районе КСП также стабилен по глубине – хлоридный кальциево-натриевый и соответствует составу нормального морского солевого комплекса погребенных вод [174]. Однако это не может объяснить наблюдаемую гидрохимическую инверсию. Она явно указывает на вытеснение конседиментационных вод чужеродными флюидами. Необычайно монотонный по латерали хлоридный кальциево-натриевый состав вод продуктивной толщи свидетельствует о полном и равномерном латеральном замещении в продуктивной толще конседиментационных вод более солеными водами. Как показывает распределение напоров в невозмущенной эксплуатацией нижней части толщи (например, на месторождении Кюровдаг приведенный напор в нижней части толщи достигает отметки 3250 м над уровнем моря, см. Приложение 2.1), эти рассолы инъецировались вдоль Западно-Каспийского разлома из Нижнекуринского прогиба.

Примечательно, что латеральное замещение вод продуктивной толщи никак не повлияло на гидрохимический облик сравнительно низконапорных вод вышележащего апшеронского водоносного комплекса. Судя по имеющимся отрывочным данным, вода апшеронского комплекса довольно резко отличается от воды не только продуктивной толщи, но и более древних водоносных комплексов повышенной минерализацией и составом. Очевидно, акчагыльские глины, подстилающие апшеронский комплекс, служат водоупором, который препятствует перетоку воды между ними. Существование такой гидрохимической границы подтверждает экранирование восходящего потока флюидов акчагыльскими глинами.

Наряду с этим отсутствуют признаки поступления флюидов в продуктивную толщу и снизу – из миоценовых и майкопских отложений. В отложениях миоцена, напротив, такие признаки можно различить. Как упоминалось, миоцен-плиоценовые отложения также несут признаки опреснения палеобассейна, особенно интенсивного вдоль юго-западной границы их распространения. Однако именно здесь воды этих отложений отличаются повышенной минерализацией (до 30–40 г/л). Появление этих вод, очевидно, связано с их подтоком из высоконапорных майкопских слоев в центральной части ЕАП и миграцией в юго-западном направлении по восстанию миоценовых слоев. Признаки более далекого продвижения вод миоцена отсутствуют.

Рассмотренные примеры латерального перемещения флюидных масс указывают на совпадение пространственных гидрогеохимических неоднородностей с фильтрационными (структурными и фациальными) и их соответствие распределению напоров. Такие комбинированные признаки сравнительно локальных перемещений можно видеть и в других фрагментах изучаемого разреза, вплоть до мелового водоносного комплекса. Несколько частных примеров такого рода заслуживают индивидуального рассмотрения.

Разрез южного борта ЕАП (площади Агджабеды, Ждановск, Советляр, Ширинкум) отличается повышенными фильтрационными свойствами коллекторов (водопроницаемость составляет 20–50 м<sup>2</sup>/сут) и высокой степенью дислоцированности слоев по разломам. Здесь отмечается также глубокое опреснение подземных вод от

майкопа до мела с инверсией минерализации по глубине вблизи разлома, пересекающего площадь Советляр. Соотношения пьезометрических уровней в плане и по разрезу показывают, что в районе площади Советляр опресненная вода частично поступает по этому разлому из палеогенового комплекса в меловой, где по северо-восточному крылу разлома поток движется в направлении площади Карадонлы. Восточнее Карадонлы вода разгружается по плоскости того же разлома в нижележащие горизонты мезозойских отложений.

Предложенная интерпретация данных на указанном участке подтверждается результатами гидрогеологического опробования четырех скважин на площадях Советляр, Мир-Башир и Джарлы [М.С. Агаларов, А.К. Алиев, 1969 г.]. Руководствуясь гидрохимическими критериями, эти исследователи установили аллотипное происхождение вод мезозойских отложений и констатировали идентичность мезозойских вод в районе площади Советляр водам эоцена.

В районе площадей Ширванлы–Гедакбоз локально развиты сульфатно-хлоридные воды, контрастно выделяющиеся на общем фоне вод хлоридного состава палеогенового и мелового водоносных комплексов. Распределение пьезометрических напоров показывает, что сульфатсодержащие воды в районе площади Ширванлы поступают по разломам из эоценовых коллекторов, в которых присутствует гипс [Г.А. Алиев и др., 1978 г.], в меловые отложения. Далее поток движется по меловым коллекторам вдоль разломов, образующих грабенвидный провал, растекаясь в виде шлейфа в северо-западном направлении.

Похожая гидрогеологическая картина наблюдается в районе площади Зардоб, где без видимых тектонических нарушений воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава перетекают из палеоцен-эоценовых коллекторов в меловые отложения, чему способствует высокий вертикальный градиент приведенного пластового давления, близкий к 3,0.

Не менее контрастная гидрогеохимическая аномалия наблюдается в районе площадей Мильская, Мурадханлы и Зардоб. Она представлена гидрокарбонатно-хлоридными водами на фоне вод хлоридного состава. В соответствии с распределением напоров гидрокарбонатсодержащие воды генерируются литифицирующимися осадками майкопа в районе площади Мильская. Часть воды отжимается вниз, в отложения палеоэоцена–эоцена. Другая часть потока перемещается по латерали к Мурадханлинской складке и там по разлому, секущему сарматские отложения, полностью разгружается в миоценовый водоносный комплекс, имея форму вытянутого рукава в разрезе (см. рис. 4.9) и изометричного пятна в плане. Нисходящая ветвь потока, судя по распределению напоров, минуя слои палеоэоцена–эоцена, достигает мелового водоносного комплекса, по которому перемещается к Мингечаур–Ленкоранскому разлому, проводящему поток в глубокие недра мезозойского основания.

Распространение участков более или менее вероятного развития нисходящей фильтрации элизонных вод в пределах Куринской впадины показано на рис. 4.12.

Итак, региональный анализ показал, что нисходящее движение подземных вод, установленное ранее в Саатлинской сверхглубокой скважине (глава 3), проявляется и в районе пересечения крупного разлома восточнее площадей Советляр–Карадонлы с Араксинским глубинным разломом. Признаки его видны и на других участках – в районах площадей Зардоб, Ширванлы–Гедакбоз, Мильская–Мурадханлы, Барда–Амирарх. Судя по распределению напоров, оно охватывает все Кюрдамир–Саатлинское поднятие. Таким образом, это явление охватывает всю центральную часть Куринской впадины, т.е. имеет не узлокальный, а региональный характер.



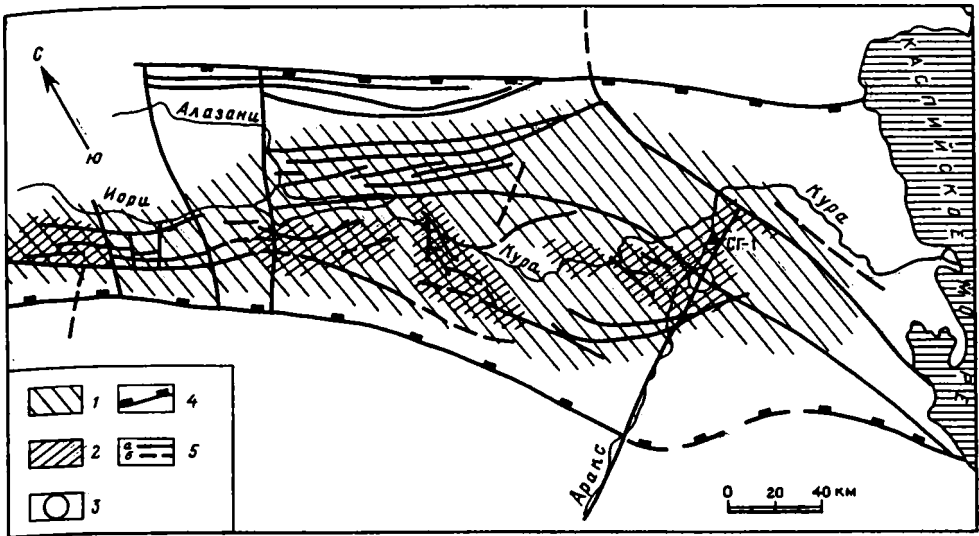


Рис. 4.12. Схема нисходящей фильтрации элювиальных вод в пределах Кури́нской впадины

1 – область существования благоприятных предпосылок для нисходящей фильтрации элювиальных вод в погребенные комплексы мезозойского основания чехла; 2 – участки наиболее вероятной интенсивной инфильтрации элювиальных вод в основании чехла; 3 – крупный дизъюнктивный узел, образованный переобочением Араксинского и Мингечаур-Ленкоранского разломов, с максимальной для данного района вертикальной проницаемостью разреза; 4 – границы Кури́нской впадины; образованные глубинными разломами (см. рис. 4.1, 4.2); 5 – крупные тектонические нарушения (а – установленные, б – предполагаемые)

Причиной этого явления, впервые обнаруженного в таких масштабах, мы считаем процессы, теоретически обоснованные в главе 2. Назовем его *метаморфогенной инфильтрацией флюидов*, или *М-инфильтрацией*, имея в виду, что она спровоцирована метаморфизмом погребенных базитов.

Как показали проведенный теоретический анализ и рассмотренный экспериментальный материал, для развития М-инфильтрации необходимы:

1) проницаемое тело базитов, находящихся в *P-T* условиях зеленокаменного метаморфизма и лишенных внутренних ресурсов воды для завершения реакций метаморфизма (в Кури́нской впадине таким телом является вулканогенная толща);

2) внешний источник воды, в котором флюидное давление достаточно велико для возбуждения инфильтрации воды в тело базитов (в данном случае – молассовая толща);

3) гидравлическая связь между телом базитов и внешним источником воды (возникновение и подновление разломов, формирование структурных, фациальных окон и т.д.).

Совпадение всех трех условий в пространстве и времени следует считать признаком М-инфильтрации в данном участке земной коры. Такое совпадение отличает, в частности, Курдамир-Саатлинскую структурно-формационную зону.

В свете таких представлений рассмотрим эволюцию гидрогеологических условий Восточного Закавказья.

## 4.2. ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ В КАЙНОЗОЕ

Эти особенности теснейшим образом связаны со спецификой геологического строения исследуемого региона.

Согласно литературным данным, на территории всего Закавказья чрезвычайно широко распространена юрско-меловая вулканогенно-осадочная толща [5, 6, 217, 218]. Она представляет собой мощный (4–5 км и более) вулканический покров – фрагмент базальтово-андезитового комплекса вулкаников, распространенного во всей Альпийской складчатой области [39, 75, 136]. В Закавказье мезозойские вулканики выходят на поверхность в пределах Малого Кавказа и Талыша и под молассовым покровом Куринской впадины вскрыты скважинами, в том числе Саатлинской сверхглубокой. На принадлежность этих пород к единому Закавказскому вулканоплутоническому комплексу указывает сходство их петрохимических и изотопно-геохимических особенностей. В частности, вулканики Закавказья, образовавшиеся в течение юры, мела и палеогена, относятся к единой известково-щелочной серии и отличаются повышенной общей щелочностью при увеличенном отношении калия к натрию [3, 5, 133 и др.]. Раннеальпийский тектоно-магматический цикл проявился в пределах Родопско-Понтийской (Закавказской) островной дуги [6, 37], или Закавказско-Понтийского срединного массива [4, 138, 218], бурной вулканической деятельностью. В пределах Куринской впадины вулканическая активность, начавшись в ранней юре, достигла апогея в байосское время и неоднократно возобновлялась до середины мела, а местами до эоцена и позже. Затухание вулканической активности сопровождалось внедрением интрузий среднего и кислого состава. По общему мнению, извержения вулканов происходили преимущественно в субаэральных условиях. На эксплозивный характер раннеальпийского вулканизма в этом регионе указывает преобладание пирокластики в составе изверженных пород: туфы, туфобрекчи, туфопесчаники составляют примерно 3/4 объема вулканогенного комплекса [238]. Благодаря господству высокопористого туфогенного материала в разрезе, развитию экзогенной трещиноватости в древних корах выветривания погребенных лавовых потоков, зон термического, хемогенного и тектонического разуплотнения, соединенных крупными субвертикальными дизъюнктивными нарушениями, вулканогенная толща Закавказья может рассматриваться как проницаемый порово-трещинный комплекс.

В пределах Закавказского базальтового пояса существовали в альпийское время и частично сохранились до настоящего времени *P–T* условия зеленокаменного метаморфизма вулкаников от цеолитовой до зеленосланцевой фации. Так, сильно изменены (особенно в приразломных зонах) мезозойские вулканики, выходящие на поверхность горных сооружений Малого Кавказа и Талыша [4, 37]. Глубокая серпентинизация гипербазитов отличает офиолиты Севано-Акеринской структурно-формационной зоны. В свою очередь, вулканики Куринской впадины, залегающие на глубинах от 3 до 8–10 км и более (?), находятся в температурных условиях, благоприятных для протекания низкотемпературного метаморфизма (эпигенеза): от 60–70 до 200–250°C [30, 57, 60, 212 и др.].

В прогибах Куринской впадины вулканогенная толща должна содержать прослой метапелитов. Об их суммарном объемном вкладе в мезозойский разрез прогибов можно косвенно судить по формационному облику аналогичных отложений, обнажающихся в горно-складчатом обрамлении впадины. Некоторым вкладом метапелитов характеризуется и мезозойский разрез, изученный на Малом Кавказе [75, 218 и др.]. Однако в пределах Кюрдмир-Саатлинской структурно-формационной зоны (этот участок распространения вулкаников называют также Талыш-Вандамским) метапелитовые прослой отсутствуют.

Таким образом, по признаку максимальной формационной однородности с учетом проницаемости пород и существования  $P-T$  условий метаморфизма наиболее благоприятны для развития  $M$ -инфильтрации Кюрдмир-Саатлинское погребенное поднятие и его склоны.

Накопление вулканитов, хотя и происходившее, как отмечалось, преимущественно в субэвральской обстановке, сопровождалось захоронением некоторого количества воды в зонах экзогенного и литологического (термического) разуплотнения и прослоях метapelитов. В базитах содержание воды (в микропорах и в связанном виде) вряд ли превышало обычное значение – 1 мас.% [212, 213, 253]. По-видимому, гидротермальное преобразование базальтов отчасти происходило уже по мере их накопления под действием высокой тогда температуры с участием воды, содержащейся в разрезе комплекса. Однако степень такого преобразования в юрско-меловое время была невелика, о чем говорят следы лишь начального зеленокаменного метаморфизма (диагенеза) в керне Саатлинской СГС. Имевшихся ресурсов захороненных вод не могло хватить для завершения таких преобразований даже в локальных зонах повышенной проницаемости. Как известно, для полного метаморфизма базальтов необходимо добавление к ним до 30 об.% воды. Однако среднее по разрезу объемное содержание захороненной воды было на 1–2 порядка меньше, ибо общая пористость пород в зонах разуплотнения, судя по керну СГС, не превышала 1–2 об.% (см. раздел 3.3.2). Поэтому  $M$ -инфильтрация могла охватывать только наиболее прогретые участки разреза вулканитов, где гидратация пород, чувствительная к температуре [100, 212 и др.], шла с максимальной скоростью. К середине мела эти явления должны были прекратиться из-за исчерпания внутренних источников воды в разрезе вулканитов и обезвоженные трещины отчасти сомкнулись под действием литостатической нагрузки.

Дальнейшее преобразование вулканитов возможно только при наличии внешних по отношению к их толще источников воды. Мог ли им быть подстилающий кристаллический фундамент? Как упоминалось в предыдущем разделе, на большей части Куринской впадины фундамент сложен главным образом океаническими базитами (энсиматический блок). Современные температуры в его верхних этажах (от 200–250 до 400–500°C) соответствуют условиям зеленокаменного метаморфизма пород основного состава [57 и др.]. Уже поэтому породы фундамента не могут быть источником воды для метаморфизма альпийских вулканитов. Даже если в фундаменте и содержалось какое-то количество погребенной воды, то его породы, претерпевая гидратацию, так же как и вулканиты мезозоя, поглощали бы ее, а не отдавали. Следовательно, внешний источник воды должен находиться выше толщи вулканитов. Результаты, полученные благодаря бурению Саатлинской СГС и региональным гидрогеологическим исследованиям Куринской впадины, показывают, что таким источником является молассовая толща, испытывающая литификацию. Разнообразные эмпирические данные, рассмотренные выше, показывают, что элизионное отжатие седиментогенных вод молассы происходит преимущественно в нисходящем направлении.

Терригенный покров с прослоями эффузивов, слагающий чехол Куринской впадины, существовал далеко за ее пределами в период с конца позднего мела до середины–конца эоцена [37, 186]. Позже, в процессе орогенеза, начавшегося в конце эоцена, этот чехол на территории Большого и Малого Кавказа был большей частью размыт. Некоторые исследователи указывают на аллотигенный, или метасоматический, характер зеленокаменного метаморфизма мезозойских вулканитов Малого Кавказа [37]. В Сомхето-Кафанской, Севано-Акеринской и других структурно-формационных зонах они предполагают поступление метаморфизирующих гидротерм из пород основания по развитой здесь зоне Заварицко-Беньюфа. Не исключая такую возможность, следует отметить, что проекция этой зоны на

площади Малокавказского блока относительно невелика. С не меньшим основанием можно допустить, что другим источником аллотигенных растворов была размытая здесь в орогенную стадию терригенная толща, развитая на всей территории Кавказа до орогенеза. Кроме того, изотопные индикаторы указывают на участие вод молассы в преобразовании мезозойских вулканитов, вскрытых Саатлинской СГС, при отсутствии каких бы то ни было следов притока ювенильных  $H_2O$  или  $CO_2$  (см. раздел 3.4). Вероятнее всего, литификация молассы обеспечивала приток метаморфизирующих растворов в толщу вулканитов на большей части территории Малокавказского региона. Такой "метаморфогенный" поток мог существовать до тех пор, пока моласса не была эродирована. Исследования изотопного состава кислорода и других элементов во вторичных минералах ныне обнаженных метавулканитов могли бы проверить правильность этого предположения, но пока таких исследований не было.

Для реализации М-инfiltrации подземных вод необходимо наличие не только двух резервуаров – их потенциального поглотителя (базиты) и возможного источника (вышележащие осадочные породы, подвергающиеся уплотнению), но и гидравлической связи между ними (третье условие). Эта связь может носить более или менее локализованный характер. Существование открытых разломов, которые могут в настоящее время служить путями проникновения кайнозойских вод в глубь толщи вулканитов, не вызывает сомнения. Такие разломы вскрыты Саатлинской СГС (см. главу 3) и некоторыми глубокими скважинами на разведочных площадях Кюрдамир-Саатлинского поднятия, например скв. 3 и 4 на площади Джарлы [К.А. Исмаилов и др., 1977 г.]. Заполненные брекчированным материалом зоны разломов могут играть роль дрен, собирающих воду из песчанистых прослоев молассового комплекса и питающих водоносные горизонты вулканитов. На Малом Кавказе в естественных обнажениях встречено большое количество подобных трещиноватых и брекчированных тектонических зон, к ним приурочены области максимального зеленокаменного изменения вулканитов [37].

Вертикальная гидрогеологическая раскрытость альпийского осадочно-вулканогенного чехла, обусловленная пропускной способностью субвертикальных разломов, неоднократно изменялась во времени. Возникновение новых и подновление старых разломов связано с блоковыми подвижками, которые сопутствовали развитию складок [219, 235, 237]. Оживление разломов происходило преимущественно на заключительных фазах наиболее интенсивных эпох складчатости – миоцен-плиоценовой и верхнеплиоцен-антропогеновой [219]. Повышенная активность разломов проявлялась в конце миоцена (в сарматском веке) и наблюдается в настоящее время [140, 326].

Помимо трещиноватых тектонических зон, гидравлическая связь разноглубинных резервуаров определяется наличием структурных и формационных неоднородностей. Крупной структурной неоднородностью является горстообразное Кюрдамир-Саатлинское поднятие в пределах Куринской впадины. Амплитуда ограничивающих его сбросов изменяется от 1–2 км вдоль Мингечаур-Ленкоранского разлома до 5–10 км вдоль Западно-Каспийского. Кайнозойские метаморфизирующие растворы могли свободно проникать внутрь поднятия не только сверху, но и с боков, поступая непосредственно из песчаных слоев молассовой толщи в субгоризонтальные разуплотненные слои вулканитов, на что обращается внимание в работе [107].

В свете представления об М-инfiltrации развитие нисходящих метаморфогенных токов в Восточном Закавказье в период с позднего мела до настоящего времени должно было претерпеть три этапа.

На первом этапе (поздний мел–средний эоцен) М-инfiltrация охватывала пределы всего Закавказья за исключением возвышавшихся над уровнем моря

Кюрдамир-Саатлинского, Шамхорского, Дзирульского и других поднятий Закавказской островной дуги. По-видимому, на территории Малого Кавказа (Севано-Акеринская, Сомхето-Кафанская и другие зоны) М-инfiltrация была более активной, чем в погруженных частях Куринской впадины. Об этом свидетельствуют глубокие изменения метаморфитов Малого Кавказа, что означает почти полное завершение в начале кайнозоя их диафтореза и сопутствующей нисходящей М-инfiltrации, тогда как на некоторых участках Евлах-Агджабединского прогиба последняя продолжается, очевидно, до сих пор (районы разведочных площадей Зардоб, Ширванлы, Карадонлы и др.).

На втором этапе (верхний эоцен—средний плиоцен), когда начались орогенез и пенепленизация горных сооружений Малого и Большого Кавказа, приток кайнозойских флюидов в толщу вулканитов замедлялся по мере эродирования молассы и остывания поднимающихся участков коры. Некоторое количество воды могло проникать в боковые зоны Кюрдамир-Саатлинского поднятия. В целом же флюидный режим стал весьма замедленным, М-инfiltrация была повсюду заторможена до начала позднеплиоценовой трансгрессии.

На третьем этапе (акчагыл—антропоген) в ускоряющееся погружение Куринской впадины было вовлечено Кюрдамир-Саатлинское поднятие. Скорость погружения этого блока изменилась от 0,2–0,3 мм/год в акчагыльском веке до 1,5–2 мм/год в четвертичное время, причем четвертичные подвижки дифференцировались по площади (особенно контрастно по обрамляющим поднятие глубинным разломам), местами даже сменили знак [140]. Погружение вулканитов в область более высоких температур способствовало усилению их зеленокаменного метаморфизма со смещением равновесия вторичных процессов из низких фаций в фацию зеленых сланцев. Высокая активность глубинных разломов, ограничивающих поднятие, способствовала активизации флюидного режима в пределах поднятия и развитию М-инfiltrации. Интенсивность последней здесь возрастала по мере прогибания Куринской впадины.

Разработанная пространственно-ретроспективная гидрогеологическая модель региона показала, что метаморфогенная инfiltrация седиментогенных вод молассы, вероятнее всего, была в течение кайнозоя господствующим фактором в формировании флюидного режима глубоких зон земной коры Восточного Закавказья и Закавказского "базальтового" ("андезитового") пояса в целом. В Куринской впадине этот процесс наиболее интенсивно развивался с конца плиоцена в Кюрдамир-Саатлинской структурно-формационной зоне, где он активен в настоящее время.

Рассмотренная концепция эволюции флюидного режима земной коры Восточного Закавказья стимулирует анализ возможных геологических следствий метаморфогенной инfiltrации флюидов как в Закавказье, так и в других районах планеты, где наблюдаются признаки течения этого процесса в настоящее время и (или) в прошлом.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОЙ ИНФИЛЬТРАЦИИ

Как упоминалось в главе 1, фундаментальным свойством процессов, протекающих в земной коре с участием воды, является их сопряженность или взаимная обусловленность, на что обратил внимание еще В.И. Вернадский. В главе 2 было показано, что это свойство имеет простое математическое выражение для системы вода–порода в виде уравнения непрерывности, подчиняющегося закону сохранения массы и описывающего обратные связи между четырьмя классами процессов: механическими, транспортными (процессами массопереноса), химическими и термическими. Взаимное влияние этих процессов в земных недрах было там же проанализировано в общих чертах. В следующих главах было специально исследовано крупномасштабное гидродинамическое явление химической природы – нисходящая М-инфильтрация элизионных флюидов, обнаруженная в Закавказье. Рассмотрим теперь на базе этих теоретических и эмпирических результатов с привлечением других региональных и локальных примеров особенности процессов переноса вещества, энергии и механических деформаций в условиях земной коры.

### 5.1. ГИДРОДИНАМИКА ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА С МЕЛАНОКРАТОВЫМ ОСНОВАНИЕМ

Куринская впадина относится к осадочным бассейнам (ОБ) элизионного типа. Их отличает преимущественное развитие слабо литифицированных глинистых отложений, генерирующих газо-водные флюиды под аномально высоким пластовым давлением (АВПД), достигающим сублитостатических значений [165, 167, 222, 223 и др.]. Другая особенность Куринской впадины – базитовый состав ее основания (здесь и далее под основанием подразумеваются кристаллические породы, перекрытые терригенно-осадочным чехлом и образующие нижний гидрогеологический этаж в разрезе региона). Такое строение характерно для многих ОБ – межгорных впадин подвижных поясов (зон эпиплатформенного орогенеза), континентальных рифтов (включая погребенные под осадками траппы – продукт рассеянного спрединга [110]), перекрытых осадками кимберлитов, впадин авлакогенов, активных континентальных окраин (перикратонных морей, задугового спрединга), а также некоторых океанических впадин с чехлом повышенной мощности.

Осадочные бассейны с меланократовым основанием формировались на протяжении всей геологической истории. Наиболее древние реликты таких структур сохранились на платформах с докембрийским фундаментом и в их складчатом обрамлении в виде офиолитовых (базит-гипербазитовых) комплексов докембрия (см., например, [188, 191]).

Как показано выше (см. разделы 3.5.2 и 4.1.5), главной гидродинамической особенностью флюидного режима элизионного бассейна с меланократовым основанием является вертикальная инверсия приведенных пластовых давлений (рис. 5.1). В отдельных публикациях встречаются указания на существование подобной ин-

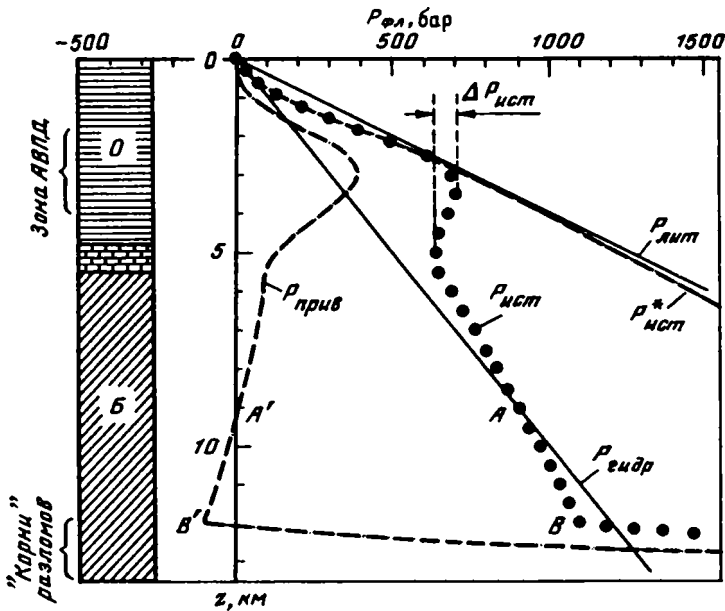


Рис. 5.1. Вертикальные вариации  $P_{фл}$  (истинного  $P_{ист}$  и приведенного  $P_{прив}$ ), характерные для элизионного бассейна, в котором терригенно-осадочный чехол (О) подстилается базитовым основанием (Б). Изменение литостатического давления  $P_{лит}$  вычислено при плотности пород чехла –  $2,5 \text{ г/см}^3$  и основания –  $2,7 \text{ г/см}^3$ . Гидростатическое давление  $P_{гидр}$  отвечает плотности воды  $1 \text{ г/см}^3$ . Пояснения в тексте

версии и в других ОБ с меланократовым основанием, например в Западной Сибири [72]. Показанные на рис. 5.1 вертикальные вариации флюидного давления (истинного  $P_{ист}$  и приведенного  $P_{прив}$ ) отражают в обобщенном виде эмпирические данные по Саатлинской и другим глубоким скважинам Куринской впадины, рассмотренные в главах 3 и 4. Обобщенный разрез бассейна представлен осадочным чехлом (О) и базитовым основанием (Б). В средних слоях чехла развита зона АВПД: на глубинах порядка 2,5–3 км истинное пластовое давление достигает сублитостатических значений ( $P_{ист} \cong P_{лит} \cong 600\text{--}700$  бар), а приведенное – абсолютного максимума ( $P_{прив} \cong 400$  бар = 4000 м водяного столба над уровнем моря; см. рекордные абсолютные отметки пьезометрических уровней в скважинах Куринской впадины, Приложение 2.1). Ниже пьезомаксимума приведенное давление убывает с глубиной, отражая нарастающий вниз по разрезу отрицательный объемный эффект реакций гидратации базитов (см. раздел 2.3). Для сравнения, на том же графике показано распределение флюидного давления  $P_{ист}^*$ , отвечающее классическим представлениям о вертикальной гидродинамической зональности, которые были заложены на рубеже 30–40-х годов в трудах Ф.А. Макаренко и Н.К. Игнатовича и широко использовались в дальнейшем [73, 165, 167, 222, 223 и др.]. Согласно этому распространенному подходу, в нижнем гидрогеодинамическом этаже флюидное давление, как правило, равно геостатическому и флюиды, находясь в относительном покое, отжимаются в небольшом количестве в верхние песчано-глинистые слои чехла, а затем – из центра к периферии бассейна.

Вертикальный градиент приведенного флюидного давления

$$I = \text{grad } P_{прив} = 0,1 \nu / k_{ф} \quad (5.1)$$

отвечает закону Дарси

$$v = 10k_{\phi}I, \quad (5.2)$$

где множитель 10 означает перевод давления (в бар) в напор водяного столба (в м), скорость фильтрации  $v$  имеет величину порядка первых мм/год ( $v \sim 10^{-10}$  м/с  $\approx 10^{-5}$  м/сут), а коэффициент фильтрации  $k_{\phi}$  варьирует в широких пределах в зависимости от интегральной проницаемости разреза. В "песчаных дайках" осадочного чехла [222], сильноотрицательных породах (в зонах разуплотнения – контракционного, тектонического и т.п.), кавернозных известняках  $k_{\phi}$  может достигать 10–100 м/сут и более, а в основном объеме слабопроницаемых пород чехла и основания  $k_{\phi}$  не превышает  $10^{-6}$ – $10^{-7}$  м/сут [36]. Таким образом, размах локальных значений  $k_{\phi}$  достигает 9 порядков величины, и породы проявляют свойство избирательной проницаемости, известной под названием двойной пористости: поток флюидов развит во всем объеме пород, но основными его проводниками служат подчиненные по объему зоны повышенной проницаемости (см., например, [137]). Эти зоны выполняют роль магистральных дрен, формирующих крупноячеистую структуру нисходящего в целом потока флюидов (см. главу 3). Если интегральное значение коэффициента фильтрации, определяющее проницаемость базитового субстрата для нисходящей М-инфильтрации флюидов, не превышает  $k_{\phi} \sim n \cdot 10^{-5}$  м/сут =  $n \cdot 10^{-10}$  м/с, т.е. превышает  $k_{\phi}$  пелитовых осадков примерно на 1 порядок величины [36], то средневзвешенный градиент приведенного давления, определяемый по формуле (5.1), равен  $I \approx -0,3 = -30$  бар/км. При таком темпе падения с глубиной истинное пластовое давление  $P_{\text{ист}}$  на некотором удалении от подошвы чехла пересекает линию нормального гидростатического давления  $P_{\text{гидр}}$  (точка  $A$  на рис. 5.1). Соответствующее приведенное давление  $P_{\text{прив}}$  пересекает ось ординат (точка  $A'$  на рис. 5.1) и оказывается отрицательным, а пьезометрический уровень – ниже земной поверхности. В самом деле, околонулевые и даже отрицательные отметки пьезометрического уровня относительно дневной поверхности зафиксированы под осадочным чехлом в некоторых глубоких скважинах Куринской впадины (см. раздел 4.1.5 и Приложение 2.1). В Саатлинской СГС флюидные давления в вулканогенном разрезе тоже близки к гидростатическим, а на глубине 8 км, вероятно, даже ниже таковых, судя по данным гидрогеологического каротажа (см. разделы 3.2 и 3.5).

Падение флюидного давления с глубиной ограничено гипсометрическим уровнем, на котором стенки открытых трещин теряют устойчивость. По данным некоторых исследователей, эта предельная глубина не превышает 7–8 км (В.И. Шаров, 1998 г., личное сообщение). При смыкании трещин (см. раздел 5.6) оказавшийся в них флюид воспринимает на себя вес вышележащих пород и тектонические напряжения, отчего флюидное давление в системе замкнувшихся трещин уравнивается с литостатическим и даже может превышать его [212 и др.]. Верхняя граница этой (предполагаемой) зоны неустойчивого динамического равновесия отвечает перелому на диаграммах  $P_{\text{ист}}$  в точке  $B$  и  $P_{\text{прив}}$  в точке  $B'$ . В.И. Шаров, руководствуясь экспериментальными данными, пришел к выводу, что проницаемые разрывные дислокации в земной коре простираются не глубже указанного уровня, на котором из-за высокой литостатической нагрузки кристаллические породы разрушаются во всем своем объеме по механизму всестороннего сжатия. Таким образом, открытые разломы, играющие роль главных проводников нисходящего потока флюидов, должны быть ограничены снизу "корнями" – зоной дезинтеграции пород, ниже которой миграция флюидов по рассматриваемому механизму становится невозможной.

Оперативные наблюдения в Саатлинской СГС показали, что "корни" проводящих разломов не были достигнуты даже на глубине 8,3 км, где зияющие текто-



нические трещины сохраняли устойчивость и были проницаемыми для разжиженного глинистого раствора в течение, по меньшей мере, нескольких месяцев после его первого поглощения, приведшего в 1985 г. к полному прихвату бурового инструмента (см. раздел 3.2). На рис. 5.1 кровля зоны смыкания открытых трещин показана более или менее условно на глубине  $-12$  км. Точка  $B'$  отмечает пьезоминимум, ограничивающий снизу область метаморфогенной инфильтрации флюидов.

Таким образом, пользуясь понятиями гидродинамики [36, 137], можно выделить главные зоны области М-инфильтрации. Зоной питания подземного стока служит осадочный чехол ниже пьезомаксимума (зоны АВПД). Базитовое основание является одновременно зоной транзита и разгрузки подземного стока (вплоть до кровли зоны неустойчивости трещин).

Пьезоминимум, отвечающий точке  $B'$ , задает направленный вниз градиент приведенного давления  $P_{\text{прив}}$ , определяя динамику миграции флюидов. Наряду с общей депрессией приведенного давления существует локальная депрессия истинного флюидного давления  $P_{\text{ист}}$  на контакте чехла с основанием, имеющая амплитуду  $\Delta P_{\text{ист}} \sim 70-100$  бар (см. рис. 5.1). С ней связано изменение физико-химической обстановки миграции флюидов, темп которого (градиент  $P_{\text{ист}}$ ) особенно ощутим на сравнительно коротком отрезке пройденного пути ( $1-2$  км). Эта локальная депрессия может играть роль геохимического барьера, на котором погружающиеся газо-водные флюиды испытывают ощутимое фракционирование в результате декомпрессии (см. ниже).

Появление этой депрессии связано с различием интегральной проницаемости песчано-глинистых отложений чехла (вкост простирающихся слоев) и трещиноватых пород основания (возможные значения проницаемости рассматривались выше). Вертикальная проницаемость чехла в значительной мере определяется низкой пропускной способностью преобладающих в разрезе глинистых слоев, тогда как проницаемость кристаллического основания контролируется высокой пропускной способностью разуплотненных зон. В целом осадочный чехол менее проницаем, чем кристаллическое основание; их проницаемость может различаться более чем на 1 порядок величины. В районе подошвы чехла градиент приведенного давления должен убывать обратно пропорционально увеличению проницаемости, не меняя своего знака: это следует из условия непрерывности фильтрационного потока (см., например, [36]). Градиент истинного давления, изменяясь на ту же величину, способен изменить свой знак, что и служит причиной возникновения локального пьезоминимума.

В определении краевых условий М-инфильтрации наряду с рассмотренными выше граничными условиями важное значение имеет предельная продолжительность процесса  $\tau$ . Эту величину можно оценить, исходя из максимальной "водоёмкости" метаморфизируемой толщи базитов в объёмном выражении  $w \cong 30 \text{ об.}\% = 0,3$  (эта величина эквивалентна связыванию  $\sim 10 \text{ мас.}\%$  в минералах-гидратах полностью сформировавшихся зеленых сланцев; см. раздел 2.3), мощности толщи  $H \cong 10^4$  м и интегральной скорости М-инфильтрации  $v \cong 1 \text{ мм/год} = 10^3 \text{ м/млн лет}$ . Получаем:  $\tau \cong Hw/v = 3 \text{ млн лет}$ . Такая продолжительность процесса отвечает длительности периода наиболее интенсивного осадконакопления в молодых ОБ, подобных Куринской впадине, где за 2 млн лет, с акчагыльского века до настоящего времени, накопилась основная масса осадков мощностью до нескольких километров (см. раздел 3.1). В этих условиях М-инфильтрация сопутствует элизионному процессу на всем его протяжении, полностью определяя флюидный режим глубоких слоев чехла и основания ОБ.

отвечает закону Дарси

$$v = 10k_{\phi}I, \quad (5.2)$$

где множитель 10 означает перевод давления (в бар) в напор водяного столба (в м), скорость фильтрации  $v$  имеет величину порядка первых мм/год ( $v \sim 10^{-10}$  м/с  $\approx 10^{-5}$  м/сут), а коэффициент фильтрации  $k_{\phi}$  варьирует в широких пределах в зависимости от интегральной проницаемости разреза. В "песчаных дайках" осадочного чехла [222], сильноотщепленных породах (в зонах разуплотнения – контракционного, тектонического и т.п.), кавернозных известняках  $k_{\phi}$  может достигать 10–100 м/сут и более, а в основном объеме слабопроницаемых пород чехла и основания  $k_{\phi}$  не превышает  $10^{-6}$ – $10^{-7}$  м/сут [36]. Таким образом, размах локальных значений  $k_{\phi}$  достигает 9 порядков величины, и породы проявляют свойство избирательной проницаемости, известной под названием двойной пористости: поток флюидов развит во всем объеме пород, но основными его проводниками служат подчиненные по объему зоны повышенной проницаемости (см., например, [137]). Эти зоны выполняют роль магистральных дрен, формирующих крупноячеистую структуру нисходящего в целом потока флюидов (см. главу 3). Если интегральное значение коэффициента фильтрации, определяющее проницаемость базитового субстрата для нисходящей М-инfiltrации флюидов, не превышает  $k_{\phi} \sim n \cdot 10^{-5}$  м/сут =  $n \cdot 10^{-10}$  м/с, т.е. превышает  $k_{\phi}$  пелитовых осадков примерно на 1 порядок величины [36], то средневзвешенный градиент приведенного давления, определяемый по формуле (5.1), равен  $I \approx -0,3 = -30$  бар/км. При таком темпе падения с глубиной истинное пластовое давление  $P_{\text{ист}}$  на некотором удалении от подошвы чехла пересекает линию нормального гидростатического давления  $P_{\text{гидр}}$  (точка  $A$  на рис. 5.1). Соответствующее приведенное давление  $P_{\text{прив}}$  пересекает ось ординат (точка  $A'$  на рис. 5.1) и оказывается отрицательным, а пьезометрический уровень – ниже земной поверхности. В самом деле, околонулевые и даже отрицательные отметки пьезометрического уровня относительно дневной поверхности зафиксированы под осадочным чехлом в некоторых глубоких скважинах Куринской впадины (см. раздел 4.1.5 и Приложение 2.1). В Саатлинской СГС флюидные давления в вулканогенном разрезе тоже близки к гидростатическим, а на глубине 8 км, вероятно, даже ниже таковых, судя по данным гидрогеологического каротажа (см. разделы 3.2 и 3.5).

Падение флюидного давления с глубиной ограничено гипсометрическим уровнем, на котором стенки открытых трещин теряют устойчивость. По данным некоторых исследователей, эта предельная глубина не превышает 7–8 км (В.И. Шаров, 1998 г., личное сообщение). При смыкании трещин (см. раздел 5.6) оказавшийся в них флюид воспринимает на себя вес вышележащих пород и тектонические напряжения, отчего флюидное давление в системе замкнувшихся трещин уравнивается с литостатическим и даже может превышать его [212 и др.]. Верхняя граница этой (предполагаемой) зоны неустойчивого динамического равновесия отвечает перелому на диаграммах  $P_{\text{ист}}$  в точке  $B$  и  $P_{\text{прив}}$  в точке  $B'$ . В.И. Шаров, руководствуясь экспериментальными данными, пришел к выводу, что проницаемые разрывные дислокации в земной коре простираются не глубже указанного уровня, на котором из-за высокой литостатической нагрузки кристаллические породы разрушаются во всем своем объеме по механизму всестороннего сжатия. Таким образом, открытые разломы, играющие роль главных проводников нисходящего потока флюидов, должны быть ограничены снизу "корнями" – зоной дезинтеграции пород, ниже которой миграция флюидов по рассматриваемому механизму становится невозможной.

Оперативные наблюдения в Саатлинской СГС показали, что "корни" проводящих разломов не были достигнуты даже на глубине 8,3 км, где зияющие текто-

нические трещины сохраняли устойчивость и были проницаемыми для разжиженного глинистого раствора в течение, по меньшей мере, нескольких месяцев после его первого поглощения, приведшего в 1985 г. к полному прихвату бурового инструмента (см. раздел 3.2). На рис. 5.1 кровля зоны смыкания открытых трещин показана более или менее условно на глубине  $\sim 12$  км. Точка  $B'$  отмечает пьезоминимум, ограничивающий снизу область метаморфогенной инфильтрации флюидов.

Таким образом, пользуясь понятиями гидродинамики [36, 137], можно выделить главные зоны области М-инфильтрации. Зоной питания подземного стока служит осадочный чехол ниже пьезомаксимума (зоны АВПД). Базитовое основание является одновременно зоной транзита и разгрузки подземного стока (вплоть до кровли зоны неустойчивости трещин).

Пьезоминимум, отвечающий точке  $B'$ , задает направленный вниз градиент приведенного давления  $P_{\text{прив}}$ , определяя динамику миграции флюидов. Наряду с общей депрессией приведенного давления существует локальная депрессия истинного флюидного давления  $P_{\text{ист}}$  на контакте чехла с основанием, имеющая амплитуду  $\Delta P_{\text{ист}} \sim 70\text{--}100$  бар (см. рис. 5.1). С ней связано изменение физико-химической обстановки миграции флюидов, темп которого (градиент  $P_{\text{ист}}$ ) особенно ощутим на сравнительно коротком отрезке пройденного пути (1–2 км). Эта локальная депрессия может играть роль геохимического барьера, на котором погружающиеся газо-водные флюиды испытывают ощутимое фракционирование в результате декомпрессии (см. ниже).

Появление этой депрессии связано с различием интегральной проницаемости песчано-глинистых отложений чехла (вкостр простирающихся слоев) и трещиноватых пород основания (возможные значения проницаемости рассматривались выше). Вертикальная проницаемость чехла в значительной мере определяется низкой пропускной способностью преобладающих в разрезе глинистых слоев, тогда как проницаемость кристаллического основания контролируется высокой пропускной способностью разуплотненных зон. В целом осадочный чехол менее проницаем, чем кристаллическое основание; их проницаемость может различаться более чем на 1 порядок величины. В районе подошвы чехла градиент приведенного давления должен убывать обратно пропорционально увеличению проницаемости, не меняя своего знака: это следует из условия непрерывности фильтрационного потока (см., например, [36]). Градиент истинного давления, изменяясь на ту же величину, способен изменить свой знак, что и служит причиной возникновения локального пьезоминимума.

В определении краевых условий М-инфильтрации наряду с рассмотренными выше граничными условиями важное значение имеет предельная продолжительность процесса  $\tau$ . Эту величину можно оценить, исходя из максимальной "водоёмкости" метаморфизируемой толщи базитов в объёмном выражении  $w \cong 30 \text{ об. \%} = 0,3$  (эта величина эквивалентна связыванию  $\sim 10 \text{ мас. \%}$  в минералах-гидратах полностью сформировавшихся зеленых сланцев; см. раздел 2.3), мощности толщи  $H \cong 10^4$  м и интегральной скорости М-инфильтрации  $v \cong 1 \text{ мм/год} = 10^3 \text{ м/млн лет}$ . Получаем:  $\tau \cong Hw/v = 3 \text{ млн лет}$ . Такая продолжительность процесса отвечает длительности периода наиболее интенсивного осадконакопления в молодых ОБ, подобных Куринской впадине, где за 2 млн лет, с акачагильского века до настоящего времени, накопилась основная масса осадков мощностью до нескольких километров (см. раздел 3.1). В этих условиях М-инфильтрация сопутствует элизионному процессу на всем его протяжении, полностью определяя флюидный режим глубоких слоев чехла и основания ОБ.

## 5.2. КАТАГЕНЕЗ ОСАДКОВ, МЕТАМОРФИЗМ БАЗИТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ЭЛИЗИОННЫХ ФЛЮИДОВ

Развитие АВПД связано с главным рубежом катагенеза (эпигенеза) терригенных осадков – переходом глинистых минералов группы монтмориллонита в гидростлюду (иллит) [58–60, 90, 95, 211, 222, 263, 313 и др.]. Этому переходу сопутствует дегидратация осадков: они теряют 10–15 мас.% кристаллизационной воды, причем плотность новообразованных минералов без учета объема пор отличается от плотности исходных незначительно, составляя  $\sim 2,5 \text{ г/см}^3$ . Вода, отделяясь в поры (при повышении температуры) в условиях затрудненного оттока из все еще пластичных глин, воспринимает литостатическую нагрузку, и поровое давление сравнивается с последней. Согласно общепринятой схеме, ниже зоны АВПД истинное флюидное давление может только расти с глубиной (см. график  $P_{\text{ист}}^*$  на рис. 5.1), постепенно релаксируя. В результате такой релаксации с течением геологического времени элизионный режим сменяется инфильтрационным, метеогенные воды промывают осадочный чехол все глубже по мере консолидации пород и нижняя граница инфильтрационной конвекции опускается до глубин 5–7 км.

Как показано выше, в области М-инфильтрации флюидное давление меняется с глубиной иначе: ниже зоны АВПД оно непрерывно падает до подошвы чехла, затем приведенное давление продолжает убывать, а истинное начинает расти, немногим отличаясь от гидростатического в ту или иную сторону. При этом гидравлический градиент  $I$  по абсолютной величине достигает 1–1,5 (м водн. ст./м глубины) в нижней части чехла и 0,3 – в базитовом основании ОБ. При таких градиентах напора вода может фильтроваться даже через относительно водоупорные слои глин и значительную часть объема трещиноватых метаморфизирующихся базитов со средней скоростью  $v \sim 10^{-10} \text{ м/с} \approx n \text{ мм/год}$  (см. раздел 3.5).

Нельзя не отметить, что отток флюидов из зоны АВПД возможен отчасти и вверх в соответствии с градиентами давления в этой части разреза. Восходящая составляющая потока элизионных вод, несомненно, вносит свой вклад во флюидный баланс верхних слоев чехла, в которых водообмен более активен, чем в глубоких. Вместе с тем общие изменения фильтрационных свойств в разрезе осадочного чехла, формирующегося на базитовом основании, определяют предпочтительную разгрузку элизионных флюидов вниз, а не вверх. Гидродинамическая раскрытость (интегральная проницаемость) чехла элизионного ОБ возрастает с глубиной по ряду причин.

Во-первых, из-за возрастающей с глубиной степени смятия и раздробленности пород растёт и общее число вертикальных дрен подземных флюидов (см. раздел 3.1.1). Такими каналами служат тектонические нарушения, фациальные окна, несогласные контакты смятых в складки слоев разной проницаемости и разной степени дислоцированности, а также отчасти песчаные дайки и т.п. Последние, как упоминалось, формируются в зоне АВПД и погружаются вместе с вмещающими слоями [222] (о развитии разломов см. подробнее в разделе 5.6).

Во-вторых, пластичность пород, способность глин к вязкому течению в целом убывают с глубиной, по мере их дегидратации и превращения в аргиллиты. Потому и устойчивость стенок проводящих каналов растёт с глубиной.

В-третьих, поверхностная разгрузка элизионных флюидов в краевых частях ОБ затруднена из-за специфического пространственного соотношения слоев, отмеченного В.Н. Холодовым: в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют и в силу этого в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы [224].

Вклад фильтрационного потока (в том числе М-инfiltrации) седиментационных вод в перераспределение вещества ОБ и пространственная гидрохимическая зональность зависят от соотношения между адвективной и диффузионной формами массопереноса (см., например, [197, 198]). Для их сравнения оценим характерную вертикальную скорость диффузии  $v_D$  в подземных водах терригенного осадочного чехла. Эта скорость лимитируется минимумом в водном растворе глинистых слоев, где коэффициент молекулярной диффузии  $D \sim 10^{-10}$  м<sup>2</sup>/с [198]. Глубина  $h$  диффузионного проникновения вещества в неподвижной водной фазе горных пород за промежутки времени  $\tau$  равна [198]:

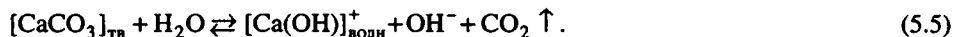
$$h = 4(D\tau)^{1/2}. \quad (5.3)$$

Поделив (5.3) на  $\tau$ , получаем среднюю скорость диффузии за это время:

$$v_D = h/\tau = 4(D/\tau)^{1/2}. \quad (5.4)$$

Для малых времен порядка  $\tau_1 \sim 10^4$ – $10^5$  лет и максимальной длительности процесса  $\tau_2 \sim n \cdot 10^6$  лет из (5.4) находим  $v_D \sim (2-7) \cdot 10^{-11}$  м/с и  $v_D \sim 4 \cdot 10^{-12}$  м/с соответственно. Эти значения на 1–2 порядка уступают характерной скорости М-инfiltrации. Следовательно, при формировании осадочного чехла диффузия играет заметную роль в перераспределении вещества в водной фазе лишь в процессе диагенеза и на начальной стадии катагенеза, когда флюидные давления в осадках сравнительно невелики. С формированием АВПД гидродинамический режим разреза ОБ резко меняется: начинается нисходящая М-инfiltrация, которая очень быстро подавляет диффузионный массоперенос. Возникновение флюидной адвекции ощутимо сказывается на физико-химическом состоянии системы, на направлении и ходе катагенетических преобразований: согласно принципу Ле-Шателье, отток газоводных флюидов из области протекания реакций гидрослюдизации является необходимым условием протекания самих реакций [90, 211, 222 и др.].

Не меньшее значение специфическое распределение флюидных давлений при М-инfiltrации имеет для разложения рассеянных в глине карбонатов. Этот процесс определяет важнейшие черты литогенеза, такие как фугитивность углекислоты, щелочно-кислотные свойства водно-породных систем, миграционная способность металлов и т.д. [100, 212, 222, 223, 232, 233 и др.]. Разложение карбонатов протекает путем их гидролиза по схеме [74]



При высоких парциальных давлениях  $\text{CO}_2$  равновесие в этой реакции смещается влево и рассеянные карбонаты сохраняют устойчивость вплоть до высших ступеней метаморфизма. Такая ситуация типична для закрытых систем. Если же система открыта и углекислота удаляется из нее, реакция (5.5) идет слева направо. Диффузионный механизм переноса, как следует из оценок, выполненных С.И. Смирновым [197, 198], даже за 1 млн лет не способен обеспечить заметный вынос  $\text{CO}_2$  из литифицируемой осадочной толщи мощностью в несколько сот метров и более. Фильтрационный механизм такой вынос обеспечить может: при скорости  $n$  мм/год поток флюидов проходит за 1 млн лет путь, равный  $n$  км.

Как упоминалось, инfiltrующийся в базиты элизионный флюид представляет собой газовой-жидкую гетерогенную смесь. При этом основная составляющая флюида – водная – находится в жидком состоянии [87, 124]. Упомянутая депрессия  $\Delta P_{\text{ист}} \sim -100$  бар на контакте чехла с основанием не может не влиять на состав инfiltrующегося флюида, играя роль геохимического барьера гидродинамической природы. Глубокая декомпрессия гетерогенного флюида способствует отделению из него жидких углеводородов, свободной газовой фазы за счет растворенных  $\text{CO}_2$ ,

$\text{CH}_4$  и его гомологов,  $\text{H}_2\text{S}$ , металлоорганических соединений и других компонентов, чувствительных к изменению давления. Поскольку плотность спонтанных газов и жидких УВ меньше, чем воды, они, отделяясь в спонтанную фазу, могут беспрепятственно накапливаться в декомпрессионной зоне, формируя газовой-упругий режим фильтрации флюида, разделяющегося на фазы (подробнее см. ниже).

Миновав указанный геохимический барьер и освободившись в той или иной степени от газов и других компонентов, водный раствор попадает в чуждую для него среду изначально "сухих" базитов, в отношении которых он обладает высокой агрессивностью. Начинается его интенсивное взаимодействие с базитами при низком отношении реагирующих масс вода/порода. На высокую интенсивность взаимодействия базальт-вода указывают результаты лабораторных экспериментов [269, 293, 320 и др.] и изучения природных гидротермалитов [144, 158 и др.]. Эти исследования показали, что базальты претерпевают вторичные изменения особенно интенсивно (по сравнению, например, с долеритами или диабазами), поскольку содержат большое количество стекла, обладающего высокой растворимостью. Преобразование пород всегда проходит через стадию полного растворения всех первичных минералов, в том числе фенокристаллов, причем растворение идет по линейному закону, с постоянной скоростью, пропорциональной площади поверхности растворяемых агрегатов. Образование венцовой оторочки вторичных минералов не препятствует гидротермальному процессу, так как при свободном росте в первичном поровом пространстве она обладает значительной пористостью и не создает диффузионного барьера на пути реагентов к поверхности растворяемого первичного минерала. Коэффициент вторичной пористости в продуктах гидротермального изменения базальтов варьирует от 5 до 20–30% [62].

Главный результат взаимодействия элизонных вод с базитами – концентрирование раствора по пути его миграции в глубь многокилометровой толщи metabазитов за счет поглощения растворителя. Судя по количественным оценкам, основанным на распределении дейтерия химически связанной воды в вулканогенном разрезе (раздел 3.4), исходные Cl-Na воды с содержанием кальция 15 экв.% преобразуются, проникая на глубину 10 км, в хлоридные натриево-кальциевые или кальциевые рассолы с минерализацией более 110–120 г/л. Из этих оценок следует, что метаморфизм базитов может рассматриваться как процесс, способный конкурировать с трансэвапоризацией (поверхностным испарением) в формировании рассолов хлор-кальциевого типа. Их насыщение кальцием есть результат ионного обмена  $\text{Na}_{\text{раствор}} \leftrightarrow \text{Ca}_{\text{породы}}$ , который происходит при взаимодействии раствора с алюмосиликатами (их гидролизе), например при деанортизации плагиоклазов [232, 233]. Такой механизм подземного "упаривания" вод в хлор-кальциевые рассолы в результате связывания воды породами может объяснить широкую распространенность этих рассолов в земной коре, которая до сих пор остается загадкой [100, 166, 174, 197, 198]. Данные о многократном концентрировании морской воды в результате взаимодействия с океаническими базальтами в гидротермальных циркуляционных системах поддерживают такую гипотезу (см. обзор [284]). О подобном концентрировании водных растворов говорят и результаты компьютерного термодинамического моделирования взаимодействия базальта с морской водой, которые показывают, что при полном изменении породного матрикса поглощение воды во вторичных минералах достигает 6–13% массы исходной породы [46, 193].

### 5.3. М-ИНФИЛЬТРАЦИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Мировой океан выглядит, на первый взгляд, как область, наиболее благоприятная для метаморфогенной инфильтрации воды в толщу толеитовых базальтов: давление столба океанической воды достигает на поверхности дна сотен атмосфер, и базальты, контактирующие с водой или перекрытые сравнительно маломощной осадочной оболочкой, должны, казалось бы, интенсивно гидратироваться, поглощая эту воду. Вместе с тем уже упоминавшаяся сводка геохимических данных показывает, что океаническая кора гидратирована в меньшей степени, чем субконтинентальная (субокеаническая), а та, в свою очередь, меньше, чем континентальная [124, 184]. Следует ли из этого, что гидратации коры и сопутствующей М-инфильтрации воды в меланократовый субстрат коры в условиях океана препятствует какой-либо фактор или процесс, которого нет на континенте? Для ответа на этот вопрос рассмотрим материалы натуральных исследований процессов вторичного минералообразования в океанических базитах.

Согласно геофизическим данным, подтвержденным результатами глубоководного бурения, океаническая кора имеет трехслойное строение [82, 163, 180 и др.]: верхний слой образован осадками (сейсмический слой 1), под ними залегают базальты, пиллоу-лавы (слой 2), ниже – переходный базит-ультрабазитовый дайковый комплекс и габброиды (слой 3). На континентах и в зоне перехода распространены базит-ультрабазитовые комплексы – офиолиты, которые рассматриваются как аналоги (или реликты) океанической коры [55, 75, 82, 189 и др.]. Особенно широко распространены на континентах базит-гипербазитовые комплексы докембрия, образование которых сопровождалось накоплением мощных трансгрессивных серий осадков [188]. Для офиолитов характерны обширные проявления зеленокаменного метаморфизма [59, 60, 185, 239 и др.], причем главным агентом их преобразования была, очевидно, коровая (с преобладающей метеогенной компонентой) или морская вода, на что, в частности, указывают изотопные данные [32, 169, 300 и др.]. Офиолиты рассматриваются как промежуточный продукт кратонизации океанической коры [161]; вместе с тем длительное время осталось неясным, на какой стадии могло произойти интенсивное преобразование океанического субстрата при очевидном участии вод поверхностной или близповерхностной гидросферы.

Результаты целенаправленного глубоководного бурения помогают решить эту проблему (по крайней мере отчасти). По мнению большинства исследователей, наиболее полное и исчерпывающее представление о процессах гидротермального метаморфизма и наложенного эпигенеза в базальтовом субстрате дало изучение разреза известной глубоководной скв. 504В [193, 253, 285 и др.]. Результаты этих исследований, приведенные в работах [60, 253, 270 и др.], рассмотрены ниже.

#### 5.3.1. Гидродинамические особенности метаморфизма (эпигенеза) базитов в океане

Скв. 504В была пробурена в коре возрастом 5,9 млн лет в 200 км к югу от рифта Коста-Рика в Тихом океане (рис. 5.2). Главной задачей бурения скв. 504В являлся поиск ответа на вопрос [253, с. 10309]: "Характерны ли офиолиты и эффекты их изменения для коры, образующейся в срединно-океанических хребтах?"

Скважина вскрыла 274,5 м пелагических осадков и 1347 м базальтов слоя 2. Базальтовый комплекс разделяется на три формационные серии, схематически показанные на геологической колонке (рис. 5.3). Верхняя серия мощностью 571,5 м представлена пиллоу-лавами и брекчиями с подчиненными маломощными силлами

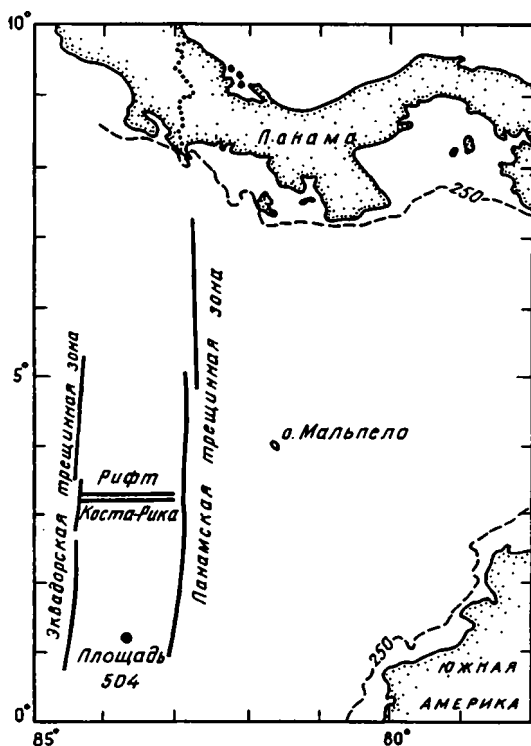


Рис. 5.2. Расположение площади глубоководного бурения 504 в районе рифта Коста-Рика, Тихий океан [253, 256]

(дайками) диабазов. Средняя (переходная) серия имеет мощность 209 м и состоит из чередования пиллоу-лав, массивных диабазов и даек. Нижняя серия мощностью 566,5 м представлена дайками и массивными диабазами.

Сейсмическими исследованиями [256] в базальтовом субстрате выявлены три слоя: высокопористый и высокопроницаемый слой 2a в верхней 100-метровой части зоны пиллоу-лав, переходный слой 2b постепенного понижения проницаемости мощностью 525 м и практически непроницаемый слой 2c, кровля которого расположена на 50 м ниже кровли переходной формационной зоны, в 625 м ниже кровли базальтового субстрата (см. рис. 5.3).

Вторичные изменения в базальтовом комплексе подчиняются закономерной вертикальной зональности, отражающей смену снизу вверх продуктов высокотемпературного гидротермального процесса низкотемпературными эпигенетическими образованиями. Вторичные ассоциации сформировались в четыре стадии, которые различаются преобладающими в разрезе индекс-минералами.

На *первой стадии* породы нижней серии взаимодействовали с восстановительным гидротермальным раствором, нагретым до 200–250°C, а по некоторым данным – выше 300°C, в восходящей ветви конвекционной ячейки, приуроченной к оси спрединга. Раствор образовался из морской воды, которая, взаимодействуя с породами, потеряла часть Mg. В залеченных гидротермалитами жилах и вмещающих породах развит минеральный парагенез фации зеленых сланцев: хлорит, смешанно-слоистые минералы и актинолит. Достигая нижних горизонтов серии пиллоу-лав, гидротермальный флюид смешивался с неизменной морской водой. В результате этого смещения формировался восстановительный флюид с температурой около 100°C. В верхних 320 м серии пиллоу-лав преобладали окислительные условия свободной циркуляции морской воды при температуре  $\leq 50^\circ\text{C}$  и шел начальный гальмиролиз с образованием характерной ассоциации гидроксидов железа, сапонита, селадонита, местами – кальцита и калиевых полевых шпатов.

*Вторая стадия* отмечает новый, кратковременный импульс высокотемпературного (200–380°C) гидротермального процесса, вызванный интенсивным вторичным трещинообразованием во всем разрезе. В результате смещения гидротерм с морской водой происходило залечивание проводящих трещин переходной формационной зоны вторичным кварцем и сульфидами. В это же время в пиллоу-лавах продолжался процесс подводного выветривания, сходный с упомянутым.

*Третья стадия* вторичных преобразований, связанная с повторным растрески-



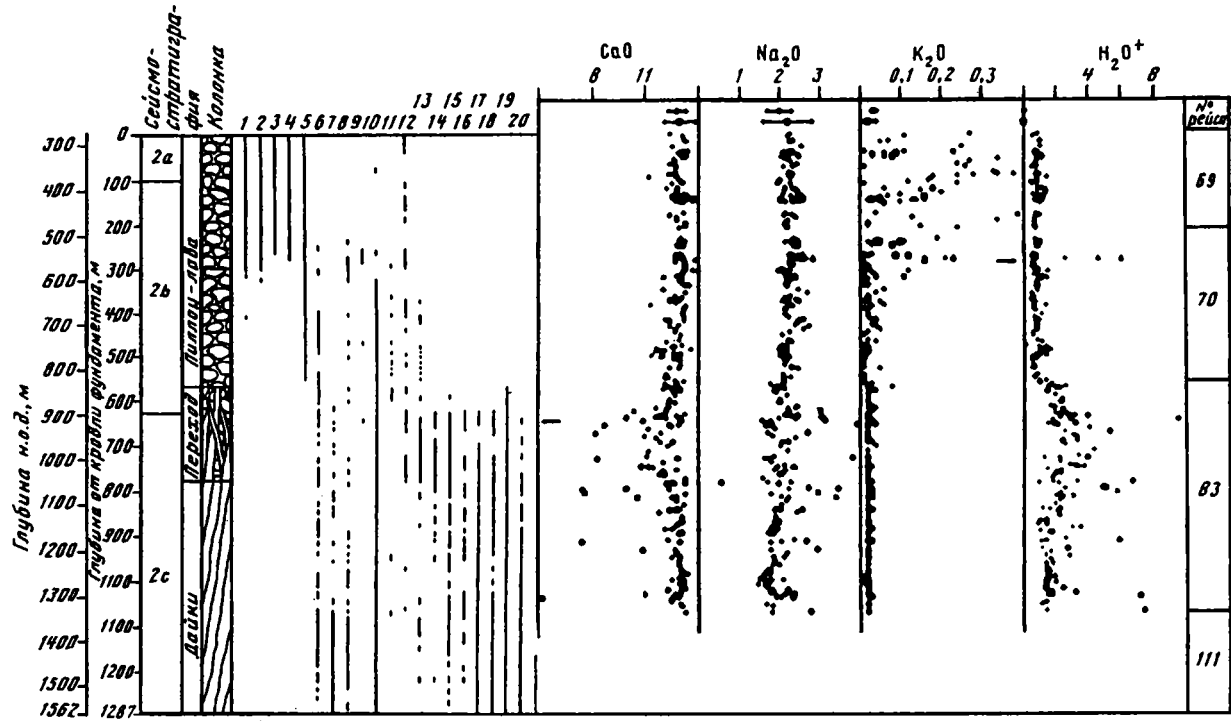


Рис. 5.3. Сеймостратиграфическое расчленение, литологический разрез и вариации состава вторичного парагенеза и содержаний некоторых породообразующих окислов в породах скв. 504В [253, 270]

Вторичные минералы: 1 – гидроксиды железа, 2 – арагонит, 3 – филлипсит, 4 – селадонит, 5 – сапонит, 6 – смешанно-слоистые глинистые минералы, 7 – хлорит, 8 – тальк, 9 – Na-цеолит, 10 – пирит, 11 – ангидрит, 12 – кальцит, 13 – кварц, 14 – эпидот, 15 – ломонтит, 16 – пренит, 17 – актинолит, 18 – альбит, 19 – сфен, 20 – магнетит; н.о.д. – ниже океанского дна

ванием пород всего разреза, знаменует кардинальную перестройку флюидного режима: восходящий поток гидротерм, промывавших породы на предыдущей стадии, сменился нисходящим потоком морской воды. Просачиваясь до предельной глубины разбуренного разреза (1075,5 м ниже кровли слоя 2) и отнимая тепло у пород, морская вода нагревалась, благодаря чему из нее высаживался ангидрит, который в конечном счете залечил все проводящие трещины.

*Четвертая стадия* явилась результатом последнего импульса вторичного трещинообразования, за которым последовали низкотемпературные (100–250°C) диагенетические процессы с образованием цеолитов, пренита и кальцита в нижней формационной серии. В пиллоу-лавах флюидодминирующие окислительные процессы гальмиролиза предыдущих стадий сменились порододминирующим, более восстановительным диагенетическим процессом, шедшим при температуре  $\leq 25^\circ\text{C}$  с образованием сапонита, карбонатов и филлипсита. В некоторый момент времени на этой стадии произошло полное перекрытие проводящих каналов базальтового комплекса из-за накопления осадочного чехла (слоя 1), приток флюидов сверху и связанное с ним (конвективное) охлаждение разреза полностью прекратились, и температура всего разреза постепенно повысилась на несколько десятков градусов в результате прогрева пород глубинным кондуктивным тепловым потоком. Повышение температуры, однако, не привело к завершению эпигенетических преобразований, так как приток морской воды прекратился из-за появления непроницаемого осадочного покрова. Значительная часть трещинно-порового пространства в верхнем 100-метровом интервале пиллоу-базальтов осталась незалеченной.

Дж. Альт и его коллеги [253] справедливо связывают эволюцию условий вторичного преобразования базитов в описываемом разрезе с его перемещением относительно оси океанического спрединга. По мнению этих исследователей, повышенная проницаемость верхней части базитового разреза (слоев 2a и 2b) создает предпосылки для современного протекания низкотемпературного эпигенетического процесса, начавшегося на четвертой стадии. Такое предположение основано на признаках декомпрессии порового пространства в слоях 2a и 2b, которая специально рассмотрена ниже (см. раздел 5.3.2). Эту декомпрессию упомянутые авторы предположительно связывали, следуя общей традиции (см., например, [256]), с еще одной, гипотетической циркуляционной системой, расположенной где-то в стороне от створа скв. 504В, так что в окрестностях скважины создается нисходящий отток воды, вызывающий разряжение флюидного давления в верхней части базитового комплекса.

Несмотря на предпосылки продолжения низкотемпературного эпигенеза, начавшегося 6 млн лет назад, в целом степень вещественного преобразования базитового комплекса в разрезе скв. 504В невелика. Максимальным изменениям подверглись пиллоу-базальты, где вторичные минералы занимают около 10% объема породного матрикса; в породах нижней серии хлоритсодержащий минеральный парагенез занимает не более 1% объема породы, выполняя главным образом везикулы и трещины. На рис. 5.3 приведены диаграммы вариаций содержания Са, Na, К и H<sub>2</sub>O в измененных породах по глубине. На этих графиках видно интенсивное обогащение кровли базитового комплекса калием, типичное для гидротермально-гальмиролитического эпигенеза [60, 111 и др.]. В пределах слоя 2c отмечается незначительный вынос из пород Са и привнос Na, что характерно для взаимодействия морской воды с базальтами [46, 193, 320 и др.]. Содержание химически связанной воды колеблется около 1% в пределах слоев 2a и 2b, а в слое 2c повышается в среднем до 2–4%, лишь в отдельных хлоритизированных прослоях достигая 6–9%. Таким образом, претерпевшие преобразования базиты связали в общей сложности не более 1/4 массы воды, необходимой для их полной гидратации.

По данным В.Б. Курносова [111], слабое изменение меланократового субстрата, перекрытого осадочным чехлом, вообще типично для охваченных бурением интервалов слоя 2, например в океанической впадине Науру. Лишь в отдельных случаях, когда глубоководная скважина вскрывает непосредственно зону тектонического дробления, отмечается относительно повышенная степень эпигенетического изменения базитов.

Крупные разломные зоны, обладающие высокой горизонтальной и вертикальной подвижностью, развиты по всей площади океанической коры. Наиболее широко распространены трансформные разломы, протяженность которых изменяется от нескольких сот до нескольких тысяч километров [123]. В пределах таких разломных зон базальтовый субстрат претерпевает ощутимые зеленокаменные изменения. Однако на удалении от разломов основной объем океанической коры остается не затронутым вторичными процессами. Как видно на рис. 5.2, скв. 504 расположена в сравнительно узком сегменте коры, ограниченном двумя трансформными разломами (Эквадорской и Панамской трещинными зонами), однако их близость к вскрытому разрезу не оказала заметного влияния на степень вторичных изменений базальтового субстрата. Очевидно, последний гидродинамически изолирован от воды океана.

Не только накопление осадочного чехла приводит к гидродинамической изоляции меланократового субстрата океанической коры. Таким же "запечатыванием" базитов завершаются, очевидно, и процессы гальмиролиза, охватывающие верхнюю часть слоя 2 при отсутствии осадочного покрова. Эти процессы, протекающие при низких температурах ( $\leq 50\text{--}60^\circ\text{C}$ ), формируют верхнюю эпигенетическую фацию, которую называют смектитовой [111] или сапонит-селадонитовой [59]. Во втором случае подчеркивается, что, "с одной стороны, индекс-минералами океанического эпигенеза являются сапониты, требующие для своего образования более закрытых систем, чем диоктаэдрические смектиты, а с другой – присутствие с е л а д о н и т а – минерала, подчеркивающего роль К в ранней стадии осадочного преобразования базальтов на океаническом дне" [60, с. 19]. Таким образом, тенденция к гидродинамической изоляции минералообразующей системы отражена в самом определении этой диагенетической фации.

Причина такой изоляции заключается в особенностях кристаллохимических свойств минералов вторичного парагенеза. Яркой особенностью смектитов (монтмориллонитов) является их способность к набуханию при контакте с водой (см., например, [59, 60]). Кроме того, в рассматриваемых условиях обычными минералами-спутниками смектитов являются цеолиты – каркасные алюмосиликаты с низкой плотностью. Рост этого минерального парагенезиса при избытке свободной воды неизбежно ведет к относительно быстрому залечиванию порово-трещинного пространства, перекрытию каналов, проводящих океаническую воду, и торможению эпигенетических процессов в нижележащих интервалах разреза. Такое залечивание, однако, не может быть окончательным (одноактным) в условиях тектонического стресса и разрушительных хемогенных деформаций в системе вода–порода (см. главу 2 и раздел 5.6). Многоактная дезинтеграция гидратируемых пород обеспечивает периодическое обновление проводящих каналов и импульсные притоки океанической (или седиментогенной при наличии чехла) воды, в результате чего образуются зональные минеральные ансамбли. Именно такое зональное строение характерно для продуктов начального эпигенеза океанических базитов [60, 253 и др.]. Таким образом, гидротермально-гальмиролитический процесс, стимулирующий приток океанической воды в толщу базитов (т.е. начальную, пульсирующую М-инфильтрацию), одновременно приводит к постепенной самоизоляции минералообразующей системы, купированию химических реакций и остановке метаморфогенного потока.

Последующему возобновлению процессов эпигенеза и М-инфильтрации на океанической стадии эволюции коры препятствует высокая устойчивость вторичного парагенезиса, содержащего смектит. По представлениям И.Д. Зхуса, которые подтвердились детальными исследованиями О.В. Япаскурта (по: [249]), надежной консервации монтмориллонита, образованного за счет гидратации магматических пород, способствует отсутствие в них рассеянного органического вещества.

### 5.3.2. Геотермическое отражение гидродинамических условий океанической коры

В результате режимных геотермических исследований, проводившихся в скв. 504 с 1979 по 1991 г. (рис. 5.4), К. Беккеру и Р. Габлу с коллегами [256, 270, 278] удалось наблюдать в течение этого периода своеобразный гидродинамический феномен: интенсивный переток океанической воды через ствол скважины в толщу базитов. В 1979 г. в ходе рейса 69 глубоководного бурения (DSDP) был выполнен термокаротаж скважины 504С до глубины текущего забоя, прошедшего подошву осадочного слоя (глубина 274,5 м). Измеренное распределение температур отвечало, по мнению упомянутых авторов, ненарушенному бурением, чисто кондуктивному механизму теплопередачи (см. рис. 5.4). После измерений теплопроводности пород была вычислена средняя плотность теплового потока  $q = 196 \text{ мВт/м}^2$ . Она соответствовала термической модели одномерной кондуктивной теплопередачи, учитывавшей, что осадочный чехол играет роль непроницаемого экрана на пути океанической воды.

В конце 1979 г. бурение скв. 504В проводилось в ходе рейса 70 DSDP, и скважина вскрыла лавовую серию базальтового субстрата (слой 2а). Термокаротаж, выполненный 3 декабря 1979 г., показал, что разрез скважины резко охлажден высокоскоростным нисходящим потоком морской воды. Расчетный дебит поглощаемой через скважину воды составил 6000–7000 л/ч. В следующих рейсах глубоководного бурения (ODP) 83 (1981 г.), 92 (1983 г.), 111 (1986 г.) и 137 (1991 г.) бурение возобновлялось, и забой достиг 1621,5 м ниже океанического дна (н.о.д.). По окончании каждого этапа бурения и выстойки скважины проводился термокаротаж. Серия термокаротажей, выполненных с 1979 по 1986 г., показала постепенное восстановление температур, сниженных начальным импульсом водного потока, отражающее убывание дебита водного потока; к 1986 г. дебит снизился до 80 л/ч. В интервале глубин ниже 480 м распределение температур уже в 1981 г. оказалось близким к начальному, оцененному путем экстраполяции измерений, выполненных в рейсе 69 (1979 г.). Плотность кондуктивного теплового потока, измеренная в нижней части разреза, составила  $q = 120 \text{ мВт/м}^2$ , т.е. на  $76 \text{ мВт/м}^2$  меньше, чем в осадочном чехле. Рассмотрев все возможные причины такого снижения  $q$ , К. Беккер с коллегами не нашли для него однозначного объяснения.

Эти исследователи приписывают поглощение океанической воды очевидной декомпрессии порово-трещинного пространства в базитовом субстрате. По их мнению, зона декомпрессии ограничена верхним 100-метровым интервалом пиллоу-серии, где оцененная ими проницаемость составила  $\geq 6 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ , причем поглощение воды интерпретируется как результат декомпрессионного воздействия на водопроводящее пространство гипотетической циркуляционной системы, восходящая ветвь которой расположена на неизвестном удалении от створа скважины. Ниже указанной зоны оцененная проницаемость уменьшается в  $10^3$ – $10^4$  раз – до  $\sim 10^{-17} \text{ м}^2$ , что соответствует проницаемости осадочного чехла, и свободная циркуляция воды невозможна.

Обращает на себя внимание огромное количество поглощенной через скважину

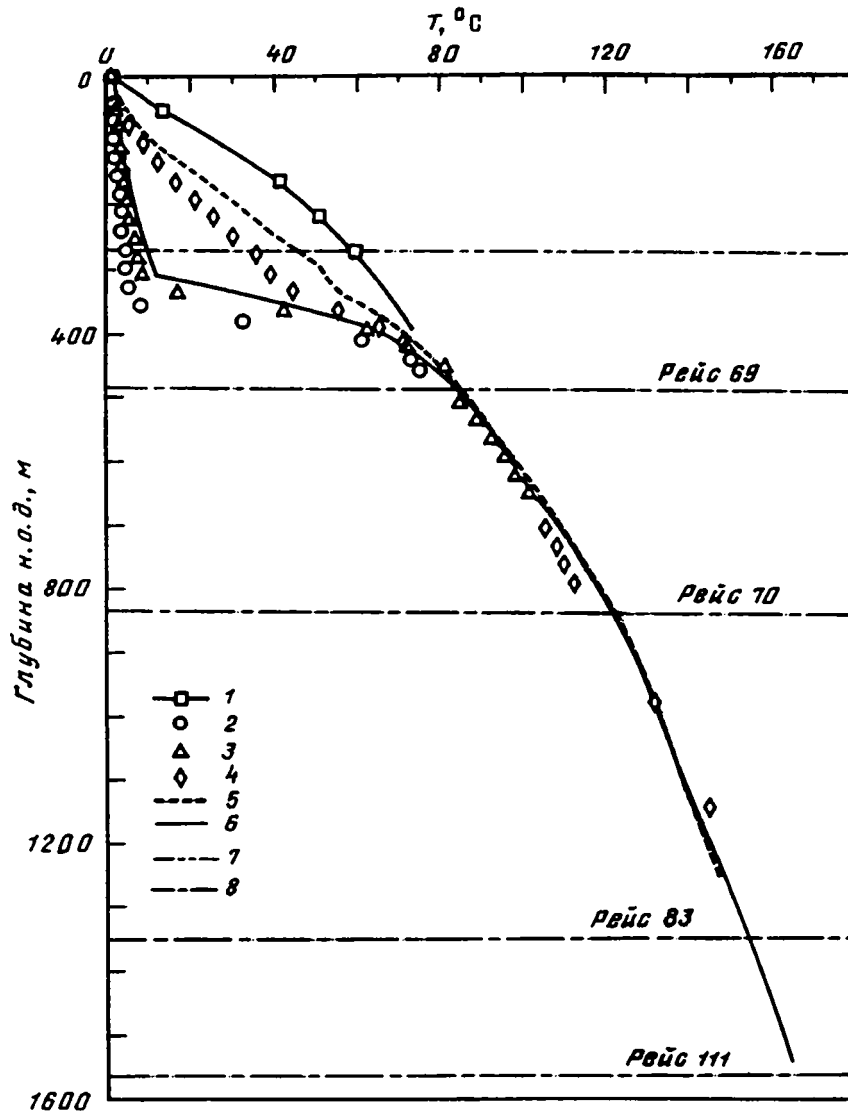


Рис. 5.4. Результаты геотермических исследований на станции DSDP-ODP 504 в 1979–1991 гг. [256, 270, 278]

1–6 – распределение температур по разрезу согласно измерениям: 1 – 14.10.1979 г. (рейс 69, скв. 504С), 2 – 03.12.1979 г. (рейс 70, скв. 504В), 3 – 23.11.1981 г. (рейс 83, скв. 504В), 4 – 08.04.1983 г. (рейс 92, скв. 504В), 5 – 30.08.1986 г. (рейс 111, скв. 504В), 6 – 08.04.1991 г. (рейс 137, скв. 504В); 7 – граница чехол-фундамент; 8 – уровни забоя скв. 504 в соответствующих рейсах

воды: за 2-летний период между 69 и 83 рейсами оно составило  $50 \cdot 10^6$  кг, т.е. 50 000 т. Однако особенно интересно, что последний термокаротаж, выполненный 8 апреля 1991 г. в рейсе 137 до глубины 1550 м н.о.д. [270], показал, что распределение температур в верхних 450 м разреза (см. рис. 5.4) отражает возобновление интенсивного поглощения морской воды верхними слоями пиллоу-базальтов через ствол скважины. Судя по почти точному совпадению термограммы с распределением температур в первые годы предыдущего, примерно 10-летнего

периода поглощения, скорость возобновившегося потока была соизмерима с начальной скоростью потока этого периода. Предельная глубина проникновения морской воды в базальтовый субстрат, судя по отклонению термограммы от измеренного ранее распределения температур, оказалась по-прежнему небольшой: она ограничена верхним 150–200-метровым интервалом серии пиллоу-лав. Из этих наблюдений следует, что гидродинамическое влияние некоего мощного процесса или механизма на разуплотненную кровлю слоя 2, которое постепенно ослабевало в течение примерно 10 лет, возобновилось с прежней силой, вызывая поглощение нескольких кубометров воды в час.

Маловероятно, что таким механизмом служит термоконвекция над каким-либо тепловым очагом (например, магматическая камера), вызывающей конвекцию воды. Никаких признаков такого экзотического очага в данном районе пока не обнаружено. Рифт Коста-Рика расположен слишком далеко (в 200 км) от скважины, чтобы оказывать сколько-нибудь ощутимое влияние на флюидные токи в ее окрестностях.

Учитывая разрабатываемую в данной книге концепцию, более естественным представляется иной механизм декомпрессии порового пространства в базитах, вскрытых скв. 504В, – хемогенный. Как показано в главе 2, хемогенная декомпрессия может достигать в закрытой системе вода–базальт 100–1000 бар при гидратации ~0,1% породного матрикса. Именно такой системой является перекрытый непроницаемым чехлом водосодержащий базальтовый субстрат. Следовательно, наблюдаемая декомпрессия может служить, с одной стороны, признаком прерванного низкотемпературного эпигенеза, продукты которого образуют позднюю генерацию вторичных минералов (см. раздел 5.3.1), а с другой – предпосылкой М-инfiltrации воды в базитовый субстрат. Эта предпосылка может реализоваться при нарушении изолирующей базальты покровы, что и произошло при ее вскрытии скважиной. Постепенное затухание нисходящего потока в скважине можно объяснить залечиванием проводящих каналов низкотемпературными вторичными минералами с низкой плотностью (высоким удельным объемом) – цеолитами, гидроксидами, смектитами и др. – обычными продуктами гальмиролиза или начального эпигенеза. Новый импульс поглощения воды мог быть вызван механической перестройкой системы вода–порода в результате деструктивных хемогенных деформаций (см. разделы 2.1–2.3) в сочетании с растущим гидростатическим давлением в области фильтрации поглощенной базальтами воды. При залечивании проводящих каналов и почти полном прекращении фильтрации поглощаемой воды прирост ее давления над (перед) фронтом залечивания должен был достичь 400–450 бар, так как глубина океана под устьем скв. 504В составляет 3475 м [270]. В то же время за фронтом (или ниже его) должен был развиваться эффект вакуумирования порового пространства из-за оттока воды в зоны активной гидратации базальтов (см. разделы 2.1, 3.5.2, 5.1). Дифференциальное напряжение в несколько сот бар способствовало нарушению залеченного фронта магистральными трещинами и возобновлению М-инfiltrации морской воды, поглощаемой через скважину.

Упомянутая выше предпосылка М-инfiltrации – хемогенная декомпрессия порового пространства – может также реализоваться и в результате наращивания чехла до такой мощности, при которой в нем развиваются процессы катагенеза, формирующие АВПД (см. раздел 5.2), и он, дегидратируясь, превращается из пассивного экрана в источник воды для заполнения депрессионной ловушки.

### 5.3.3. Особенности М-инfiltrации на океанической и переходной стадиях эволюции коры

На основании изложенного можно заключить, что в океанической обстановке основные вторичные преобразования в базальтовом субстрате происходят на гидротермальной стадии в условиях интенсивного промывания проницаемых зон океанической водой в циркуляционных системах срединно-океанических хребтов. По мере удаления от оси спрединга на стадиях гальмиролиза и низкотемпературного начального эпигенеза основная часть базитового разреза, контактирующего с океанической водой или перекрытого маломощным осадочным чехлом, почти не затрагивается новыми вторичными изменениями. Медленные вторичные процессы захватывают главным образом верхнюю часть базитового разреза, где развиты высокопроницаемые пиллоу-лавы.

Гальмиролитические процессы направлены на заживление трещинно-порового пространства минералами с низкой плотностью – набухающими смектитами и цеолитами. Результатом такого заживления является гидродинамическая изоляция глубоких этажей базитового субстрата от океанической воды. Накопление осадочного чехла приводит к тому же результату. По этим причинам *М-инfiltrация практически не развивается в океанической обстановке.*

Наиболее благоприятные для М-инfiltrации условия складываются при накоплении достаточно мощного (не менее 2–3 км) осадочного чехла, когда в нем в результате катагенеза развиваются аномально высокие пластовые давления и он может играть роль источника воды (см. раздел 5.2). Такие мощности чехла не типичны для океанической коры. Лишь в зоне перехода от океана к континенту чехол начинает интенсивно наращиваться и превращается из непроницаемого экрана в источник воды, необходимой для метаморфизма базитов. Наращивание осадочного чехла происходит особенно интенсивно в глубоководных желобах и аккреционных призмах. Такие условия весьма благоприятны для развития метаморфогенного потока седиментогенных флюидов. Повышенный глубинный тепловой поток и высокие механические напряжения (тектонический стресс) в этой зоне усиливают темпы катагенеза осадков и метаморфизма базитов, провоцируя интенсивную М-инfiltrацию.

В задуговых рифтовых зонах растягивающие напряжения в коре способствуют образованию долгоживущих проницаемых каналов, связывающих чехол с базитовым субстратом, а напряженный термический режим обеспечивает высокие темпы процессов литогенеза. Такие условия также стимулируют интенсивную М-инfiltrацию седиментогенных флюидов, несмотря на небольшую мощность чехла.

### 5.4. МИГРАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ОБРАЗОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

В настоящее время, как и в прошлом, не стихает спор между сторонниками биогенной (осадочно-миграционной) и абиогенной концепций происхождения УВ – нефти и газа. К числу фактов, которые не находили объяснения с позиций осадочно-миграционной концепции, относятся многочисленные скопления УВ, в том числе крупные и гигантские, найденные в изначально лишенных органического вещества (ОВ) кристаллических комплексах. "Неорганики" используют этот факт как один из главных аргументов в пользу абиогенного синтеза УВ в глубоких слоях литосферы. К числу месторождений, запасы которых полностью или частично связаны с кристаллическими породами, относятся 89 нефтяных и 11 газовых месторождений

Сиртского бассейна (Ливия), докембрийский кристаллический фундамент которого отличается самой высокой в мире нефтегазоносностью; более 50 крупных месторождений и залежей УВ, выявленных в кристаллическом основании и параплатформенных породах палеозоя Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [173]; такие скопления-гиганты и сверхгиганты, как Пис-Ривер (8,25 млрд т нефти) в Канаде, Хьюгтон-Пэнхендл (2 трл м<sup>3</sup> газа и 223 млн т нефти) в США, Ла-Пас (222 млн т нефти) и Мара (104 млн т нефти) в Венесуэле, Кармополис (150 млн т нефти) в Бразилии [102]; месторождения УВ в главных нефтегазоносных провинциях Японии – Акита и Ниигата, приуроченных к метавулканическому поясу Зеленых туфов [292]; промышленные скопления нефти в фундаменте Днепровско-Донецкой впадины (Хухрянское, Юльевское), нефтепроявления в рифейских складчатых комплексах Тимана и коре выветривания архейско-нижнепротерозойского возраста в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы, упоминавшиеся выше нефтегазопроявления в архейско-протерозойском фундаменте юго-восточной части Восточно-Европейской платформы [113, 204] и многие другие.

Пример Восточно-Европейской платформы примечателен тем, что углеводородные скопления ассоциируют не только с метаморфизованными базальтоидами раннего докембрия, но и с их метаморфическими аналогами – гранулитами и гнейсами, которые тоже подверглись зеленокаменному метаморфизму в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [115, 175 и др.]. Если для магматических пород метаморфизм носил прогрессивный характер, то в отношении гранулитов и гнейсов этот процесс был регрессивным (полидиафторезом). Очевидно, что в отсутствие глубинных источников воды диафторез пород гранулитогнейсового комплекса древней платформы мог мобилизовать ее приток вместе с углеводородами только из осадочного чехла, т.е. стимулировать нисходящую М-инфильтрацию седиментогенных флюидов. Такое сходство гидродинамического эффекта и гидрогеологических предпосылок процессов диафтореза метаосадочных пород и зеленокаменного метаморфизма базальтоидов позволяет относить и те, и другие мафические породы к единому геохимическому типу – базитам, гидратация которых сопряжена с метаморфогенной инфильтрацией седиментогенных флюидов.

При использовании изотопно-геохимических индикаторов – "трассеров" миграции УВ выявляются отчетливые признаки участия флюидов осадочного чехла в формировании скоплений УВ и попутных рассолов в фундаменте, в том числе метабазитовом (см., например, [300]). Во всем вулканогенном разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины установлено присутствие рассеянной органики, причем ее содержание растет с глубиной [237]. С развитием нисходящей фильтрации неогеновых пластовых флюидов А.А. Кременецкий с коллегами [106, 107] связывают предполагаемую нефтегазоносность вулканитов мезозоя и доальпийских отложений Куринской впадины.

Такие данные и выводы, вытекающие из них, не укладывались в традиционные представления сторонников органического происхождения нефти, которые рассматривали либо восходящую миграцию флюидов, либо латеральную, "боковую". Собственно нисходящая инфильтрация флюидов из чехла в фундамент казалась гидродинамически запрещенной. Возможность М-инфильтрации элизионных флюидов снимает этот запрет. Укрепляя позиции осадочно-миграционной концепции, метаморфогенный механизм теплопереноса вносит в нее ряд существенных дополнений, отражающих специфику флюидного и термического режима ОБ на мафическом основании.

Осадочно-миграционная концепция (теория) происхождения нефти, суммирующая идеи А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, Н.Б. Вассоевича, А.А. Геодекиана, Н.В. Лопатина, С.Г. Неручева, А.А. Карцева, О.К. Баженовой и многих дру-



**Таблица 5.1.** Стадийность преобразования РОВ, генерации УВ,  
по С.Г. Неручеву с соавторами [147] (1),  
литогенеза и формирования газо-водных флюидов в элизионном ОБ,  
по В.Н. Холодову [222, 223] (2)

| Фаза изменений РОВ (1),<br><i>P-T</i> условия (1), интервал<br>глубин $\Delta z$ (1, 2)  | Генерируемые произ-<br>водные | Потеря РОВ, % исход-<br>ной массы (1) | Стадии литогенеза<br>и формирования флюидов (2)   |
|--|-------------------------------|---------------------------------------|---|
| Начальная фаза нефте-<br>образования<br>$T = 20-80^{\circ}\text{C}$<br>$P_{\text{max}} = 420-540$ бар<br>$\Delta z = 0,2-2$ км         | H <sub>2</sub> O              | 7,7                                   | Диагенез; углекислотно-<br>сероводородная   |
|  | Битумоид                      | 4                                     |   |
|  | CO <sub>2</sub>               | 2,6                                   |   |
|  | H <sub>2</sub> S              | 1,4                                   |   |
|  | УВ <sub>газ</sub>             | 1,3                                   |   |
|  | O <sub>2</sub>                | 0,8                                   |   |
|  | NH <sub>4</sub>               | 0,2                                   |   |
| Всего  | 18                            |                                       |   |
| Главная фаза нефтеоб-<br>разования<br>$T = 80-160^{\circ}\text{C}$<br>$P_{\text{max}} = 830-940$ бар<br>$\Delta z = 2-3,7$ км          | Нефть                         | 7,2                                   | Катагенез, гидрослюди-<br>зация монтмориллонитов<br>(зона АВПД); битумоид-<br>но-нефтяная |
|  | УВ <sub>газ</sub>             | 1-2                                   |   |
|  | Остаточный битумоид<br>пород  | 2,9                                   |   |
|  | Водорастворенное ОБ           | 14,9-15,9                             |   |
|  | Всего                         | 27                                    |   |
| Главная фаза газообра-<br>зования<br>$T = 160-200^{\circ}\text{C}$<br>$P_{\text{max}} = 1255-1350$ бар<br>$\Delta z = 3,7-5$ км        | CH <sub>4</sub>               | 9,1                                   | Катагенез, дегидратация<br>глин; дегидратационная<br>и углеводородно-серо-<br>водородная  |
|  | CO <sub>2</sub>               | 2,3                                   |   |
|  | H <sub>2</sub> S              | 0,4                                   |   |
|  | N <sub>2</sub>                | 0,3                                   |   |
|  | H <sub>2</sub>                | Сл.                                   |   |
|  | Всего                         | 12,1                                  |   |
| Фаза затухания процес-<br>сов нефте- и газообразо-<br>вания<br>$T > 220^{\circ}\text{C}$<br>$P > 1255-1350$ бар<br>$\Delta z = 5-9$ км | CO <sub>2</sub>               | 5,9                                   | Катагенез; углекисло-<br>сероводородно-кремне-<br>кислая                                  |
|  | УВ <sub>газ</sub>             | 0,4                                   |   |
|  | H <sub>2</sub> S              | 0,1                                   |   |
|  | H <sub>2</sub>                | Сл.                                   |   |
|  | Всего                         | 6,4                                   |   |

гих геологов, получила наиболее полное развитие в трудах Н.Б. Вассоевича [28 и др.], который ввел понятие о главной фазе нефтеобразования, и С.Г. Неручева с соавторами [147], разработавших общую схему преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) и рассчитавших его потери при погружении осадков на глубины 5-9 км. В развитие этой концепции В.Н. Холодов [222] предложил общую схему формирования газо-водных флюидов в песчано-глинистых отложениях элизионных бассейнов, показав парагенетическую связь главной фазы нефтеобразования с процессами гидрослюдилизации и гидрогенного разуплотнения глинистых пород чехла в зоне АВПД.

Табл. 5.1 иллюстрирует последовательность основных фаз преобразования РОВ и генерации УВ [147] и отвечающих этим фазам стадий литогенеза и формирования состава газо-водных флюидов в песчано-глинистых отложениях элизионных бассейнов [222, 223]. Преобразование РОВ протекает в четыре стадии (фазы), различающиеся продуктивностью и составом производных РОВ. На ранней стадии в ходе диагенеза происходит превращение 18% РОВ в воду с подчиненным количеством битумоидов и газа (главным образом CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и УВ). Следующая стадия отвечает раннему катагенезу и главной фазе нефтеобразования (ГФН); ее отличает максимальная потеря породами РОВ (27% исходной массы) на фоне

развития АВПД за счет гидрослюдизации глин. Преобразующиеся глины интенсивно выделяют воду. На этой стадии продуцируются почти вся нефть (за счет 7% РОВ) и наибольшее количество водорастворенного ОБ (около 15% РОВ). Небольшую часть водорастворенной органики – от 5 до 10% – составляют УВ [24]. Третья стадия отвечает главной фазе газообразования (ГФГ), отличающейся резким преобладанием газов в числе продуктов преобразования органики, причем метан и углекислота составляют в них 94%; вмещающие породы испытывают дальнейшую дегидратацию. В зоне затухания процессов нефте- и газообразования, растянутой на многие километры в глубь разреза, продуцируется дополнительно 6% исходной массы РОВ газа, в основном  $\text{CO}_2$ . Образовавшаяся вода насыщается кремнеземом и другими компонентами вмещающих пород.

В общей сложности на рассмотренных стадиях преобразования осадков теряется около 65% исходной рассеянной органики, сохранившейся в ходе начального диагенеза. В числе продуктов разложения РОВ битумоиды и УВ составляют 55%,  $\text{CO}_2$  – 17,5,  $\text{H}_2\text{O}$  – 12,5,  $\text{H}_2\text{S}$  – 3,1%; остальные 12% представлены кислородом, азотом и другими реакционно-способными компонентами.

Эмигрирующий из осадков флюид представляет собой газовой-жидкую смесь, и УВ переносятся в ее составе в водорастворенном и свободном виде [11, 15, 80, 222 и др.]. При этом скопления УВ могут как образовываться, так и разрушаться в зависимости от гидрогеологических, геотектонических, геоструктурных, геохимических и микробиологических особенностей разреза [66, 113 и др.]. Попытаемся выяснить, при каких условиях М-инфильтрация элизионных флюидов способствует формированию глубинных залежей УВ в ОБ с базитовым основанием.

С учетом изложенного (см. разделы 5.1.1, 5.1.2) и данных табл. 5.1 видно, что в чехле ОБ на мафическом основании только в начальной фазе нефтеобразования, предшествующей развитию АВПД, водно-породная система не испытывает прямого гидродинамического влияния нисходящей М-инфильтрации. Для остальных фаз такое влияние существенно, и оно может определять основные особенности конечного распределения нефти и газа в разрезе.

Наиболее очевидным образом это влияние выражается в выносе обогащенных органикой флюидов из зоны АВПД вниз. Флюид, генерируемый на главных стадиях преобразования рассеянной органики (ГФН и ГФГ), может содержать две жидкие фазы (водный раствор и нефть) и газовую. Физические свойства этих фаз (прежде всего плотность и вязкость) различаются очень сильно, способствуя их дифференциальной подвижности. В зоне, развитой вблизи контакта чехла с основанием, где амплитуда депрессии  $\Delta P_{\text{ист}}$  может достигать примерно –100 бар, капельно-жидкая нефть (микронепфть) и газ гетерогенного флюида благодаря высокой плавучести стремятся всплыть в направлении снижения истинного давления. Необходимо специально отметить, что в верхней части декомпрессионной зоны нефть и газ мигрируют с опережением водной фазы в направлении к местному минимуму истинного давления, как бы "всплывая" в воде (в классическом смысле закона Архимеда), но не вверх, а вниз, тогда как ниже пьезоминимума они всплывают, как обычно, снизу вверх, двигаясь уже навстречу водной фазе.

Наиболее часто встречающиеся значения расчетных скоростей вертикального всплывания нефти составляют 10–100 м/год [24]. Максимальные локальные значения скорости фильтрации подземных вод в реальных условиях М-инфильтрации, вычисленные по геотермическим данным, не превышают первых см/год (см. табл. 3.4). Следовательно, скорость опережающего или встречного всплывания нефти превосходит скорость нисходящего потока воды по абсолютной величине на несколько порядков, и силы плавучести способны удерживать нефть и газ в неподвижном положении вблизи пьезоминимума до тех пор, пока он существует.

Благодаря рассмотренной кинематике гетерофазного потока в декомпрес-

сионной зоне создается своеобразная гидродинамическая ловушка, или зона первичной аккумуляции УВ. Залежь должна зародиться в этой ловушке в виде спорадических "ядер аккумуляции", маркирующих участки наиболее интенсивного притока элизионных флюидов к самым крупным дренам-коллекторам (разломам и т.п.). Разрастаясь по площади и сливаясь между собой, "ядра аккумуляции" могут образовывать более или менее крупную первичную залежь. Эта первичная залежь должна увеличиваться в поперечнике таким образом, чтобы ее внешние контуры повторяли изолинии истинного давления. Таким образом, залежь может наращаться в обе стороны от пьезоминимума в соответствии с вертикальными градиентами истинного давления, причем наиболее легкая газовая фаза должна формировать ее ядро, а нефть – наружное обрамление.

В осадочном чехле могут работать и другие процессы, управляющие первичным распределением УВ. Большое значение для первичной миграции нефти в чехле играет капиллярное выдавливание битумоидов из глинистых слоев в пласты-коллекторы. Этот процесс управляется перепадом капиллярного давления между глинами и песчаниками, который может достигать  $10^5$ – $10^7$  кгс/см<sup>2</sup> [24]. Наряду с этим газо-водный флюид, фильтрующийся через многослойную песчано-глинистую толщу, при его выходе из глинистого слоя в смежный пласт-коллектор каждый раз испытывает частичное фракционирование, известное как "ретроградная конденсация" нефти, растворенной в газовой фазе [291]. Эти механизмы весьма эффективны, но проявляются, как правило, локально. В масштабах чехла их следует рассматривать как второстепенные процессы, наложенные на нисходящую в целом М-инфильтрацию флюидов из зоны ГФН, совпадающей с зоной АВПД, с их декомпрессионным фракционированием и фиксацией УВ в депрессионной ловушке, приуроченной к контакту чехла с основанием.

Значительная часть ОБ переносится в составе водного раствора мимо зоны декомпрессии, в глубь базитового основания. Как следует из табл. 5.1, масса водорастворенного ОБ примерно в 2 раза превосходит массу углеводородов, генерированных на ГФН. Примечательно, что при средней мощности осадочного чехла  $\leq 5$  км, характерной для большинства платформенных бассейнов, РОВ вмещающих пород не может достичь термических рубежей главных фаз нефтегазообразования ( $T > 80^\circ\text{C}$ ; см. табл. 5.1), если геотермический градиент не превышает  $20^\circ\text{C}/\text{км}$ . Такие значения градиента характерны для большинства ОБ (см., например, [199]). Следовательно, "незрелое" органическое вещество, из которого синтезируются УВ, может достичь указанных рубежей только в водорастворенной форме, перемещаясь в глубь базитового основания вместе с водой. Такому ее переносу способствует высокая растворимость органики.

По данным В.М. Швеца [234], в подземных водах растворено в среднем 50 мг/л  $C_{\text{орг}}$ , а в ОБ, отличающихся высокой нефтегазоносностью, содержание  $C_{\text{орг}}$  в пластовых водах может достигать нескольких граммов на литр. Так, в центральной и северо-западной частях Западно-Сибирского ОБ содержание только жирных кислот в подземных водах превышает 1 г/л [131]. Повышенные температуры способствуют усиленному растворению жидких УВ. По данным Г.Ю. Валукониса и А.Е. Ходькова [24], при охлаждении от  $220$  до  $60^\circ\text{C}$   $1\text{ м}^3$  насыщенной углеводородами воды может выделить 85 г/л УВ в свободную фазу, в том числе толуола – 46, бензола – 28, ксилолов – 11 г/л.

В условиях нисходящей М-инфильтрации погружение раствора навстречу растущим температурам не способствует выходу растворенной органики в свободную фазу. В то же время рассмотренный выше процесс концентрирования элизионных растворов приводит к полной потере ими растворенной органики вследствие высаливания ее из раствора. Высокая эффективность механизма высаливания нефтяных УВ установлена экспериментами по смешению пресной воды,

**Таблица 5.2.** Количество циклогексана (в мг/100 г воды), выделившегося из дистиллированной воды при смешении ее с раствором хлористого натрия [24]

| Концентрация раствора NaCl, г/л | Температура, °С |     |     |     |
|---------------------------------|-----------------|-----|-----|-----|
|                                 | 50              | 100 | 150 | 200 |
| 50                              | 10              | 15  | 45  | 200 |
| 100                             | 12              | 18  | 55  | 320 |
| 150                             | 14              | 22  | 70  | 440 |
| 200                             | 16              | 26  | 95  | 550 |
| 300                             | 20              | 34  | 140 | 750 |

насыщенной циклогексаном, с растворами NaCl (табл. 5.2) [24]. При этом эффект высаливания существенно усиливается с ростом температуры и минерализации раствора.

Не только количество, но и состав высаливаемого из воды ОБ зависит от температуры, которая служит главным фактором термokatалитических процессов синтеза УВ. Как упоминалось, при низких значениях геотермического градиента и мощности чехла в пределах 5 км только водорастворенное ОБ может переместиться в область температур, отвечающих ГФН и ГФГ, благодаря М-инфильтрации элизонных вод, достигающей глубин не менее 8,3 км (см. главу 3). Термokatалитический синтез УВ из водорастворенного ОБ протекает достаточно интенсивно при повышенных температурах (см., например, [24, 335]), в частности путем гидрогенизации органических кислот [234]. Поскольку именно М-инфильтрация флюидов служит причиной сильного охлаждения разреза, есть все основания предполагать, что генерация крупных скоплений УВ, накопившихся в "холодном" осадочном чехле, могла происходить только путем "дозревания" водорастворенной органики, вынесенной из чехла в толщу базитов метаморфогенным потоком.

На рис. 5.5 показаны возможные варианты деформации геотемпературного поля нисходящей флюидной адвекцией и ее влияние на положение границ ГФН и ГФГ в разрезе ОБ на мафическом основании. Эти оценки выполнены для стационарного распределения температур в условиях адвективно-кондуктивного теплопереноса в слое мощностью  $H = 12$  км в соответствии с уравнением теплопроводности

$$T'' - aT' = 0, \quad (5.6)$$

где

$$a = c\rho v/\lambda, \quad (5.7)$$

$c\rho$  – удельная теплоемкость и плотность воды,  $c\rho = 4,2 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>3</sup>/К;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности среды,  $\lambda = 2$  Вт/м/К;  $v$  – скорость адвекции,  $v \cong 0,1-1$  мм/год  $\cong (0,1-1) \cdot 10^{-10}$  м/с.

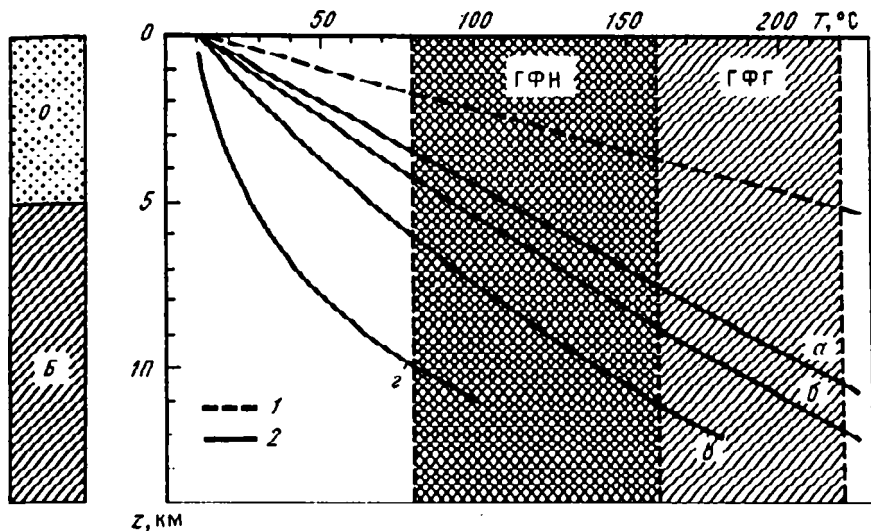
Решение уравнения (5.6) отыскивалось при следующих граничных условиях:

$$T(0) = T_0 = 10^\circ\text{C}, \quad (5.8)$$

$$-\lambda T'(H) = q_0, \quad (5.9)$$

где  $q_0$  – плотность кондуктивного теплового потока на подошве возмущенного слоя. Решение (5.6), аналогичное приведенному в работе [152], имеет вид

$$T = T_0 - \frac{q_0}{c\rho v} \frac{e^{az} - 1}{e^{aH}}. \quad (5.10)$$



**Рис. 5.5.** Вариации глубинных температур в осадочном бассейне (О) с меланократовым основанием (Б) при различных скоростях нисходящей флюидно-породной адвекции  $v$ , достигающей глубины 12 км, и различных плотностях глубинного теплового потока  $q$ . Расчеты выполнены по формуле (5.10)

1 – граничные температуры главных фаз образования нефти (ГФН) и газа (ГФГ), указанные в классической схеме С.Г. Неручева и др. [147] (см. табл. 5.1), при умеренных темпах осадконакопления ( $v = 0,3$  мм/год = 300 м/млн лет) и плотности глубинного теплового потока  $q = 100$  мВт/м<sup>2</sup>; эта линия имеет слегка вогнутую форму, неразличимую в масштабах данного графика; 2 – вертикальное смещение геотемператур и гипсометрических границ ГФН и ГФГ, которые пересекаются водорастворенной органикой в нисходящем (метаморфогенном) потоке флюидов; заданная при этом плотность глубинного теплового потока  $q = 40$  мВт/м<sup>2</sup> отвечает средней величине, типичной для многих мезо-кайнозойских осадочных бассейнов [199, 200];  $v$  (в мм/год): а – 0, б – 0,3, в – 1, г – 3

На график  $T-z$  (см. рис. 5.5) нанесена "классическая линия", характеризующая распределение температур в 5-километровом осадочном разрезе, вмещающем главные фазы нефтегазообразования, в соответствии с традиционной схемой генерации УВ (см. табл. 5.1). Эта термограмма имеет слабовогнутую форму (в масштабе графика незаметную), отвечающую средней скорости осадконакопления (т.е. нисходящей породной адвекции)  $v = 0,1$  мм/год = 0,1 км/млн лет при плотности глубинного теплового потока  $q_0 = 100$  мВт/м<sup>2</sup>. Такие значения  $q_0$  характерны для ОБ с напряженным геотермическим режимом. К их числу относится, например, Паннонский бассейн – "горячее пятно" Европы [258, 286]. Остальные три термограммы характеризуют возможные вариации геотемператур при нисходящей флюидно-породной (а не только породной) адвекции в реальном диапазоне скоростей  $v = 0,1-1$  мм/год (см. выше) и умеренном глубинном тепловом потоке  $q_0 = 40$  мВт/м<sup>2</sup>, типичном для большинства молодых впадин [199, 322]. Из этого графика следует, что при скорости адвекции порядка 1 мм/год, свойственной М-инфильтрации флюидов, средний геотермический градиент составляет менее 20 °С/км и температурный диапазон ГФН (80–160 °С) оказывается смещенным в интервал глубин 6–11 км.

Таким образом, в условиях метаморфогенной фильтрации флюидов из чехла умеренной мощности в базитовое основание ОБ процессы катагенеза осадков протекают при пониженных температурах и не могут обеспечить полноценное

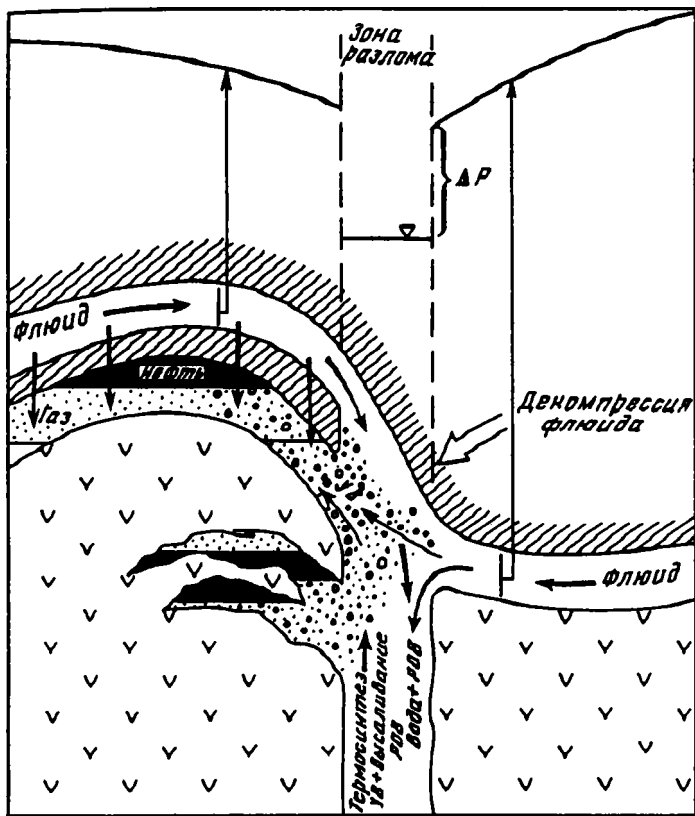


Рис. 5.6. Схема образования первичной углеводородной залежи в декомпрессионной зоне, вскрываемой крупным разломом в базитовом основании осадочного бассейна. Показана возможность образования нефтяной шапки над газовым ядром залежи в нижних горизонтах чехла и коллекторах основания. Пояснения в тексте

"вызревание" РОВ и синтез УВ. Такой синтез происходит в глубоких зонах основания ОБ, где водорастворенная органика нагревается до температур, отвечающих ГФН и ГФГ. Продуцированные в metabазитах нефть, газ и другие свободные фазы, высаливаемые из водных растворов, всплывают навстречу инфильтрующимся водам и, достигая декомпрессионной зоны, удерживаются в ней, как было показано выше. Таким образом, *вблизи контакта осадочного чехла с базитовым основанием ОБ формируется первичная нефтегазовая залежь, генерированная в базитах путем преобразования водорастворенного ОБ, извлеченного из осадочных пород.*

По мере завершения процессов метаморфизма базитового основания или/и диакатагенеза осадочного чехла и соответственно затухания М-инfiltrации депрессионная ловушка будет релаксировать, и сформировавшаяся в ней нефтегазовая залежь "первичной аккумуляции" перераспределится в ближайшие структурные ловушки, образуя залежи "вторичной аккумуляции". Рассмотренный механизм формирования глубинных залежей УВ отображен на схеме (рис. 5.6), где показаны особенности эволюции и перераспределения ОБ в метаморфогенном потоке: движение элизонных флюидов по контакту чехла с базитовым основанием к крупному тектоническому нарушению, их декомпрессионное фракционирование,

термокаталитический синтез и высаливание нефти и газа из раствора в толще базитов и фиксация всплывающих УВ в структурных ловушках, расположенных вблизи зоны декомпрессии.

Достаточно надежными признаками предложенного механизма формирования скоплений УВ в ОБ с мафическим основанием могут служить изотопно-геохимические индикаторы. Например, изотопный состав углерода, гелия и аргона в пластовых газах крупных месторождений севера Западной Сибири (Уренгой и др.) указывает на образование значительной их части на глубинах свыше 8 км, т.е. в кристаллическом фундаменте бассейна [176]. Именно на этих участках скопления газов глубинной генерации под чехлом развиты метабазиты рифтогенного (тафрогенного) комплекса [228], которые подвергались гидратации, очевидно, с участием вод кайнозойского осадочного чехла.

Пример Западной Сибири – один из многих, свидетельствующих о гигантских масштабах перераспределения и переработки органического вещества в недрах осадочных бассейнов. Возможность широких проявлений нисходящей М-инфильтрации снимает потребность в углубленной разработке концепции мантийного источника УВ, которая не выдерживает критики, основанной на изотопно-геохимических критериях. Так, массовое изучение изотопного состава метана и его гомологов (наряду с инертными газами,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$ ) в подземных флюидах океанических и континентальных гидротермальных систем и активных континентальных окраин, отличающихся высокой мантийной активностью, показало, что почти весь метан возник путем термокаталитического синтеза из ОБ осадочных пород [312, 335].

Предложенный механизм образования скоплений УВ, по-видимому, снимает также и вопрос об источнике энергии, необходимой для реализации классической схемы эволюции РОВ, положенной в основу осадочно-миграционной концепции происхождения нефти. Неясность в этом вопросе оставляла возможность альтернативных объяснений генезиса нефти. Рассмотренная схема показывает, что *если глубинное тепло не поступает в осадочный чехол в количестве, достаточном для преобразования РОВ, то это не мешает водорастворенному ОБ получить нужное тепло, опускаясь в более прогретые недра кристаллического фундамента.*

## **5.5. ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОТРАЖЕНИЕ МЕТАМОРФОГЕННОЙ ИНФИЛЬТРАЦИИ**

Яркими геохимическими следствиями – индикаторами развития М-инфильтрации могут служить пространственные и временные вариации изотопно-геохимических показателей инертных газов (в первую очередь гелия) и вторичных минералов, а также специфическое распределение рудных компонентов в разрезе.

### **5.5.1. Локальные особенности изотопного состава гелия**

Благородные газы из-за их химической инертности представляют собой идеальные трассеры миграции подземных флюидов (см., например, [176, 267, 295]). Среди изотопно-геохимических характеристик благородных газов особая роль принадлежит отношению концентраций легкого и тяжелого стабильных изотопов гелия –  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ . Значение  $R$  в подземных флюидах очень широко варьирует – от  $\sim 10^{-8}$  (радиогенный "коровый" гелий) до  $\sim 10^{-5}$  (современный гелий мантии, характеризующий вулканические газы, донные базальты океана и т.п. объекты);

атмосферный воздух характеризуется промежуточным значением  $R = 1,4 \cdot 10^{-6}$  [127 и др.]. Столь резкое различие изотопно-гелиевых меток разных резервуаров позволяет (после внесения поправки на контаминацию опробованного флюида атмосферными компонентами) надежно идентифицировать возможное присутствие мантийной составляющей в коровых флюидах, даже при очень малых ее примесях, измеряемых долями процента.

Исследования изотопов гелия в подземных флюидах выявили, в частности, тройственную корреляционную связь между возрастом тектоно-магматической активности в крупных блоках земной коры и средними для каждого блока значениями  $R$  и плотности кондуктивного теплового потока  $q$  [170, 172]. Эта закономерность, интерпретируемая как результат тепломассопереноса из мантии в кору силикатными расплавами, носит глобальный характер.

Относительно этой обобщенной "чистой линии" индивидуальные значения дают широкую дисперсию, которая отражает главным образом местные особенности разгрузки тепломассопотока из мантии в кору. Положительные отклонения  $R$  и  $q$  легко объясняются повторной магматической активизацией тех или иных участков земной коры. Действительно, все новейшие магматические проявления маркируются высокими значениями  $R$ , приближающимися к мантийному уровню  $\sim 10^{-5}$ . Однако не только эти проявления траассируют мантийную активность. Разгрузка термальных флюидов на поверхность Земли часто создает положительные аномалии  $R$  вне видимой пространственной связи с магматическими очагами.

Пониженные значения  $q$  отличают молодые прогибы с высоким темпом осадконакопления [199, 200]. Там же в большинстве случаев наблюдаются и низкие (в среднем близкие к каноническому радиогенному<sup>1</sup>) значения  $R$  [298, 306, 310], приписываемые некоторыми исследователями большой мощности осадочного чехла, экранирующего возможную разгрузку глубинного гелия. Однако это не является общим правилом. Большая мощность осадочного чехла ( $>10$  км) не препятствует грязевым вулканам, активно действующим в районе междуречья Куры и Иори (Восточная Грузия), выносить на дневную поверхность флюиды со значительной примесью мантийной компоненты, как было показано ранее Э.С. Матвеевой с соавторами [130], а затем подтвердилось повторным опробованием тех же грязевых вулканов (И.Л. Каменский, 1998 г., устное сообщение).

Эти и другие примеры показывают, что осадочный чехол, как и земная кора в целом, не является пассивным экраном, который в зависимости от его толщины пропускает или не пропускает поток мантийных летучих.

Само представление об автономном сквозькоровом потоке мантийных летучих, довольно широко распространенное, трудно согласовать с корреляцией  $R$  не только с  $q$ , но и с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в твердых продуктах новейшего магматизма [170, 172, 310 и др.], т.е. с признаками совместного выноса в кору из мантии как летучих, так и литофильных элементов. Такой вынос, естественно, может быть обеспечен лишь скрытой разгрузкой силикатного массопотока, одновременно транспортирующего и глубинное тепло. Интенсивность и сама возможность дальнейшего прохождения мантийного изотопно-гелиевого сигнала к поверхности Земли зависят не столько от мощности коры или чехла, сколько от плотности и знака внутрикорового флюидного массопотока, т.е. динамики вертикальных флюидных течений. Однако если восходящий поток флюидов переносит этот сигнал в верхние горизонты коры, то нисходящий поток может его полностью подавить. Во многих случаях подавление поверхностных следов разгрузки мантийного тепломассопотока,

---

<sup>1</sup> В некоторых водоносных комплексах образуется радиогенный гелий с более высоким значением  $R$ , приближающимся к  $20 \cdot 10^{-8}$  [325].



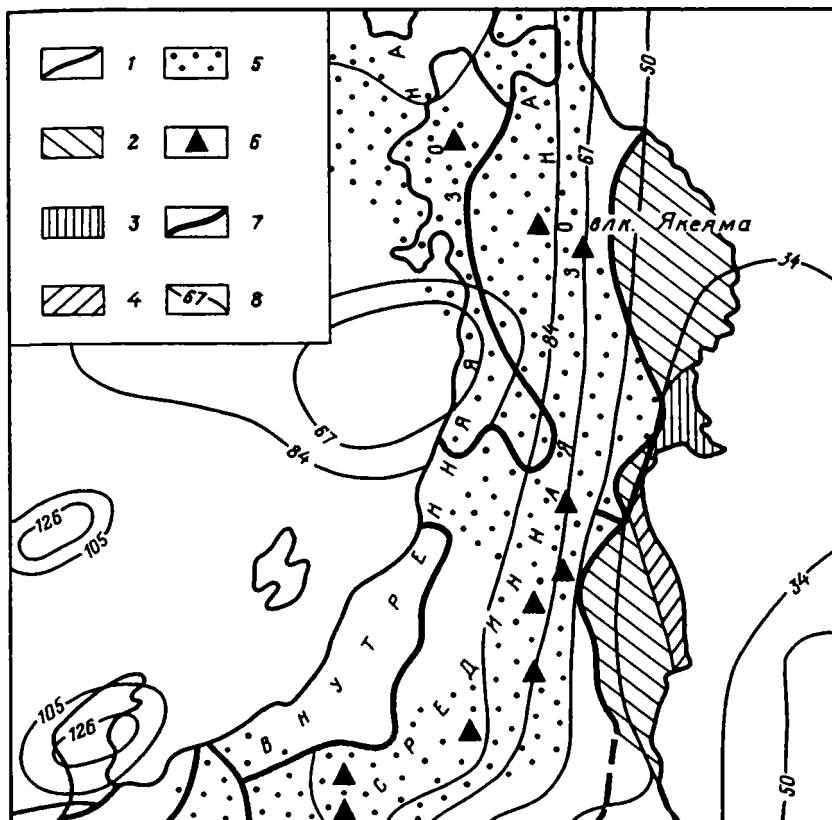
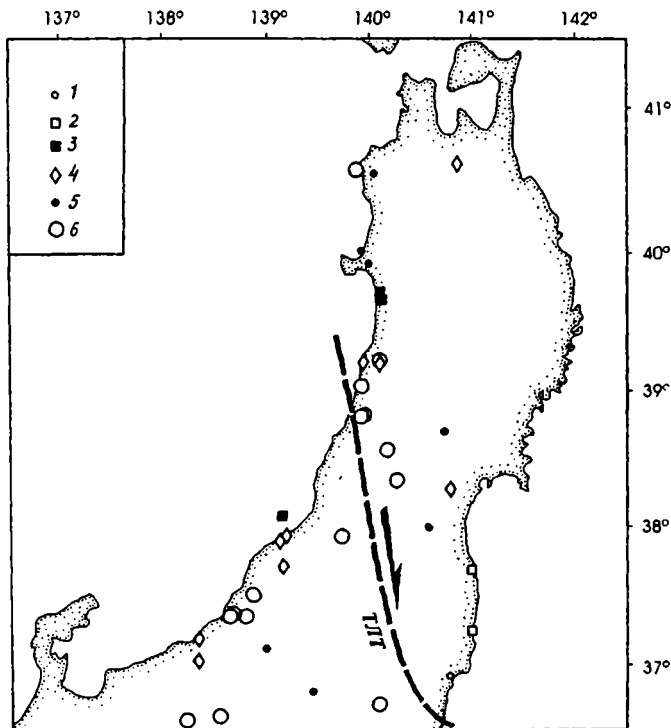


Рис. 5.7. Схема геологического строения [109] и теплового поля [201] северной части о-ва Хонсю (Япония)

1 – границы структурных зон; 2–4 – структурные подзоны: 2 – Титибу-Нагаторо (PR и PZ), 3 – Симанто (MZ), 4 – Накамура; 5 – вулканические зоны; 6 – действующие вулканы; 7 – главнейшие глубинные разломы; 8 – изолинии теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>

выраженное, в частности, в виде отрицательных  $R$ - $q$  аномалий, может служить косвенным признаком нисходящей  $M$ -инfiltrации флюидов.

Рассмотрим в качестве примера латеральные вариации  $R$  и  $q$  в Японии, где оба эти параметра изучены достаточно плотно и равномерно по площади. Исследования показали, что здесь наблюдается та же положительная корреляция между этими параметрами. На рис. 5.7 приведена карта теплового поля северной части о-ва Хонсю [201]. Площадные вариации плотности теплового потока согласуются с возрастом главных структурных зон:  $q$  в целом возрастает от  $\approx 30$  мВт/м<sup>2</sup> в пределах протерозойско-палеозойского ядра Японской островной дуги на востоке о-ва Хонсю до  $q \approx 130$ – $150$  мВт/м<sup>2</sup> в западной части острова, где развита термальная и вулканическая деятельность. На этом повышенном фоне отчетливо видна отрицательная геотермическая аномалия ( $q < 67$  мВт/м<sup>2</sup>). Она охватывает упоминавшийся в разделе 5.4 бассейн Акита, образующий вместе с бассейном Нингата главную нефтегазосную провинцию Японии [292]. Примечательно, что значительная доля запасов углеводородов сосредоточена в вулканогенных породах пояса Зеленых туфов, перекрытых вулканогенно-осадочным чехлом, из которого углеводороды



**Рис. 5.8.** Карта площадных вариаций изотопно-гелиевого отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} = R$  в подземных флюидах северной части о-ва Хонсю. Построена после осреднения значений  $R$ , измеренных в разное время на разных глубинах в каждом пункте опробования, имеющем индивидуальные географические координаты, по данным [299, 318, 327, 332, 333]. Жирной линией (ТЛТ) показана тектоническая линия Танакура [328]

1–6 – значения  $R$  ( $10^{-8}$ ) в отдельных точках: 1 –  $< 30$ , 2 – 30–70, 3 – 70–140, 4 – 140–420, 5 – 420–700, 6 –  $> 700$

эмигрировали [292]. В работе [300] приведены результаты изучения изотопного состава стронция, растворенного в нефтях и попутных рассолах, а также заключенного в нефтеносных метавулканитах провинции Ниигата–Акита. Этот материал показывает, что рассолы возникли путем метаморфизации погребенных морских вод при их взаимодействии с породами по пути нисходящей фильтрации, а нефть образовалась из рассеянного органического вещества осадков, перекрывающих метавулканиты. На метеогенное (отчасти морское) происхождение подземных вод формации Зеленых туфов указывает также изотопный состав водорода и кислорода, а также водорастворенной серы [316, 317]. С учетом концепции, изложенной в разделе 5.4, есть основания предполагать, что скопления УВ в вулканогенном основании осадочных бассейнов Ниигата и Акита возникли благодаря нисходящей М-инфильтрации элизионных флюидов. Рассмотрим, находит ли это предположение подтверждение в изотопно-гелиевых данных.

На рис. 5.8 приведена карта распределения  $R$  в северной части о-ва Хонсю, построенная по данным [299, 318, 327, 332, 333]. Как видно на этой карте, площадные вариации изотопно-гелиевого отношения обнаруживают такую же, что и геотермические данные, закономерную связь с возрастом тектонических структур

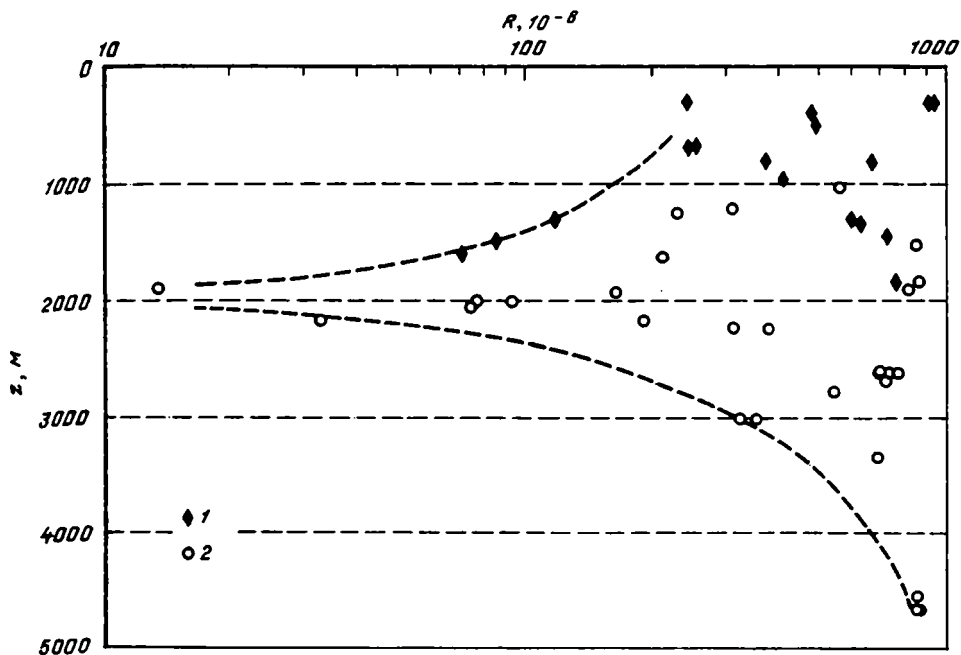


Рис. 5.9. Вертикальные вариации изотопно-гелиевого отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  во флюидах из глубоких скважин нефтегазоносных провинций (бассейнов) Акита (1) и Ниигата (2), приуроченных к поясу Зеленых туфов, по данным [299, 318, 327, 332, 333]

о-ва Хонсю:  $R$  в целом возрастает с востока на запад, изменяясь от  $(16-50) \cdot 10^{-8}$  в пределах древнего ядра островной дуги до  $(700-900) \cdot 10^{-8}$  в более молодых структурах пояса Зеленых туфов. Кроме того, участки с максимальными значениями  $R$  вытянуты в цепочку, пересекающую северную часть о-ва Хонсю примерно посередине. Эта линейная положительная аномалия почти совпадает с "тектонической линией Танакура", которая служила границей между северо-восточной и юго-западной островными палеодугами Хонсю, сомкнувшимися в единое целое к концу раскрытия Японского моря [328]. Вдоль этого шва, очевидно, происходила (а возможно, продолжается и поныне) сосредоточенная разгрузка подземных флюидов, содержащих мантийный гелий.

Наряду с положительной аномалией линии Танакура видны не менее контрастные локальные отрицательные аномалии  $R$  как в бассейне Акита, отмеченном пониженными  $q$ , так и в бассейне Ниигата. В общем частные значения  $R$  отличаются в обоих бассейнах сильным разбросом — от  $13 \cdot 10^{-8}$  до  $900 \cdot 10^{-8}$ . Такой разброс может показаться неожиданным для тектонически однородных структур: минимальные значения  $R$  соответствуют чисто радиогенному гелию, тогда как максимальные указывают на интенсивный привнос и даже преобладание мантийной компоненты в гелии флюидов. Можно ли приписывать такие вариации влиянию М-инфильтрации? Кажется, что об этом говорит распределение  $R$  по глубине. График  $R-z$  (рис. 5.9) показывает высокую дисперсию значений  $R$  в разбуренном разрезе, представленном осадочно-вулканогенным чехлом, подстилаемым магматогенным комплексом Зеленых туфов [292]. При этом дисперсия максимальна на глубине около 2 км, постепенно убывая вверх и вниз. Высокие, субмантийные значения  $R$ , встречающиеся по всему разрезу, выглядят вполне естественными, если учесть

роль вулканогенного материала в чехле. Однако минимальное (радиогенное) значение  $R$  в опробованных флюидах (месторождение Ага-Оки) свидетельствует о том, что такой гелий продуцируется в терригенных породах. Вероятнее всего, он генерируется в глинистых породах (прослоях), претерпевающих катагенез. Как правило, именно на этом уровне происходит интенсивная дегидратация глин за счет их гидрослюзидизации [222 и др.]. Высвобождающиеся элизийонные воды привносят такой гелий в свободно циркулирующие подземные флюиды, где он разбавляется гелием, выделяющимся из вулканокластики. "Гладкое" изменение степени этого разбавления вверх и вниз по разрезу, очевидно, указывает на отток элизийонных вод как в восходящем, так и в нисходящем направлении. Последнее обстоятельство, как и упомянутые выше изотопно-стронциевые данные [300], может рассматриваться как признак М-инfiltrации. Однако определенно утверждать это можно только после получения данных: 1) о концентрации гелия во флюидах (а не в газовой фазе); 2) о равновесности  $R$  во флюидах и  $R$  в породах; 3) о детальном литологическом строении изучаемого разреза (таких данных нет в упомянутых работах). Точный ответ требует дальнейших исследований.

По-видимому, вывод о возможности М-инfiltrации можно распространить на весь пояс Зеленых туфов. В работе Р. Пореды с соавторами [312, рис. 2] показан генеральный тренд вариаций мольного отношения  $\text{CH}_4/\beta\text{Ne}$  относительно  ${}^3\text{Ne}/{}^4\text{Ne}$  в УВ газах этого пояса. Канонический график смешения показывает, что в газовых месторождениях, ассоциирующих с поясом Зеленых туфов, метан является продуктом термической переработки органики, рассеянной в перекрывавших туфы осадках, которые были почти лишены  ${}^3\text{Ne}$ . Аналогичный вывод сделан авторами работы [312] и в отношении углеводородных флюидов других активных континентальных окраин, где газы встречаются как в чехле, так и в подстилающем вулканогенном комплексе (Тайвань, Аляска, Новая Зеландия, Барбадос и Таиланд). Рассматривая месторождение Мауи (Новая Зеландия), эти исследователи отмечают, что при наблюдаемой здесь мощности чехла, не превышающей 3 км, в разрезе месторождения может присутствовать только "незрелое" РОВ, которое не могло быть причастным к образованию промышленного скопления метана. Для объяснения природы последнего авторы были вынуждены предположить дополнительную стимуляцию созревания органики за счет тепла неизвестной магматической интрузии. Рассмотренный выше механизм образования глубинных залежей УВ в метаморфогенном потоке (раздел 5.4) мог бы, вероятно, объяснить парадокс месторождения Мауи и других, ему подобных, без привлечения дополнительных, гипотетических источников энергии, необходимой для термосинтеза углеводородов.

Приведенные примеры демонстрируют некоторые возможности использования изотопно-геохимических показателей инертных газов как индикаторов перераспределения УВ в метаморфогенном потоке. Другим геохимическим индикатором М-инfiltrации флюидов могут служить рудные компоненты, обладающие геохимическим сродством к водорастворенной органике.

### 5.5.2. Перераспределение рудного вещества

Зеленокаменные пояса характеризуются, как известно, пестрой металлогенией. В них сосредоточены гигантские запасы руд цветных металлов, Hg, As, Sb и многих других элементов, образующих с метабазитами парагенетическую рудно-формационную ассоциацию [108, 271, 297, 324, 329 и др.]. Этот парагенезис издавна привлекает внимание геологов, но проблема генезиса гидротермального оруденения, ассоциирующего с апомагматическими комплексами, остается нерешенной. Как показано в статье В.Д. Козлова [79], по геохимическим или минералогическим признакам не удается установить сколько-нибудь существенные различия между

безрудными массивами изверженных пород и сопровождающимися оруденением. Для эффузивного, в частности базальтоидного, магматизма характерно отсутствие закономерной связи между петрохимическими особенностями вмещающих пород и развитой в них рудной минерализацией.

В самом деле, не только и не столько этими особенностями определяется генезис гидротермального оруденения в метабазитах, сколько флюидным режимом метаморфизма, поскольку главным агентом рудообразования является вода [150, 212, 268]. В указанных работах показано, что для возникновения промышленного оруденения необходимы: 1) источник вещества (рудоматеринская порода) с должной концентрацией элемента в соответствующих объемах; 2) проницаемость рудоматеринского тела, достаточная для эффективного выщелачивания (экстракции) из него элемента; 3) источник воды – растворителя рудного вещества; 4) возможность сообщения рудоматеринского тела с этим источником; 5) источник энергии, необходимой для циркуляции воды и процессов экстракции; 6) соответствующие скорости потоков рудоносного раствора; 7) благоприятные для экстракции и переноса металлов физико-химические условия в пределах рудоматеринского тела; 8) достаточно локализованный и долгоживущий рудообразующий (физико-химический, температурный, биохимический и пр.) барьер, пересекаемый потоком рудоносного раствора.

В условиях метаморфогенной инфильтрации флюидов перечисленные факторы рудообразования характеризуются следующим образом.

*Источниками рудного вещества* могут служить как сами метаморфизируемые базиты, так и перекрывающие (или подстилающие) их осадочные породы. Высокий рудогенерирующий потенциал песчано-глинистых и магматических пород даже при кларковых содержаниях извлекаемых из них рудных компонентов был показан многими исследователями [14, 40, 43, 91, 93, 94, 100, 101, 108, 150, 181, 212, 222, 223, 240, 268 и др.].

*Проницаемость рудоматеринского тела* в области метаморфогенной фильтрации, по определению, достаточно велика. К тому же разрушение гидратируемых базитов за счет неравномерных химических объемных деформаций способствует сохранению такой проницаемости (см. главу 2).

*Источник воды* достаточен для крупномасштабного переноса рудного вещества. Как упоминалось в разделе 2.3, диафорез базитов сопровождается поглощением воды в количестве, составляющем до 1/3 объема метаморфизируемых пород.

*Возможность сообщения рудоматеринского тела с источником воды* обеспечивается тем, что вся проницаемая область М-инфильтрации, как не раз говорилось выше, может служить областью рудогенерации.

*Источниками энергии* для М-инфильтрации и процессов выщелачивания являются избыточное флюидное давление в чехле (АВПД) и избыток свободной энергии Гиббса в неравновесной системе вода–порода в толще гидратируемых базитов (при гидротермальном процессе эта энергия непрерывно стремится к минимуму; см., например, [46]).

*Интегральная скорость движения рудоносных растворов* при М-инфильтрации, как показано в разделе 5.1, достаточно велика, чтобы обеспечить перенос рудного вещества на сотни–тысячи метров за сотни тысяч–миллионы лет. В условиях крупночешуйстой флюидной адвекции локальные значения скорости могут быть еще больше.

*Благоприятные для экстракции, переноса и компактного отложения рудного вещества физико-химические условия* определяются множеством факторов. Основными являются прежде всего металлофильность органики, перераспределяемой в метаморфогенном потоке (см. раздел 5.4), и биофильность металлов. Металло-

фильность ОВ проявляется следующим образом [11, 43, 68, 77, 78, 108, 145, 150, 222, 223, 240 и др.]: ОВ катализирует процессы экстракции металлов из вмещающих пород; в присутствии ОВ образуются подвижные органометаллические комплексы; тяжелые, малоподвижные фракции ОВ (битумоиды) способны сорбировать металлы; с ореолами обогащения пород органикой связано формирование при участии микроорганизмов восстановительного и щелочного (углекислотного) барьеров. Биофильность, свойственная, в свою очередь, многим металлам (Hg, V, Ni, Au, Ag, Pb, Sn, Pt и др.), проявляется в их способности образовывать металлоорганические соединения с летучими и тяжелыми фракциями ОВ [68, 83, 108, 145 и др.].

Металлоорганические соединения могут разрушаться, например, на высоко-температурном барьере [145], возникающем на пути нисходящего потока флюидов. На контактах инфильтрующейся воды с залежами УВ при умеренных температурах может развиваться восстановительный биохимический барьер, эффективно осаждающий руды U, Au, халькофилов и др. [15, 77, 149, 240]. Разрушение металлоорганических комплексов Au, Pb, Zn, Vi, W и др. происходит также в области развития углекислотного барьера [77, 78 и др.].

Большое значение в рудообразовании имеет еще и перенос тяжелых металлов в форме хлоридных комплексов [24, 53, 181, 221, 305 и др.]. Оруденение может развиваться в толще метаморфизируемых базитов, где происходит концентрирование водных растворов, которое ведет к осаждению металлов и растворенной органики в результате их высаливания.

Важную роль в экстракции и компактном отложении рудного вещества может играть процесс "автосмещения гидротерм" [12–14]. Реализации его способствует крупночешуйчатая структура метаморфогенного потока. Механизм этого явления заключается в следующем: «При образовании трещинно-жильных месторождений всегда энергично "работают" геохимические барьеры, обусловленные гидродинамикой рудоносных растворов. Особенности течения гидротерм вдоль концентрирующих их трещинных каналов способны даже в химически однородной среде обеспечивать скачкообразные изменения pH трещинного раствора (т.е. создавать щелочно-кислотные барьеры), такие же резкие скачки Eh (т.е. создавать окислительно-восстановительные барьеры) и т.д.» [12, с. 1580]. В.Л. Барсуков и М.В. Борисов, развивая концепцию Л.В. Таусона, подчеркивают, что гидротермальным рудообразующим системам свойственно ритмичное самовосстановление продуктивности гидротерм, благодаря чему для создания даже крупных месторождений достаточно сравнительно небольших объемов воды – в десятки раз меньше тех, которые принято рассматривать и источник которых в рамках традиционных представлений о рудообразовании объяснить невозможно. Именно такое, сравнительно небольшое количество воды мобилизует метаморфогенный поток в процессе аллотигенного зеленокаменного изменения базитов: конечное отношение массы мобилизованной воды к массе метаморфической породы при этом не превышает 1/10. Тем не менее процесс автосмещения способен резко повысить эффективность гидротермального рудообразующего процесса.

Рассмотренные и другие возможные факторы рудообразования могут накладываться друг на друга, давая убогое или концентрированное оруденение, приуроченное к наиболее контрастным геохимическим барьерам, к которым, кроме магистральных проводящих зон в основании и чехле и т.п., относится еще и зона декомпрессии элизонных флюидов вблизи контакта чехла с базитовым основанием. *Это первичное оруденение, синхронное М-инфильтрации, связано с метабазитами парагенетически, тогда как генетически оно связано с метаморфизмом (диафторезом) базитов (но не с их формационной принадлежностью).*

По завершении М-инфильтрации первичное оруденение может быть ремоби-

лизовано и переотложено в виде вторичных рудных залежей или рассеяно в зависимости от условий. Вторичное рудообразование может быть результатом инверсии флюидного или тектонического режима данного фрагмента земной коры.

При погружении метабазитов, когда они оказываются в условиях эпидот-амфиболитовой и более высоких ступеней метаморфизма, неизбежна инверсия флюидного режима. С ростом температуры начинается дегидратация апобазитовых зеленых сланцев. Ремобилизация водами дегидратации убогого оруденения может привести к более концентрированному переотложению металлов на окислительном, биохимическом, низкотемпературном и других барьерах.

Инверсия тектонического режима коры, выражающаяся в орогенезе, которым завершается тектоно-магматический цикл, и эродирование осадочного чехла приводят к перемещению метабазитов в зону гипергенеза. При благоприятных условиях может произойти переотложение продуктов первичного оруденения в виде низкотемпературных рудных залежей коры выветривания [162] или россыпных залежей.

Изложенный подход проясняет некоторые важные особенности металлогении зеленокаменных (офиолитовых) поясов. Рассмотрим в качестве примера зеленокаменный пояс Малого Кавказа, где существовали предпосылки развития М-инфильтрации на предорогенной стадии развития Кавказа, в течение палеоцена-среднего эоцена (см. раздел 4.2).

До последнего времени металлогения Малого Кавказа изучалась на основе традиционного подхода, при котором поиск закономерностей распределения гидротермального оруденения был ограничен парагенетическими соотношениями магматических и рудных формаций [5, 37, 67 и др.]. Авторы этих работ признали, однако, что их попытки установить генетическую связь оруденения с магматизмом не увенчались успехом. Вместе с тем они выявили некоторые особенности оруденения, которые могут служить признаками упомянутой генетической связи оруденения в магматических комплексах с их метаморфизмом.

Так, например, в Араксинской структурно-формационной зоне в отличие от остальных зон Закавказья базальтовые вулканы в основном не подвергались зеленокаменным изменениям. Именно в этой зоне оруденение намного беднее, чем в других. Напротив, наиболее глубокие изменения базитов и гипербазитов, отмечаемые в трещиноватых ореолах крупных разломов, сопровождаются самыми большими накоплениями руды [37]. Т.Г. Гаджиев с соавторами предполагают неогеновый возраст преобладающего ртутного, сурьмяно-ртутного и медного оруденения в офиолитовой Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа, простирающейся в пределы Северной Анатолии (Турция). Вместе с тем большая часть оруденения (прежде всего ртутного) сконцентрирована в метаморфизованных мафических породах мелового комплекса, находящегося в аллохтонном залегании. Рудовмещающие породы отличаются повышенной пористостью, трещиноватостью и брекчированностью. Основные запасы ртути сосредоточены в лиственитах и серпентинизированных гипербазитах, сформировавшихся большей частью вблизи глубинных разломов. Эти разломы представляют собой крупные поддвиги, по которым происходило смещение офиолитовых аллохтонных пластин.

По мнению ряда исследователей [5, 37], поступление рудоносных растворов в Севано-Акеринской офиолитовой зоне обеспечивалось исключительно за счет эндогенных источников, приуроченных к развитой здесь зоне Заварицкого-Беньофа. На наш взгляд, вклад этих источников во флюидный баланс был подчиненным по сравнению с вмещающими аллохтонные пластины кайнозойскими терригенными осадками, образующими автохтонные блоки (см. раздел 4.2). Нисходящие, а кое-где и восходящие метаморфогенные токи рудоносных флюидов, направленные внутрь аллохтонных пластин, вероятнее всего, контролировали процесс гидротермального

рудообразования в тектонически ослабленных, проницаемых зонах, ориентированных в направлении коллизионного сжатия Кавказа (см. раздел 5.6).

Возможность метаморфогенной мобилизации рудного вещества следовало бы учитывать для ревизии представлений о природе, составе и масштабах гидротермальных рудных месторождений в зеленокаменных поясах. В результате такой ревизии перечень извлекаемых полезных компонентов может расшириться. Так, повторное исследование месторождений ртути шт. Калифорния (США), большей частью ассоциирующих с серпентинитами, позволило установить промышленную золотоносность девяти из них, в которых вынос рудных компонентов из вмещающих пород, вероятнее всего, происходил за счет притока погребенных морских вод к телам ультрабазитов [329]. Весьма эффективным инструментом ревизии металлоносных провинций зеленокаменных поясов может служить комплекс гидрогеохимических методов поисков и разведки рудных месторождений [83].

В разделе 5.4.1 рассмотрен изотопный состав гелия и отношение  $\text{CH}_4/\text{Ne}$  как индикаторы современной (или недавней) нисходящей М-инфильтрации флюидов. Наиболее информативными признаками метаморфогенного тепломассопереноса в отдаленные геологические эпохи наряду с рудным веществом могут служить изотопно-геохимические характеристики вторичных минералов, которые обладают лучшей, чем флюиды, сохранностью.

### 5.5.3. Изотопно-геохимические особенности вторичных минералов

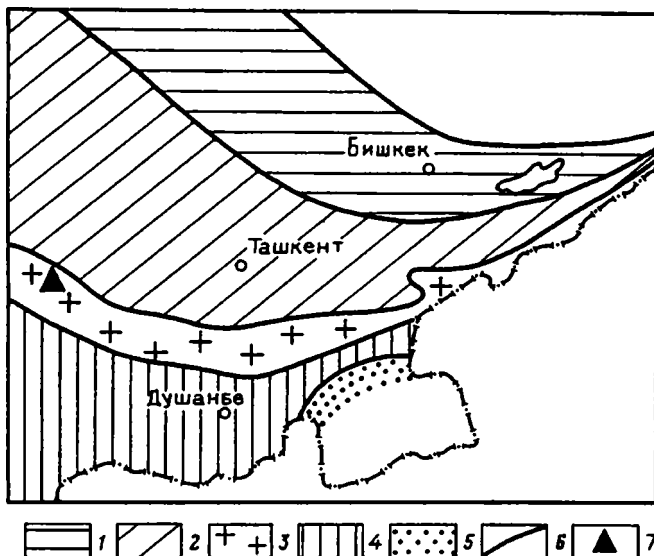
Этапы эволюции флюидного и термического режимов коры фиксируются в изотопном составе вторичных минералов разных генераций и фазовом составе разновозрастных флюидных включений. В данном разделе на примере Мурунтауского золоторудного поля (Узбекистан) обсуждаются изотопно-геохимические индикаторы инверсии флюидного режима вторичного минералообразования, которая связывается с метаморфизмом базитов, вторгшихся в основание осадочного бассейна [245].

Рудное поле Мурунтау расположено в пустыне Центральных Кызылкумов, на западной периферии Южного Тянь-Шаня (рис. 5.10). Южный Тянь-Шань относится к линейным складчатым системам с континентальной корой, сформированной в середине карбона [1, 141, 160]. Эта система заложила еще в начале палеозоя ( $\epsilon_3$ – $O_2$ ) вследствие рифтогенеза при раскрытии океана Палеотетис. Меланократовое основание коры формировалось одновременно с накоплением в ордовике–силуре пелагических песчано-глинистых осадков, а в девоне–раннем карбоне – карбонатных. Осадочные комплексы переходной и континентальной стадий отложились в течение карбона в виде мощных флюидных серий.

Месторождение представляет собой систему золотых и полиметаллических рудопоявлений в виде крупного штокверка в черных сланцах бесапанской и более древней тасказганской свит палеозоя (O–S). Эти породы вскрыты горными выработками и скв. СГ-10 (Мурунтауской сверхглубокой), пробуренной до глубины свыше 4000 м на восточном крыле Мурунтауского рудного поля [231]. В пределах рудного поля черные сланцы интродуцированы гранитными дайками, а в 10–15 км к юго-востоку – Шарыктинским гранитным штоком, возникшим, как и дайки, на рубеже карбона и перми [98]. В черных сланцах, претерпевших глубокие метасоматические изменения в пермо-триасе, развиты несколько генераций продуктивных жильных образований, сложенных в основном кварцем и карбонатом [97, 99 и др.].

Происхождение этого месторождения во многом остается загадочным. В нача-





**Рис. 5.10.** Структурно-формационные зоны Средней Азии (по [1], с упрощениями) и положение Мурунтауского рудного поля

1 – Северный Тянь-Шань; 2 – Срединный Тянь-Шань; 3 – Южный Тянь-Шань; 4 – Каракумо-Таджикский палеоконтинент; 5 – Памир; 6 – крупные разрывные нарушения; 7 – рудное поле Мурунтау

ле его исследований по традиции предполагалось, что оно является магматогенным, т.е. порождено тепломассопотоком из мантии. Отталкиваясь от этой гипотезы, многие исследователи и поныне надеются выявить "корни" рудного штокверка [231 и др.]. Другие же считают источник главных компонентов рудных залежей, в том числе и золота, коровым [98, 178 и др.]. В обоих случаях, однако, остается невыясненным, какие же движущие силы управляли тепломассопотоком в осадочном чехле, обеспечившим компактное накопление полезных компонентов в районе Мурунтау.

Изотопно-геохимические особенности вторичных минералов (карбонатов, кварца и др.) позволяют с учетом истории геологического развития региона идентифицировать источники вещества и механизмы мобилизации минералообразующих флюидов.

Автор отобрал 19 проб каменного материала из керна Мурунтауской скважины и 2 пробы из района ее бурения и участвовал в их лабораторном исследовании. Изотопный анализ образцов выполнен во ВСЕГИНГЕО (руководитель работ В.А. Поляков, аналитик Ф.А. Бабков). Пробы карбонатов подвергались разложению под вакуумом ортофосфорной кислотой и анализировались на масс-спектрометре МИ-1201.

### *Генерации вторичных карбонатов*

Результаты изотопных исследований приведены в табл. 5.3 и представлены в графическом виде на рис. 5.11. В изученных образцах наблюдается широкий диапазон величин  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-29$  до  $-2\%$  относительно стандарта PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от 0 до  $+19\%$  относительно стандарта SMOW). Это показывает, что в карбонатообразовании участвовали флюиды из разных источников, существенно различающихся по изотопным характеристикам. Несмотря на небольшое число определений, в

Таблица 5.3. Характеристика изотопного состава углерода и кислорода карбонатов в образцах пород из Мурунтауской скв. СГ-10 и района ее бурения

| № пробы                            | Глубина отбора пробы, м | $\delta^{13}\text{C}$ , ‰<br>PDB | $\delta^{18}\text{O}$ , ‰<br>SMOW | № пробы   | Глубина отбора пробы, м | $\delta^{13}\text{C}$ , ‰<br>PDB | $\delta^{18}\text{O}$ , ‰<br>SMOW |
|------------------------------------|-------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|---|-------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| Образцы черных сланцев, скв. СГ-10 |                         |                                  |                                   | 12  | 1003                    | -11,5                            | 12,8                              |
| 1                                  | 51                      | -12,9                            | 18,7                              | 13  | 1050                    | -13,2                            | 12,6                              |
| 2                                  | 64                      | -28,6                            | 17,4                              | 14  | 1268                    | -6,0                             | 4,2                               |
| 3                                  | 148                     | -5,5                             | 10,8                              | 15  | 1280                    | -7,6                             | 8,1                               |
| 4                                  | 390                     | -9,8                             | 17,6                              | 16  | 1289                    | -7,1                             | 6,7                               |
| 5                                  | 504                     | -9,9                             | 13,1                              | 17  | 2180                    | -8,7                             | 1,0                               |
| 6                                  | 524                     | -11,6                            | 12,2                              | 18  | 2280                    | -1,8                             | 7,8                               |
| 7                                  | 538                     | -11,9                            | 13,5                              | 19  | 2360                    | -7,7                             | 0,4                               |
| 8                                  | 760                     | -13,9                            | 12,1                              | Обр. D-C <sub>1</sub> известняка, южный склон гряды в |                         |                                  |                                   |
| 9                                  | 760                     | -9,0                             | 15,3                              | районе пос. Мурунтау                                  |                         |                                  |                                   |
| 10                                 | 940                     | -10,0                            | 12,2                              | 20  | В 2 км к                | -1,2                             | 27,6                              |
| 11                                 | 973                     | -12,7                            | 13,3                              | 21  | западу от               | -1,0                             | 27,0                              |
|                                    |                         |                                  |                                   |   | пос.                    |                                  |                                   |
|                                    |                         |                                  |                                   |   | Мурунтау                |                                  |                                   |

полученных результатах отчетливо видна вертикальная изменчивость изотопного состава карбонатов.

Самое верхнее стратиграфическое положение занимают известняки девона. Они составляют нижнюю часть карбонатного комплекса (D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub>) мощностью 1300–3200 м, распространенного в прошлом на территории Кызылкумов и далеко за ее пределами [141, 160]. Ныне в районе Мурунтау остатки этого комплекса сохранились лишь к северу от рудного поля в виде асимметричной гряды субширотного простирания, а в разрезе скв. СГ-10 эти образования отсутствуют. Их изотопный состав охарактеризован лишь одним образцом, из которого отобраны две пробы (№ 20 и 21). В этом образце и углерод ( $\delta^{13}\text{C}$  – от -1,0 до -1,2‰), и кислород ( $\delta^{18}\text{O}$  = 27,0–27,6‰) заметно тяжелее, чем в карбонатах черных сланцев.

В вариациях величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  по разрезу черносланцевой толщи отчетливо выделяются две генерации вторичных карбонатов – верхняя и нижняя, разделенные интервалом глубин 1050–1268 м. Выше этого интервала почти все образцы характеризуются изотопно более легким углеродом ( $\delta^{13}\text{C} < -9‰$ ) и более тяжелым кислородом ( $\delta^{18}\text{O} > 11‰$ ), чем образцы из нижнего интервала, в которых  $\delta^{13}\text{C} > -9‰$ , а  $\delta^{18}\text{O} < 8‰$ .

Различия изотопного состава двух генераций карбонатов наглядно проявляются на графике в координатах  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 5.12). На этом графике фигуративные точки образуют два "облака" – верхнее, отвечающее образцам, взятым из разреза скважины на глубинах не более 1050 м (№ 5–13), и нижнее (№ 14–17, 19). Верхнее "облако" заметно легче по углероду (среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  = -11,5‰), чем нижнее (среднее  $\delta^{13}\text{C}$  = -6,5‰), и тяжелее по кислороду (средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  12,8 и 4,7‰ соответственно).

Очевидно, что отвечающие выделенным "облакам" две генерации карбонатов образовались за счет различных источников вещества (анализ отдельных фигуративных точек, не вошедших в эти два "облака", см. в [245]). Для идентификации этих источников необходимо реконструировать изотопный состав С и О в материнском флюиде. Фракционирование обоих элементов при осаждении карбонатов из раствора существенно зависит от температуры. Она была определена С.Г. Кря-

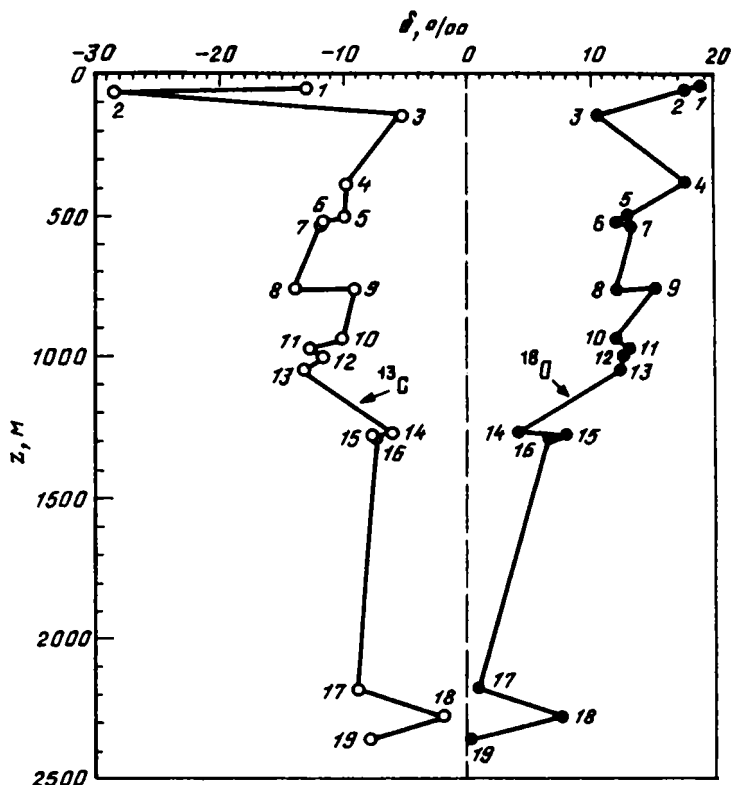


Рис. 5.11. Вертикальные вариации содержаний  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$  в карбонатах черных сланцев в разрезе Мурунтауской скважины (СГ-10). Номера точек соответствуют номерам проб в табл. 5.3

жевым, исследовавшим дубликаты проанализированных нами образцов (табл. 5.4). Эти данные были любезно предоставлены автору С.Г. Кряжевым (ЦНИГРИ) в 1994 г.

В изученных С.Г. Кряжевым препаратах газовой-жидкие включения содержат водно-солевой раствор. Карбонаты разделяются на три группы, различающиеся температурой образования, соленостью и составом раствора, захваченного в газовой-жидких включениях. Карбонаты I группы, отвечающие фигуративным точкам 5, 6 и 7 на рис. 5.12, образовались при температурах 250–260 °С из крепкого (с минерализацией до 350 г/л)  $\text{Cl}/\text{Na}-\text{Ca}-\text{Mg}$  рассола. Указанные точки расположены в центральной части верхнего "облака". Карбонаты II и III групп осаждались при более низких температурах из менее минерализованных растворов  $\text{Cl}/\text{Na}$  и  $\text{HCO}_3/\text{Na}$  состава. Эти флюиды отвечают фигуративным точкам, локализуемым соответственно в верхней (14–16) и нижней (17, 19) частях нижнего "облака". В нем, таким образом, проявляется заметное облегчение изотопного состава кислорода  $\text{CaCO}_3$  по мере снижения температуры (от  $\approx 235$  до  $\approx 130$  °С) и минерализации раствора (от 90–130 до 25 г/л).

Карбонаты I–III групп последовательно сменяют друг друга по глубине. Сопоставление химического состава и минерализации материнских растворов, из которых осаждались карбонаты этих трех групп, указывает на отчетливую смену

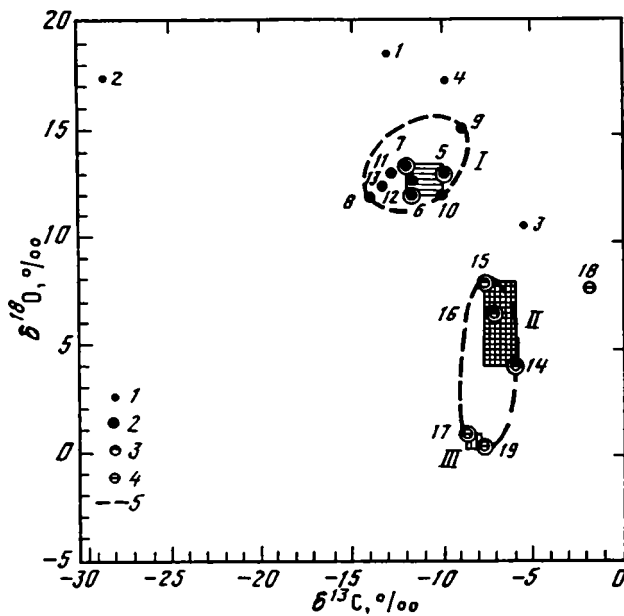


Рис. 5.12. Корреляция изотопных составов С и О в карбонатах Мурунтауской скважины

1-4 - глубина отбора проб, м: 1 - < 400, 2 - 504-1050, 3 - 1268-1289, 4 - > 2180; номера точек соответствуют табл. 5.3; 5 - поля фигуративных точек, соответствующие двум генерациям карбонатов; двойным контуром показаны фигуративные точки проб, дубли которых исследованы термобарогеохимически С.Г. Кряжевым; I-III - поля вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , отвечающие разным группам карбонатов (см. табл. 5.4)

по глубине изучаемого разреза генетических типов вод, детально рассмотренных Е.В. Посоховым [174]. В верхней части разреза, выше современной отметки глубин 1050 м, были развиты крепкие рассолы хлор-кальциевого типа, образующиеся обычно в самых нижних горизонтах осадочных бассейнов. В средней части разреза, в интервале глубин 1268-1289 м, карбонаты осаждались из менее концентрированных рассолов хлоридно-натриевого состава, которые характерны для менее глубоких зон осадочных бассейнов. А в нижней части разреза присутствовал весьма экзотический по своей высокой концентрации (25 г/л), но все же встречающийся в природе содовый раствор, который обычно образуется из пресных углекислых вод, выщелачивающих породы при высоком парциальном давлении  $\text{CO}_2$ . В условиях насыщенного рассолами бассейна такие воды должны были иметь поверхностное происхождение.

Таким образом, по глубине изучаемого разреза черных сланцев наблюдается инверсия палеогеотермических и гидрогеохимических условий образования вторичных карбонатов: однонаправленная смена сверху вниз по разрезу условий минералообразования от сравнительно высокотемпературных с участием крепких хлор-

Таблица 5.4. Результаты термобарогеохимического изучения флюидных включений в карбонатах из Мурунтауской скважины, по С.Г. Кряжеву

| Группа карбонатов | Номера проб-дубликатов | $T$ , °C | $T_{\text{ф}}$ , °C | Соленость раствора, мас. % | Главные компоненты раствора                                     |
|-------------------|------------------------|----------|---------------------|----------------------------|---|
| I                 | 5, 6, 7                | 250-260  | 255                 | $\leq 35$                  | $\text{Cl}^-/\text{Na}^+$ , $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{Mg}^{2+}$ |
| II                | 14, 15, 16             | 220-250  | 235                 | 9-13                       | $\text{Cl}^-/\text{Na}^+$                                       |
| III               | 17, 19                 | 120-140  | 130                 | $\leq 2,5$                 | $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$                                    |

**Таблица 5.5.** Распределение изотопов кислорода и углерода между кальцитом и флюидом на трех температурных стадиях карбонатообразования в разрезе Мурунтауской скважины

| T <sub>ф</sub> , °C | Кислород (SMOW)                       |       |                   |                                     |       | Углерод (PDB)                         |       |                   |                                     |       |
|---------------------|---------------------------------------|-------|-------------------|-------------------------------------|-------|---------------------------------------|-------|-------------------|-------------------------------------|-------|
|                     | δ <sup>18</sup> O(CaCO <sub>3</sub> ) |       | Δ <sup>18</sup> O | δ <sup>18</sup> O(H <sub>2</sub> O) |       | δ <sup>13</sup> C(CaCO <sub>3</sub> ) |       | Δ <sup>18</sup> O | δ <sup>13</sup> C(CO <sub>2</sub> ) |       |
|                     | от                                    | до    |                   | от                                  | до    | от                                    | до    |                   | от                                  | до    |
| 255                 | +12,2                                 | +13,5 | +7,1              | +5,1                                | +6,4  | -9,9                                  | -11,9 | -1,4              | -8,5                                | -10,5 |
| 235                 | +4,2                                  | +8,1  | +7,9              | -3,7                                | +0,2  | -6,0                                  | -7,6  | -1,0              | -5,0                                | -6,6  |
| 130                 | +0,4                                  | +1,0  | +14,2             | -13,8                               | -13,2 | -7,7                                  | -8,7  | +2,4              | -10,1                               | -11,1 |

кальциевых рассолов глубинного происхождения до низкотемпературных с участием относительно опресненных содовых вод поверхностного происхождения.

Рассмотрим, как согласуются такие данные о генезисе захваченных карбонатами флюидов с изотопным составом карбонатов.

В табл. 5.5 приведены результаты расчета изотопного состава кислорода воды и углерода водорастворенной углекислоты, равновесных с кальцитом при указанных температурах. Коэффициенты фракционирования изотопов Δ<sup>18</sup>O и Δ<sup>13</sup>C в системе кальцит-H<sub>2</sub>O рассчитывались по эмпирическим формулам, приведенным в работах [215] – для <sup>18</sup>O и [208] – для <sup>13</sup>C. Результаты этой реконструкции графически представлены на рис. 5.13, куда для сравнения перенесены также и экспериментальные данные с рис. 5.12. На рис. 5.13 показаны реконструированные поля изотопного состава C и O в материнских флюидах двух выделенных нами генераций карбонатов. Наиболее контрастным оказывается различие этих флюидов по изотопному составу кислорода.

#### *Источники C и O во вторичных карбонатах*

**Кислород.** В воде, равновесной с карбонатами верхнего "облака", δ<sup>18</sup>O колеблется примерно от +4 до +9‰, почти укладываясь в пределы колебаний изотопного состава кислорода магматической воды – от +6 до +9‰ [208]. Эти пределы, однако, заключены внутри диапазона вариаций δ<sup>18</sup>O в метаморфических водах – от +4 до +19‰ [208]. Следовательно, по изотопному составу кислорода трудно разделить вклад магматических и метаморфических источников воды в образование этих карбонатов. Можно лишь констатировать отсутствие или незначительный вклад метеогенной ее составляющей, в которой обычно δ<sup>18</sup>O < 0.

Карбонаты нижнего "облака" отличаются от описанных явным облегчением кислорода в материнском растворе: в его водной фазе δ<sup>18</sup>O изменяется от ≤0‰ (II группа карбонатов, по С.Г. Кряжеву) до ≥-14‰ (III группа). Это говорит о повышении, вплоть до полного преобладания, доли метеорных вод в минералообразующем флюиде. Минимальное значение δ<sup>18</sup>O = -14‰ соответствует на эмпирической прямой Дансгорда составу атмосферных осадков со среднегодовой температурой около 0,5 °C (по: [154, с. 450]). Метеорные воды с такой низкой температурой должны были поступать из высокогорных областей питания.

**Углерод.** Входящий в состав вторичных карбонатов углерод мог, в принципе, поступать из трех источников, заметно различающихся по изотопным характеристикам. Это богатые органикой осадки, морские карбонаты и непосредственно мантия, в которых δ<sup>13</sup>C составляет соответственно -(10-30), ~0 и ~-7‰ [154].



Как следует из рис. 5.13, во флюиде, из которого образовались карбонаты верхнего "облака", значения  $\delta^{13}\text{C}$  колеблются примерно от  $-13$  до  $-7\%$ , т.е. лежат левее мантийной метки и большей частью попадают в область органогенного углерода. Очевидно, образование этих карбонатов происходило при заметном вкладе углерода, поступавшего в минералообразующий флюид в результате деструкции органического вещества.

Карбонаты нижнего "облака" отличаются от развитых выше по разрезу смещением содержания  $^{13}\text{C}$  в материнском флюиде в сторону неорганического углерода:  $\delta^{13}\text{C}$  колеблется примерно от  $-11$  до  $-5\%$ , т.е. в районе мантийной метки ( $-7\%$ ). Однако это может быть и результатом смешения органогенного углерода с изотопно более тяжелым. Скорее всего, им был углерод перекрывавших черные сланцы девонских известняков (в которых  $\delta^{13}\text{C}$  варьирует от  $-1,0$  до  $-1,2\%$ ; см. табл. 5.3), промывавшихся, как независимо показали термобарогеохимические и изотопно-кислородные данные, инфильтрационным потоком метеорных вод.

Таким образом, судя по независимым изотопным и гидрогеохимическим данным, вторичные карбонаты верхней и нижней частей изученного разреза возникли из флюидов принципиально различного генезиса. Поскольку температуры образования карбонатов убывают с глубиной (причем значительно), очевидно, что они осаждались не одновременно, но на разных этапах термической (и вещественной) эволюции Мурунтауского рудного поля.

Как упоминалось выше, метасоматические преобразования в разрезе черных сланцев Мурунтау привели к возникновению серии кварцевых жил, с которыми вторичные карбонаты находятся в тесной ассоциации. Это свидетельствует о близких физико-химических условиях их кристаллизации. Таким образом, появление разнотипных по генезису карбонатов во вскрытых скв. СГ-10 черных сланцах могло быть частным следствием общего эволюционирующего метасоматического процесса.

Ю.А. Костицын с коллегами [97, 98] исследовали образцы кварцсодержащих метасоматитов, отобранные в пределах рудного поля Мурунтау из ближайших к скв. СГ-10 горных выработок. Они установили хронологию и условия протекания метасоматических процессов в разрезе Мурунтауского рудного поля (табл. 5.6). По их заключению, месторождение возникло в несколько этапов после образования на рубеже карбона и перми безрудных гранитных даек. На первом этапе ( $P_1$ ) произошло объемное метасоматическое преобразование вмещающих пород и формирование штокверка кварцевых жил с сопутствующей шеелитовой минерализацией. На следующем этапе (в начале  $P_2$ ) в метасоматически-измененных породах образовались кварц-турмалиновые жилы. Следующий этап ( $T_2/T_3$ ) характеризуется возникновением кварц-сульфидных жил с арсенопиритом. В наиболее позднюю продуктивную стадию ( $T_3$ ) образовались кварц-адуляровые жилы.

Изотопный состав стронция в жильных минералах характеризуется высокими значениями первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и их возрастанием от раннего этапа к позднему (см. табл. 5.6). В итоге Ю.А. Костицын с коллегами пришли к выводу о коровой природе компонентов гидротермальных растворов, создавших золоторудную минерализацию и преобразовавших вмещающие породы. Возрастание отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во времени, по их мнению, отражает затухание гидротермальной деятельности, на что указывает также параллельное уменьшение значений  $\delta^{18}\text{O}$ , справедливо приписываемое увеличению доли метеорных вод на фоне снижения температур метасоматоза во времени.

Возвращаясь к изложенным выше результатам изотопно-геохимических исследований карбонатов, нетрудно видеть, что условия образования вторичных карбонатов и кварцсодержащих метасоматитов изменяются от одной генерации (группы) к другой одинаковым образом: интенсивное снижение температуры минерало-

Таблица 5.6. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики метасоматитов и вторичных кварцевых жил золоторудного поля Мурунтау [97, 98]

| Объект исследования  | Возраст (Rb/Sr) |                                | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{кв.}}$ , ‰<br>(SMOW) | T, °C   | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ,<br>‰ (SMOW) |
|--|-----------------|--------------------------------|-------------------------------------|--|---------|--|
|  | млн лет         | индекс                         |                                     |  |         |  |
| Шарыктинский гранит [98]   | 286±2           | C <sub>3</sub> /P <sub>1</sub> | 0,7078±2                            | –  | –       | –  |
| Кварц-полевошпатовые биотитовые метасоматиты с кварцевыми жилами рудного пгтокверка [98] | 271±7           | P <sub>1</sub>                 | 0,7168±4                            | +5,5<br>+9,3                                     | 420–440 | +7,2<br>+4,6   |
| Кварц-турмалиновая жила [97]   | 257±13          | P <sub>2</sub>                 | 0,7153±4                            | –  | –       | –  |
| Кварц-сульфидные рудосодержащие жилы [98]  | 231±4           | T <sub>2</sub> /T <sub>3</sub> | 0,7207±1                            | +3,3<br>+11,1                                    | 180–310 | +3,2<br>–7,4   |
| Кварц-адуляровые жилы с Au-Ag минерализацией [98]  | 219±4           | T <sub>3</sub>                 |                                     |  | <200    |  |
| адуляр   |                 |                                | 0,7510±8                            | –2,5   |         | –12,7  |
| кварц  |                 |                                | 0,7185±4                            | –1,7   |         | –13,5  |

\* Содержание  $^{18}\text{O}$  в воде, находящейся в изотопном равновесии с кварцем и щелочным полевым шпатом ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ), рассчитаны нами по эмпирическим соотношениям, приведенным в работе [154].

образования в обоих случаях совпадает с увеличением, вплоть до полного преобладания, доли метеорных вод в минералообразующем флюиде. Судя по изотопным датировкам продуктов метасоматоза, эти изменения, зафиксированные в различных точках (горных выработках) Мурунтауского рудного поля, происходили последовательно во времени.

#### *Этапы вторичного минералообразования*

В хронологической последовательности образования продуктов метасоматоза (см. табл. 5.6), так же как и при переходе от карбонатов I группы к III (по С.Г. Кряжеву, см. табл. 5.4, 5.5), температура монотонно убывает во времени, а доля метеорных вод в минералообразующем флюиде возрастает, так что карбонаты I, II и III групп, очевидно, образовались последовательно. Иными словами, карбонаты верхнего "облака" представляют собой раннюю генерацию, образовавшуюся в верхней части изучаемого разреза, а карбонаты нижнего "облака" – более позднюю генерацию, возникшую в его нижней части.

Карбонаты I и II групп, несмотря на их принадлежность к разным генетическим типам, возникли в смежных температурных диапазонах, т.е. практически друг за другом (вероятнее всего, без заметного перерыва). Это означает, что смена изотопного и химического состава материнского флюида и направления его движения должна была носить не плавный характер (что могло иметь место, например, в связи с постепенной эволюцией температурного поля), а скачкообразный, обус-



довленный сравнительно быстрым "переключением" движущихся сил миграции флюида и соответственно источников его компонентов.

Таким образом, весь период ( $P_1-T_3$ ) образования вторичных парагенезисов, фиксируемых в современном разрезе, можно разделить на два этапа, различавшихся источниками углерода и кислорода в материнском флюиде.

*Ранний этап* длился от ранней перми примерно до конца среднего триаса. Относительно высокая температура изучаемого разреза в начале этого этапа ( $\geq 420-440$  °C), стимулировавшая дегазацию и метасоматические преобразования пород, очевидно, была связана с существованием глубинного магматического очага, ранее продуцировавшего гранитные дайки. При снижении температуры до  $250-260$  °C стало возможным осаждение вторичных карбонатов, связывавших С и О метаморфического флюида, в верхней части разреза Мурунтауской скважины, выше современной отметки 1050 м.

Геохимический барьер, на котором они осаждались, мог иметь гидродинамическую природу, отмечая собой подошву слоя с повышенной проницаемостью. На такой границе парциальное давление  $CO_2$  в восходящем флюидном токе должно скачкообразно падать. Поскольку растворимость кальцита в воде прямо пропорциональна давлению  $CO_2$  [273], выше этой границы должно было происходить постепенное залечивание проводящих каналов кальцитом. Ниже этого рубежа (глубже  $\sim 1150$  м) карбонатизация пород в это время не происходила.

Переход к *позднему этапу* ( $T_3$ ) был сопряжен с резкой сменой главных источников С и О во флюиде в результате изменения господствующего направления его движения с восходящего на нисходящее. Горячий и высокоминерализованный метаморфический водно-углекислый флюид первого этапа был вытеснен относительно холодными и опресненными (преимущественно метеорными) водами. Их низкая минерализация и соответственно высокая растворяющая способность стимулировала вынос кремнезема и карбонатного вещества из вышележащих слоев осадочного чехла по пути их инфильтрации.

Карбонатное вещество, выносимое из толщи девонско-карбоновых известняков, переотложилось ниже уровня, отвечающего глубине  $\sim 1150$  м в современном разрезе, в виде карбонатов поздней генерации (II и III групп). Причиной осаждения карбонатов могло быть, например, повышение температуры по пути движения раствора, с чем связано уменьшение растворимости  $CaCO_3$  [273]. Приток сверху относительно холодных вод способствовал охлаждению разреза до  $120-140$  °C, которое повлекло за собой затухание процессов деструкции органического вещества вмещающих пород и некоторое сокращение доли органического углерода в растворе, из которого осаждались карбонаты поздней генерации.

Рассмотренные выше изотопные данные не дают прямых свидетельств поступления О и/или С из мантии ни на раннем, ни тем более на позднем этапе. Судя по всему, вертикальный тепломассопоток в разрезе черных сланцев Мурунтау целиком обеспечивался восходящими токами водно-углекислых метаморфических флюидов на раннем этапе и нисходящими токами преимущественно метеорных вод – на позднем.

### *Механизмы движения минералообразующих флюидов*

Установленные особенности вторичного минералообразования в черных сланцах Мурунтау ставят вопрос о механизмах разнонаправленных и разновременных вертикальных флюидных токов в изученном разрезе. На раннем этапе образования вторичных карбонатов (обогащенное  $^{18}O$  и обедненное  $^{13}C$  верхнее "облако") восходящий тепломассопоток, вероятнее всего, возбуждался мантийным тепловым импульсом, который вызвал прогрев и метаморфические изменения осадочных

пород с разгрузкой выделявшихся из них флюидов в вышележащие слои коры. По мере истощения мантийного теплового импульса восходящий поток метаморфических флюидов должен был постепенно затухать. Какая же сила могла возбудить на его месте нисходящий поток флюидов метеорного происхождения?

Возможны три механизма нисходящей инфильтрации флюидов в конвективных системах земной коры: 1) гидротермальный – энергетически обеспечиваемый индивидуальным магматическим очагом, создающим термоэризианский напор в центре такой системы и провоцирующим интенсивную нисходящую инфильтрацию на ее периферии; 2) гравитационный – связанный с перетеканием вод из высокогорных областей питания к базисам дренирования; 3) М-инфильтрация флюидов. Рассмотрим вероятные глубину и продолжительность инфильтрации флюидов в изученной части разреза Мурунтау.

Глубину можно оценить, исходя из палеотемператур минералообразующих флюидов (по С.Г. Кряжеву; см. табл. 5.6) и возможной величины среднего геотермического градиента во время образования поздних карбонатов. Как уже упоминалось, данные карбонаты (нижнее "облако") начали осаждаться из флюида, содержавшего, по-видимому, заметную примесь метеогенной компоненты уже при температуре 220–250 °С (II группа), а при температурах 120–130 °С (III группа) эта компонента стала доминирующей. При геотермическом градиенте 30 °С/км глубина образования поздних карбонатов этих двух групп составляла бы 8 и 4 км соответственно.

Вместе с тем, по оценкам Б.Дж. Вуда и Дж.В. Уолтера [35], в осадочном чехле ниже 3 км конвекция флюидов прекращается из-за смыкания системы сообщающихся пор (глубже возможен лишь восходящий поток флюидов). На Мурунтау же нисходящий поток должен был существовать на значительно больших глубинах.

Что касается продолжительности нисходящей инфильтрации, то порядок ее величины можно оценить путем сопоставления диапазона понижающихся температур при образовании карбонатов поздней генерации (II и III групп; см. табл. 5.4) с темпами снижения температур метасоматоза (см. табл. 5.6). Такое сопоставление показывает, что температура образования карбонатов II группы (начальных в поздней генерации), равная 235 °С, лежит в диапазоне температур образования кварц-сульфидных жил (180–310 °С), следовательно, эти карбонаты должны были появиться тогда же, т.е. около 231 млн лет назад. Позднейшие карбонаты III группы возникли при температуре от 130 до < 200 °С, т.е. не ранее, чем кварцадуляровые жилы (~219 млн лет назад). Если при этом нисходящие токи минералообразующего флюида вызывались одной и той же силой, то она действовала, таким образом, в течение 10–15 млн лет. Время жизни гидротермальных конвективных систем, по крайней мере, на порядок меньше – от нескольких тысяч до ~1 млн лет [195]. Следовательно, такая короткоживущая система не могла обеспечивать нисходящий поток в разрезе черных сланцев Мурунтау в течение всего времени образования карбонатов нижнего "облака".

Гравитационные конвективные системы действуют значительно дольше – пока в их обрамлении не эродируются горные области питания, т.е. десятки–сотни миллионов лет. Палеотектонические реконструкции [1, 141] говорят о вполне вероятном существовании горных сооружений в изучаемом районе в позднем триасе. Однако сам по себе гравитационный механизм вряд ли мог обеспечить проникновение метеогенных флюидов на глубину 4–8 км и более, о чем говорилось выше. Необходимым для этого дополнительным механизмом могла служить метаморфогенная инфильтрация флюидов.

Строение геологического разреза изучаемого региона, кратко охарактеризованное выше, было благоприятным для метаморфизма (полидиафтореза) перекрытых осадками мафических пород по мере их остывания с участием воды,

отжимавшейся из литифицируемых пород осадочного чехла. Коллизийное сжатие пород должно было способствовать созданию в чехле аномально высоких давлений флюида, благоприятных для его нисходящей адвекции.

Наиболее интенсивное снижение флюидного давления в гидратируемых базитах основания бассейна должно было начаться после их остывания до температур образования водосодержащих минералов (хлорита и др.), т.е. до температур зеленосланцевой фации метаморфизма, по данным У. Файфа с соавторами [213], не превышающих 450 °С. Еще ниже в это время должна была быть температура в перекрывающих слоях осадочного разреза. Это хорошо согласуется с максимальными (начальными) температурами образования поздних жильных парагенезисов в черных сланцах Мурунтау: для кварцевых жил ~ 310 °С (см. табл. 5.6), для вторичных карбонатов нижнего "облака" ~250 °С (см. табл. 5.4.).

Поток нисходящих (и потому более холодных) вод усиливал охлаждение метаосадков бесапанской свиты на поздней стадии их преобразования. Такой поток со скоростью порядка 1 мм/год вызывает на глубинах 5–7 км охлаждение коры на несколько десятков градусов за первые миллионы лет (см. раздел 3.3). В изучаемом разрезе такой поток в течение 15–20 млн лет (продолжительность образования поздних жил) вполне мог вызвать зафиксированное снижение температуры на 100–150 °С.

Приток метеорных вод происходил импульсами, усиливаясь в моменты улучшения гидравлической связи между осадочным чехлом и гидратируемым фундаментом при тектонической активизации трещинообразования, временами происходившей в изучаемом районе [98]. Возникающие при этом трещинные зоны служили дренами для подземного стока, сообщаясь с вакуумируемым поровым пространством фундамента. В таких дренах давление флюида должно было быть значительно ниже, чем в поровом пространстве вмещающих пород. Это подтверждается чрезвычайно высоким изотопно-стронциевым отношением в адуляре поздних жил – 0,7510 (см. табл. 5.6). Ю.А. Костицын [97] объясняет такое повышение образованием жильного калиевого полевого шпата за счет перетолжения вещества вмещающих пород, имевшего высокое Rb/Sr отношение (например, в биотите). Этот процесс, по его мнению, мог происходить в результате притока растворов, содержащих щелочи, из основного объема пород к зонам разломов при снижении в последних давления поровых вод.

Подводя итоги изучения вторичных минералов, приходим к следующим выводам.

Вертикальный тепломассоперенос в изучаемом разрезе черных сланцев Мурунтау, очевидно, происходил в два этапа, различающихся механизмами движения флюидов:

на раннем этапе существовал восходящий поток горячих и высокоминерализованных метаморфических водно-углекислых флюидов, обусловленный ката-метагенезом осадков под воздействием высокой геотермальной активности, отвечавшей океанической и переходной стадиям развития Палеотетиса;

на позднем этапе этот поток уступил место нисходящей инфильтрации относительно холодных и опресненных метеогенных флюидов, которая, очевидно, была вызвана гидратацией (полидиафторезом) пород меланократового основания ОБ, стимулировавшей М-инфильтрацию флюидов, причем сохранение высокогорных областей питания должно было существенно способствовать проникновению метеорных вод в глубокие слои осадочного чехла благодаря созданию избыточных давлений в верхних слоях осадочного чехла (в интервале глубин 0–3 км).

Участие мантийной компоненты в образовании ранней генерации вторичных карбонатов, судя по изотопному составу С и О, сомнительно, а в формировании поздней – исключено.

Метаморфогенная инфильтрация флюидов является потенциальным механизмом образования гидротермальных рудных месторождений, ассоциирующих с офиолитами Южного Тянь-Шаня генетически (см. раздел 5.5.2).

Рассмотренный пример показывает, что М-инфильтрация может развиваться не только в элизионных, но и в инфильтрационных бассейнах: при наличии высокогорных областей питания часть подземного стока может разгружаться в базитовое основание артезианского бассейна.

## **5.6. ДИАФТОРЕЗ БАЗИТОВ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Важной особенностью системы вода–порода, как было показано в главе 2, является тесная взаимосвязь механических напряжений с химическими реакциями и хемогенной флюидной адвекцией. М-инфильтрация подземных флюидов играет роль связующего фактора, регулирующего метаморфизм пород мафического основания, с одной стороны, и катагенез осадков чехла – с другой. Главным проводником флюидов служат разломы.

В Закавказье наиболее крупные разломы – региональные сбросо-поддвиги глубинного заложения – сосредоточивают самые значительные скопления руды и отмечают области максимального изменения базитов. Локальные разломы (более мелкого заложения) приобретают различное рудоконтролирующее значение в зависимости от своей ориентировки [37]. Кавказ является, как известно, областью субширотного сжатия из-за поддвигания Аравийской плиты под пассивную окраину Русской платформы [5, 217, 218 и др.]. Поэтому в сети кавказских разломов наибольшей устойчивостью и подвижностью отличаются разрывные нарушения антикавказского простиранья. Именно такие разломы обеспечивают проникновение рудообразующих растворов в метавулканиты. Разломы субкавказского заложения сильно уплотнены. Девиаторные (тангенциальные) напряжения могут настолько сильно уплотнить разломы, нормальные к направлению максимального сжатия, что в них, в отличие от параллельных этому направлению, не могут идти вторичные процессы, которые требуют дополнительного свободного пространства для образования диафторитов [2]. Поэтому в разломах субкавказского заложения интенсивно развиваются милонитизация и брекчирование основных и ультраосновных пород [37].

В осадочном чехле, претерпевающим литификацию, не всякое разрывное нарушение может развиваться выше зоны гидрослюдизации глин и достичь дневной поверхности. В этой разуплотненной зоне, характеризующейся повышенными флюидными давлениями (АВПД), породы приобретают повышенную пластичность, благодаря утолщению гидратно-ионных оболочек и гидратации гелеобразных коллоидных пленок, покрывающих глинистые частицы [90]. Пластифицированные породы играют роль "смазки" для надвигов и листрических разломов [203]. Образовавшийся "пластификатор" поддерживает существование сместителя при минимальных дифференциальных напряжениях, не превышающих первых процентов от величины литостатической нагрузки [212, 323 и др.]. Пластические деформации глинистых пород в зоне разуплотнения должны заметно препятствовать развитию сместителя выше этой зоны: верхний фронт подвижного разрыва "вязнет" в ней.

Несколько иначе должно развиваться напряженное состояние пород в подстилающем чехол меланократовом основании. Рассмотрим в самых общих чертах возможную схему эволюции блока земной коры с метаморфизируемым мафическим основанием при постоянно действующих внешних тектонических напряжениях.

Между диафторезом основных и ультраосновных пород и характером проявле-

ний тектонической активности земной коры существует тесная взаимосвязь. С одной стороны, тектоническое ослабление пород способствует их гидротермальному преобразованию – диафторезу. С другой стороны, диафторез влияет на характер и интенсивность проявления тектонической активности в массиве метаморфизируемых пород. Это влияние можно свести к двум группам эффектов противоположной направленности – А и Б.

А. Стимулируя развитие метаморфогенной инфильтрации, диафторез способствует ослаблению горных пород благодаря воздействию на них водного флюида. Это проявляется в физико-химических процессах – эффекте Ребиндера [183], образовании трещин Гриффитса [330], растворении минералов под давлением, проводящем "субкритический рост" трещин [255]), и отчасти в механическом разуплотнении ослабленных зон (эффект Терцаги–Хабберта–Руби [229, 282, 287], гидроразрыв пород).

Б. Сопровождаясь связыванием воды, диафторез базитов и гипербазитов приводит к упрочнению тектонически ослабленных зон. При этом происходит смыкание трещин из-за падения порового давления, "набухания" стенок пустот в результате образования вторичных минералов-гидратов, залечивания каналов выпавшими из раствора солями, образования ультрамилонитов и т.п.

В зависимости от интенсивности проявления и пространственного соотношения противодействующих эффектов групп А и Б развитие напряженного состояния будет различным. Соответственно различными будут и масштабы обусловленного М-инфильтрацией массопереноса и обмена веществ в коре.

Под воздействием консервативных внешних сил (литостатической нагрузки и девиаторного напряжения) внутреннее напряженное состояние массива горных пород циклично развивается с периодическим снятием напряжений на локальных уровнях (за счет образования и роста мелких трещин) и в массиве в целом (за счет тектонических подвижек – землетрясений). Например, Т. Энгельдер [274], изучавший особенности образования и роста трещин в условиях взаимодействия вода–порода, показал, что циклическое развитие механического стресса, при котором максимальное напряжение периодически превышает прочность цемента трещин, приводит к их пульсирующему росту.

На основе теории разрушения [118] в каждом цикле подготовки землетрясения можно выделить четыре стадии: 1) залечивание первичных трещин при незначительном росте главных напряжений; 2) быстро прогрессирующий рост напряжений, сопровождающийся в основном закрытием и дальнейшим залечиванием первичных трещин; 3) начало образования новых микротрещин в наиболее ослабленной зоне, вызванное тем, что тектоническое напряжение достигло предельных для пород массива значений; 4) прогрессирующее, лавинно-неустойчивое трещинообразование в условиях сверхпредельных напряжений, завершающееся формированием магистрального разлома (землетрясением).

В безводном массиве горных пород 3 и 4 стадии сливаются, непосредственно предшествуя землетрясению. В условиях М-инфильтрации обе эти стадии, скорее всего, увеличиваются по продолжительности из-за того, что снимается избыточное поровое давление (ослабляются эффекты группы А) и ускоряется связывание воды вторичными минералами вследствие увеличения поверхности свежего контакта вода–порода (усиливаются эффекты группы Б).

На 3 стадии происходит торможение трещинообразования до тех пор, пока скорость приращения объема новообразованного порового пространства не превысит начальную скорость гидратации пород, которая составляет  $10^{-7}$ – $10^{-5}$  с<sup>-1</sup> [212]. На 4 стадии образование большого числа достаточно протяженных трещин способствует притоку воды, опережающему ее поглощение диафторитами; процессы группы А становятся доминирующими, и высвобождение энергии напряженного

состояния пород происходит при нагрузках примерно в 2 раза меньших, чем в безводных условиях [45, 212 и др.].

В период подготовки и реализации сейсмического события водный флюид заполняет магистральные трещины и зона, охваченная процессами группы А, распространяется в плоскости сместителя во все стороны. По-видимому, максимальная глубина проникновения водного флюида перед землетрясением отмечает глубину наиболее вероятного расположения его гипоцентра, поскольку фронт фильтрации воды продвигается в направлении возрастающих (за счет литостатической нагрузки) напряжений и одновременно отмечает перемещение в пространстве границы скачкообразного, двукратного ослабления пород. При этом может сформироваться долгоживущий гипсометрический уровень мелкофокусной сейсмогенерации наряду с глубокофокусными и сверхглубокофокусными (десятки – сотни километров) землетрясениями. Мелкофокусные землетрясения могут служить форшоками или афтершоками этих более глубоких событий из-за последовательного снятия избыточной энергии в литосфере на разных гипсометрических уровнях.

Многочисленные прецеденты сейсмического оживления территорий и даже крупных землетрясений техногенного происхождения, спровоцированных закачкой промышленных стоков на большую глубину или строительством крупных водоемов [283 и др.], говорят о необходимости учета "водного фактора" процессов сейсмогенерации.

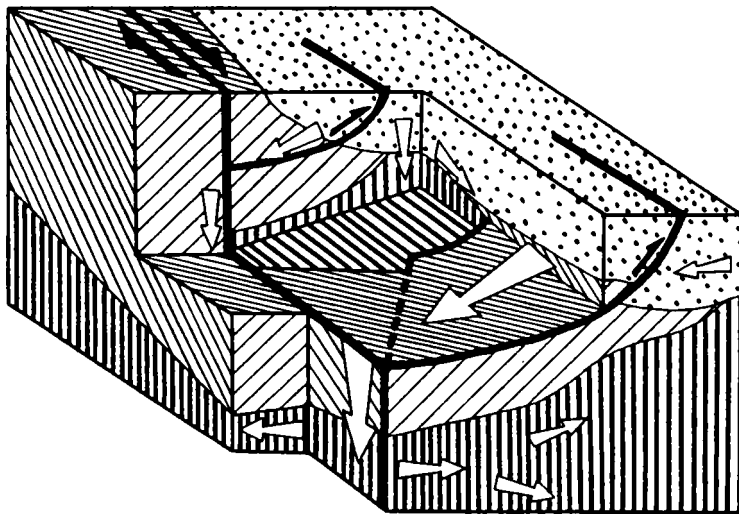
## ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ

Практическое значение разрабатываемой в этой книге концепции вытекает из существа рассмотренных выше геохимических аспектов М-инфильтрации флюидов. В свете материалов, изложенных в главе 5, наиболее очевидны возможности новых подходов к поискам и разведке глубинных залежей углеводородов, рудных гидротермальных месторождений и гидроминерального сырья – минеральных и термальных вод, промышленных рассолов. Менее очевидные практические приложения рассматриваются ниже. Они включают два взаимосвязанных аспекта инженерной деятельности: новый подход к сейсмическому прогнозированию и мониторингу и концепцию бессрочного захоронения ядерных и высокотоксичных промышленных отходов.

### 6.1. ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Изложенные в разделе 5.5 представления о метаморфогенном очаге сейсмогенерации могут оказаться полезными для сейсмического прогнозирования в районах современного развития М-инфильтрации. Одним из районов возможной постановки таких работ представляется запад США, где крупные осадочные бассейны, наложенные на меланократовое основание, пересекаются активной разломной зоной Сан-Андреас (см., например [272]). В примыкающем к разлому осадочном комплексе Грейт Вэлли развиты сублитостатические пластовые давления – АВПД [341]. На рис. 6.1 показана принципиальная схема вероятной разгрузки элизионных флюидов через разломную зону и обрамляющие ее тектонические нарушения. Эта схема учитывает отсутствие следов разгрузки тепломассопотока из мантии почти на всем протяжении разломной зоны Сан-Андреас [267, 295]. Многие землетрясения в этом районе приурочены к надвигам, сформированным вдоль разломной зоны [272]. Эти надвиги могут играть роль "клапанов", пропускающих импульсные токи элизионных флюидов в моменты сейсмических событий. Такие импульсы разгрузки должны сменяться периодом восстановления АВПД, способного оказывать на тело надвига взвешивающее действие.

В условиях М-инфильтрации перераспределение флюидных масс в течение каждого цикла сейсмогенерации по рассмотренной выше схеме (см. раздел 5.6) может ощущаться на некотором удалении от зоны разлома. Это расстояние, очевидно, прямо пропорционально продолжительности цикла и проницаемости пород. Наряду с изменением поровых давлений на участках максимальных скоростей М-инфильтрации могут отмечаться пульсации в геотемпературном и других геофизических полях, например в электромагнитном, реагирующем на электрокинетический эффект в глинистых породах, через которые фильтруется раствор электролита.



**Рис. 6.1.** Блок-схема строения коры в районе Коалинга разломной зоны Сан-Андреас [272, 336, 341] и схема предполагаемой М-инфильтрации элизийных флюидов из осадочного комплекса Грейт Вэлли и францисканского меланжа в базитовое (океаническое) основание чехла. Метаморфогенный поток приурочен к сместителям надвигов и сопряжен с их подвижностью и сейсмической активностью (пояснения в тексте)

1 – комплекс Грейт Вэлли; 2 – францисканский меланж; 3 – океаническое основание; 4 – сместители разломной коры Сан-Андреас и осложняющих ее надвигов; 5 – локальные направления предполагаемой М-инфильтрации флюидов

Вариации  $P$ - $T$  условий и флюидного (в том числе газового) режима в течение цикла сейсмогенерации могут внешне напоминать мерцания гидрогеодеформационного (ГГД) поля, называемые эффектом Варганияна–Куликова [27]. Следуя примеру этих исследователей, всю совокупность предполагаемых возмущений, вызванных пульсирующей М-инфильтрацией флюидов, можно назвать метаморфогенно-деформационным (МД) полем.

Если вариации МД поля при подготовке землетрясения окажутся доступными для прямого измерения, то такие данные могут послужить целям сейсмического прогнозирования и мониторинга. Возникает возможность регулирования динамики (кинематики) нисходящей М-инфильтрации вблизи очагов опасных тектонических напряжений путем закачки воды в область М-инфильтрации для стимуляции потока или, напротив, откачки подземных вод при необходимости его торможения.

Для этого, очевидно, не годятся мелкие скважины, используемые, например, при изучении ГГД поля. При режимных наблюдениях тот или иной сигнал максимальной амплитуды (импульс давления, температуры и т.п.) может быть зарегистрирован лишь в достаточно глубоких скважинах, вскрывающих область М-инфильтрации. Особенно перспективными объектами режимных наблюдений и мониторинга представляются сами зоны проникаемых разломов (дизъюнктивные узлы), испытывающие подвижки, и сообщенные с такими разломами пласты-коллекторы.

Так, вариации пластового давления в областях гидродинамического влияния



очагов сейсмогенерации разломной зоны Сан-Андреас (см. рис. 6.1) наряду с колебаниями геотемператур и других параметров МД поля могут быть использованы для наблюдений за подготовкой землетрясений и, возможно, вмешательства в этот процесс. Например, периодическое нагнетание воды в зону сместителя надвига "клапана" под давлением, превышающим литостатическое, может привести к сокращению циклов сейсмогенерации, связанной с подвижностью данного надвига, и эквивалентному уменьшению разрушительной силы (энергетического класса) стимулируемых землетрясений.

Рассмотренная схема метаморфогенного очага сейсмогенерации (см. раздел 5.6) и принципиальная возможность воздействия на него путем регулирования плотности метаморфогенного потока флюидов являются важными аспектами нового подхода к подземному захоронению промышленных отходов, который кратко изложен ниже.

## 6.2. ПРОБЛЕМА ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ

Решение проблемы ликвидации радиоактивных отходов атомной энергетики и высокотоксичных промышленных отходов является одним из главных направлений инженерной деятельности. Острота проблемы усугубляется отсутствием экономически, экологически и социально приемлемой концепции радикального избавления от наиболее опасных продуктов техногенеза.

Основная концепция избавления от жидких растворов радионуклидов низкой и средней активности предусматривает их закачку в подземные пласты-коллекторы, которые максимально изолированы крышкой из глин, солей или вулканических пород (см., например, [262]). Недостаток этого метода заключается в невозможности дать стопроцентную гарантию надежной фиксации и изоляции захороненных отходов, особенно на отдаленную перспективу.

Что касается высокоактивных радионуклидов (плутония, урана, радия и др.), то в настоящее время во всем мире разрабатывается, по существу, безальтернативная технология их подземного захоронения с использованием специальных сорбентов, заключенных в герметичные металлические (например, медные) контейнеры. В качестве сорбентов используются боросиликатные, фосфатные стекла, титановая керамика и другие поглотители. Этот метод имеет ряд существенных недостатков. Например, существует опасность быстрого спонтанного разогрева содержимого контейнеров (за счет радиогенной теплогенерации) с их неконтролируемой дезинтеграцией при контакте с агрессивными подземными водами [206]. Не меньшую опасность представляет возможность разгерметизации контейнеров под действием длительных и стрессовых (сейсмогенных и т.п.) нагрузок. Кроме того, максимальный объем высокоактивных отходов, которые могут быть захоронены на каждом выбранном участке, ограничен объемом подходящих для этой цели горных выработок и особенно сорбционной емкостью поглотителя, составляющей, в частности, первые проценты для титан-циркониевых материалов (И.Л. Ходаковский, устное сообщение, 1991 г.), что резко снижает эффективность использования контейнерной технологии.

На наш взгляд, указанные недостатки традиционных подходов к подземной локализации техногенных отходов являются частными следствиями, по крайней мере, двух концептуальных барьеров на пути решения проблемы предотвращения геохимической деградации антропосферы: опасные побочные продукты техногенеза не выводятся за пределы антропосферы и при этом сохраняются в концентрированных формах в виде искусственных геохимических аномалий, в лучшем случае изолированных, но потенциально стремящихся к самопроизвольному рассеянию.

Таким образом, традиционные схемы захоронения опасных отходов ведут к созданию новых источников экологического риска.

Возможность преодоления этой проблемы видится в выявлении и использовании природных процессов, выводящих вещество из антропосферы и диссипирующих (рассеивающих) его. М-инфильтрация может послужить одним из таких процессов [244, 259].

Прежде всего метаморфогенный поток выводит водорастворенные вещества далеко за пределы осадочного чехла и переотлагает их в толще базитов в рассеянных формах (см. главу 5). Очевидно, что техногенные примеси, введенные в нисходящий поток подземных вод, будут рассеяны в недрах базитового комплекса и останутся в них на геологически длительное время. Кроме того, М-инфильтрация уже сама по себе способствует обогащению погребенных базальтов ураном и другими радионуклидами, выносимыми из осадочной оболочки. По данным А.П. Виноградова [31], содержание урана в изверженных породах основного состава на порядок меньше, чем в осадочных. Интенсивному выносу урана из осадочной оболочки способствует высокая миграционная способность его водорастворенных форм, прежде всего уранил-иона  $UO_2$  [100, 119 и др.]. Следовательно, искусственное обогащение метаморфизируемых базитов радионуклидами совпадает с общей тенденцией эволюции их состава при аллотигенном зеленокаменном метаморфизме с участием седиментационных вод. Таким образом, возможность захоронения техногенных отходов с использованием естественных нисходящих метаморфогенных токов выглядит весьма привлекательной.

Предлагаемый метод заключается в закачке жидких (или переведенных в растворенную жидкую форму) отходов в верхнюю часть области нисходящей М-инфильтрации, например в горизонты-коллекторы осадочного чехла, залегающие ниже пьезомаксимума АВПД (см. раздел 5.1). На рис. 6.2 показана принципиальная схема реализации метода в разных режимах закачки. Если исходные гидродинамические условия выбранного полигона благоприятны для захоронения отходов (см. рис. 6.2, 1), то прежде всего нужно создать в намеченном для этой цели интервале депрессионную воронку путем откачки пластовых вод (см. рис. 6.2, 2). Затем эта воронка заполняется жидкими отходами, которые могут нагнетаться в пласт (пласты) либо в форсированном, либо в пассивном режиме (см. рис. 6.2, 3, 4).

При *форсированном режиме* (см. рис. 6.2, 3) закачка отходов не прекращается с заполнением депрессионной воронки до исходного распределения пластовых давлений, а продолжается до создания конуса подпора, возвышающегося над естественной пьезометрической поверхностью на заданную величину  $\Delta H$ . В этом случае скорость нисходящего потока флюидов выше ее естественной величины, что способствует ускоренному выносу и рассеянию отходов в базитовом основании чехла.

В условиях повышенной сейсмической активности района захоронения отходов их форсированная закачка может спровоцировать сейсмические подвижки в области гидродинамического влияния закачки, т.е. в пределах конуса подпора (см. раздел 6.1). Сейсмическая активизация, усиливающая циркуляцию флюидов, может не только не препятствовать безопасному захоронению отходов, но даже способствовать ему. Тектонические подвижки не представляют угрозы распространения нагнетаемых отходов выше зоны АВПД, если они не нарушают положения пьезомаксимума, который играет роль гидродинамического барьера. В этом случае активизация тектонических нарушений лишь ускоряет перезахоронение отходов в глубокие зоны базитового комплекса инфильтрационным потоком.

Не исключено, однако, и смещение положения пьезомаксимума наряду с некоторым снижением флюидных давлений в зоне АВПД в связи с сейсмическими

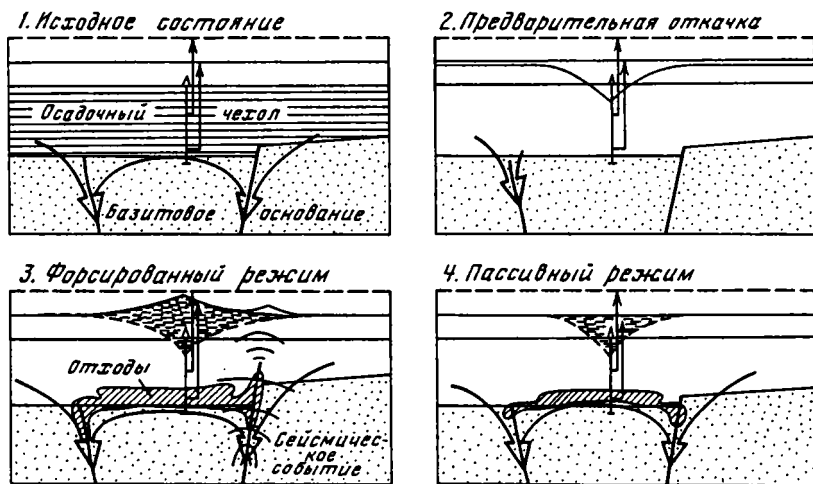


Рис. 6.2. Технологическая схема захоронения техногенных отходов в базитовом основании осадочного бассейна с использованием нисходящего метаморфогенного потока подземных вод в качестве природного "ассенизационного устройства". Пояснения в тексте

событиями. Поэтому во избежание импульсного перетока отходов в верхние слои чехла высота конуса подпора должна быть меньше разности естественных приведенных напоров  $\Delta H_{\text{прив}} = 0,1 \Delta P_{\text{прив}}$  в возмущенном пласте и вышележащей зоной АВПД (см. рис. 5.1):  $\Delta H < \Delta H_{\text{прив}}$ . Оптимальная величина этой разности ( $\Delta H_{\text{прив}} - \Delta H$ ), очевидно, должна быть выбрана с инженерным запасом, на основе режимных наблюдений за МД полем и натуральных экспериментов на опытном полигоне в предполагаемом районе захоронения.

*Пассивный режим* захоронения отходов предусматривает одноактную их закачку в депрессионную воронку до восстановления исходных пластовых давлений ( $\Delta H = 0$ , см. рис. 6.2, 4). В этом случае удастся избежать стимуляции сейсмической активности района захоронения, если предварительные исследования в выбранном районе показали, что такая стимуляция все-таки нежелательна. Однако при этом диссипация отходов будет происходить очень медленно, что может также оказаться нежелательным.

Необходимо отметить, что независимо от режима закачки отходов деструктивные природные процессы, приводящие к образованию новых проницаемых каналов (разломов, трещин, каверн выщелачивания), активизации миграции и взаимодействия загрязненных растворов с вмещающими породами (в результате ослабления и возможного разогрева базальтов и т.д.), будут благоприятствовать эффективному захоронению вредных компонентов в условиях М-инфильтрации, а не препятствовать ему. В этом состоит важное преимущество предлагаемого подхода к решению одной из самых болезненных экологических проблем.

Возможность его реализации и, в частности, выбор режима закачки отходов в область М-инфильтрации зависят от постановки конкретной инженерной задачи и прогнозного поведения нарушенной природной системы. К числу основных факторов, определяющих развитие нарушенной системы, относятся гидродинамический режим и сейсмическая активность региона, геохимические особенности подземных вод и вмещающих пород, химический и фазовый состав отходов, подлежащих захоронению. Особое значение для эволюции нарушенной системы имеет химическое средство подземных вод и пород, с одной стороны, и техногенных раство-

ров – с другой, определяющее миграционную способность вредных компонентов.

Выявлению и детальному изучению указанных факторов должно быть посвящено комплексное исследование, ориентированное на конкретные районы, в которых имеются все предпосылки или косвенные признаки современной М-инfiltrации флюидов. Необходимо пролить свет на региональные особенности малоизученного природного процесса, который определяет важнейшие черты химической, термической и механической эволюции осадочных бассейнов с меланократовым основанием. Поэтому экологически ориентированное исследование в районе М-инfiltrации должно предполагать одновременное решение комплекса в целом не менее важных задач нефтяной и рудной геологии, промышленной гидрогеологии и геознергетики. Не исключено, что при такой организации работ их приоритетное направление будет в конечном счете пересмотрено, например в случае обнаружения связанных с М-инfiltrацией глубинных скоплений углеводородов или крупных рудопроявлений в осадочном чехле.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы сверхглубокого бурения и региональных исследований в Закавказье и других регионах прямо или косвенно указывают на крупномасштабные проявления инфильтрации воды из осадочной оболочки в погребенные базиты на протяжении всей геологической истории. Этот поток, вероятнее всего, связан с зеленокаменным метаморфизмом (гидратацией) глубоко залегающих базитов – магматических пород основного состава и их метаморфических аналогов – гранулитов и гнейсов. Благодаря образованию высокоплотных вторичных минералов гидратация таких пород отличается незначительным, близким к нулю приращением объема породного матрикса при отрицательном суммарном объемном эффекте, достигающем  $-(10-12)\%$ . Последний стимулирует приток воды из внешних источников, и возникает так называемая метаморфогенная инфильтрация флюидов – М-инфильтрация. Главным источником воды при этом служит осадочный чехол, в котором идет литификация пород с развитием аномально высоких пластовых давлений и отжатием элизонных флюидов. В элизонных бассейнах область М-инфильтрации может достигать глубин по меньшей мере 8–10 км. Метаморфогенный поток может сформироваться также в инфильтрационном бассейне, снимая часть подземного стока метеогенных вод, если они мигрируют из высокогорных областей питания.

В породах кислого состава, взаимодействующих с Mg-Fe содержащими растворами, и ультрабазитах суммарный объемный эффект процесса гидратации тоже отрицателен, как и в базитах, но твердофазный эффект, как правило, намного больше (десятки процентов), что приводит к быстрому залечиванию водопродящих каналов продуктами реакций – вторичными минералами и солями. Для завершения гидратации таких пород требуется непрерывное раскрытие трещин под действием внешних нагрузок, что возможно лишь в специфических условиях длительного тектонического стресса. Поэтому М-инфильтрация, связанная с ультрабазитами, гранитоидами и их метаморфическими аналогами (если она вообще инициируется), не должна играть заметной роли во флюидном режиме недр.

С аллотигенным метаморфизмом погребенных базитов, напротив, могут быть связаны крупномасштабные проявления М-инфильтрации. Наиболее благоприятные для этого условия складываются при накоплении достаточно мощного (не менее 2–3 км) осадочного чехла, когда в нем в результате катагенеза (гидрослюдизации монтмориллонитовых глин) развиваются АВПД и он может играть роль источника воды. Напротив, чехол небольшой мощности (первые сотни метров) играет роль не столько источника воды, сколько пассивного экрана, изолирующего погребенные базиты.

По этой причине М-инфильтрация практически не развивается в океанической обстановке, где темпы накопления пелагических осадков невелики и мощный чехол не успевает образоваться из-за быстрого спрединга океанического дна. Вместе с тем мощность осадков оказывается достаточной для того, чтобы они служили непроницаемым экраном на пути морской воды к базальтам. Чехол перекрывает поверхность базитового субстрата по мере отодвигания коры от срединно-океанического хребта, и метаморфизм базитов с участием морской воды, едва

начавшись в гидротермальных системах зон спрединга, вскоре (через несколько миллионов лет) прерывается. Признаки такого прерванного метаморфизма видны в разрезе глубоководной скв. 504В.

Низкотемпературный гидротермально-гальмиролитический эпигенез базитов, направленный на залечивание порово-трещинного пространства вторичными минералами, приводит к такой же гидродинамической изоляции глубоких этажей базитового субстрата от океанической воды и тем самым тоже препятствует развитию М-инfiltrации.

Лишь в зоне перехода от океана к континенту, где кора наращивается благодаря тектоническому скучиванию и вновь прогревается в результате рециклинга (субдукции) и магматизма, чехол превращается из непроницаемого экрана в источник воды, необходимой для метаморфизма базитов. Благодаря напряженному термомеханическому режиму здесь возникают условия, благоприятные для развития М-инfiltrации, которые сохраняются кое-где и после закрытия океанических бассейнов (как это, очевидно, происходит в Куринской впадине).

В континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием (типа межгорных и рифтовых впадин) условия для развития нисходящего метаморфогенного потока также благоприятны. С возбуждением такого потока связана активизация тех геологических процессов, которые особенно чувствительны к флюидному и термическому режиму недр.

В первую очередь становится возможным аллотипный метаморфизм погребенных базитов, и при стабильном погружении бассейна они могут превратиться в зеленые сланцы, такие же, как и в зеленокаменных поясах. Закономерное улучшение предг-сылок аллотипного метаморфизма погребенных базальтов хорошо согласуется с общим возрастанием степени гидратации коры в эволюционном ряду океан–переходная зона–континент, которое обосновано глобальной геохимической моделью А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [184].

Реализуясь в переходной, а местами и в континентальной обстановках, *М-инfiltrация контролирует флюидный режим гидратируемой коры*, который и обуславливает превращение ее базитового субстрата в комплекс зеленокаменных пород. Гидратация и хемогенная дезинтеграция базитов на "зеленокаменном" этапе изменения океанической коры служат необходимой предпосылкой ее последующей трансформации в континентальную в процессах дальнейшего метаморфизма, метасоматоза и плавления с участием захваченной в зоне перехода воды осадочной оболочки [161, 252].

Объясняя механизм гидратации базитового субстрата, развиваемая концепция далеко не исчерпывает всей проблемы геохимической эволюции коры. В частности, источник кремнезема и щелочей, необходимых для гранитизации базитов, а также способы их транспортировки остаются пока не ясными.

Область М-инfiltrации характеризуется вертикальной инверсией приведенного флюидного давления. Сверху эта область ограничена пьезомаксимумом зоны АВПД, где истинное флюидное давление достигает сублитостатических значений, а снизу – пьезоминимумом, где истинное давление близко к гидростатическому или даже ниже его, а приведенное соответственно приближается к нулю или может быть отрицательным. Этот пьезоминимум отвечает предельной глубине устойчивости системы флюидопроводящих трещин. При существенно различной проницаемости пород чехла и основания в непрерывном нисходящем потоке может сформироваться еще один пьезоминимум, выраженный в депрессии истинного флюидного давления, которая приурочена к контакту чехла с основанием. В этой гидродинамической ловушке происходит декомпрессия просачивающихся газо-водных флюидов, приводящая к обособлению и накоплению летучих и водорастворенных компонентов.

Специфическое перераспределение органического и рудного вещества в нисходящем флюидном потоке и одновременное образование хлор-кальциевых рассолов за счет связывания воды базитами являются наряду с гидратацией коры основными геохимическими следствиями М-инfiltrации. Глубокое охлаждение разреза, вызванное нисходящим тепломассопотоком, не препятствует процессам генерации углеводородов. Несмотря на то что рассеянное в осадках органическое вещество не получает энергию, необходимую для термосинтеза углеводородов (что типично для континентальных осадочных бассейнов), ее тем не менее получает *водорастворенное органическое вещество, вынесенное из чехла: оно проходит главные фазы нефтегазообразования, погружаясь в более прогретый фундамент.* Указанные геохимические следствия М-инfiltrации подтверждаются изотопными, геохимическими и геофизическими данными по нефтегазоносным и металлоносным провинциям зеленокаменных поясов, древних платформ и активных континентальных окраин.

Развитие М-инfiltrации взаимосвязано не только с хемогенной дезинтеграцией пород на микроуровне, но также и с более крупными событиями дизъюнктивной тектоники, которые, в свою очередь, контролируют структурные перестройки коры. Вариации параметров флюидного режима и геофизических полей, сопряженные с предполагаемым процессом мелкофокусной метаморфогенной сейсмогенерации, могут представлять интерес для сейсмического прогнозирования и мониторинга.

Среди других намечающихся практических приложений рассмотренной концепции особенно перспективными представляются новые подходы к поискам и разведке скоплений углеводородов, гидротермальных руд и гидроминерального сырья, равно как и возможность радикального избавления от ядерных и других техногенных отходов с помощью природной "ассенизационной машины" – нисходящей М-инfiltrации.

В общем материалы, изложенные в книге, позволяют считать, что базальтовый слой земной коры подвергается воздействию универсального процесса метаморфогенной инfiltrации флюидов, который проявляется в этом слое дискретно как во времени, так и в пространстве, находясь в тесной связи с эволюцией коры. Он реализуется только в определенных геодинамических обстановках (на активных континентальных окраинах, в зонах закрытия океанических бассейнов и рифтогенной деструкции материков) и только при наличии осадочного чехла с высокими флюидными давлениями и его гидравлической связи с базитами.

## МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АППАРАТ

### 1.1. ЗАКОН СОХРАНЕНИЯ МАССЫ В СИСТЕМЕ ВОДА–ПОРОДА

Пусть система вода–порода состоит из  $c$  независимых компонентов  $i$ , образующих твердые фазы  $s$  минерального матрикса породы  $M$  и жидкий водный раствор – водную фазу  $w$ . Число твердых фаз составляет  $F^M$ . Закон сохранения массы компонента  $i$  описывается уравнением непрерывности для элементарного объема системы  $V$ , имеющим вид [247]

$$\partial \rho_i / \partial t = -\operatorname{div} \rho_i \omega_i + w_i, \quad (1)$$

где  $\rho_i$  – плотность  $i$  (масса  $i$  на единицу объема системы);  $\omega_i$  – макроскопическая скорость диффузионно-конвективного переноса компонента  $i$ ;  $w_i$  – ежесекундное "производство" компонента  $i$  (приращение массы компонента  $i$  на единицу объема системы в единицу времени) в результате химических реакций.

В системе вода–порода в целом производство компонента  $i$  равно нулю, так как он просто переходит из одних фаз в другие в результате гетерофазных химических реакций. В этом отношении уравнение (1) имеет физический смысл лишь в отношении отдельно взятых фаз системы. Принимаем систему декартовых прямоугольных координат неподвижной относительно твердого матрикса и получаем для его фаз вместо (1) уравнение баланса массы вида

$$(\partial / \partial t)(\rho_i^s \varepsilon^s) = w_i^s \quad (s = 1, 2, \dots, F^M), \quad (2)$$

где  $\rho_i^s$  – плотность компонента  $i$  в фазе  $s$ ;  $\varepsilon^s$  – объемная доля фазы  $s$  в системе;  $w_i^s$  – производство  $i$  в фазе  $s$  на единицу объема системы:  $w_i^s > 0$ , если  $i$  накапливается в фазе  $s$  (идет ее кристаллизация),  $w_i^s < 0$ , если  $i$  удаляется из фазы  $s$  (идет ее растворение).

Для водной фазы  $w$  вместо (1) уравнение непрерывности запишется в виде

$$(\partial / \partial t)(\rho_i^w \kappa) = -\operatorname{div} \rho_i^w v_i + w_i^w, \quad (3)$$

где  $\rho_i^w$  – плотность компонента  $i$  в водной фазе  $w$ ;  $\kappa$  – коэффициент пористости;  $v_i$  – скорость миграции компонента  $i$  в фильтрующей водной фазе  $w$ ;  $w_i^w$  – производство  $i$  в фазе  $w$ , отнесенное к единичному объему системы.

Суммируя (2) по  $i = 1, 2, \dots, c$ , получаем уравнения баланса массы для каждой из твердых фаз  $s$ :

$$(\partial / \partial t)(\rho^s \varepsilon^s) = w^s \quad (s = 1, 2, \dots, F^M), \quad (4)$$

где  $\rho^s$  – плотность фазы  $s$ :

$$\rho^s = \sum \rho_i^s; \quad (5)$$

$w^s$  – производство массы фазы  $s$  на единицу объема системы:

$$w^s = \sum w_i^s. \quad (6)$$

Для растворяемых фаз  $w^s < 0$ , для кристаллизующихся  $w^s > 0$ .



Аналогично, суммируя (3) по  $i$ , получаем уравнение непрерывности для водной фазы:

$$(\partial/\partial t)(\rho^w \kappa) = -\text{div} \rho^w \mathbf{v} + w^w, \quad (7)$$

где  $\rho^w$  – плотность водной фазы:

$$\rho^w = \sum \rho_i^w, \quad (8)$$

$\mathbf{v}$  – скорость ее фильтрации:

$$\mathbf{v} = \sum (\rho_i^w / \rho^w) \mathbf{v}_i. \quad (9)$$

Уравнение (4) может быть переписано в виде

$$(\partial \epsilon^s / \partial t) = w^s / \rho^s - (\epsilon^s / \rho^s) (\partial \rho^s / \partial t). \quad (10)$$

Суммируя (10) по  $s$ , получаем уравнение баланса массы для минерального матрикса в форме

$$-(\partial \kappa / \partial t) = \sum (w^s / \rho^s) - \sum (\epsilon^s / \rho^s) (\partial \rho^s / \partial t), \quad (11)$$

где левая часть получена дифференцированием объемной доли матрикса в породе  $\epsilon^s$ :

$$\epsilon^s = (1 - \kappa) = \sum \epsilon^s. \quad (12)$$

Уравнение (11) показывает, что изменение пористости  $\kappa$  связано с растворением/кристаллизацией минеральных фаз и вариациями их плотностей. После подстановки (11) в уравнение (7) получаем уравнение непрерывности вида

$$(\kappa / \rho^w) (\partial \rho^w / \partial t) + \sum (\epsilon^s / \rho^s) (\partial \rho^s / \partial t) + (1 / \rho^w) \text{div} \rho^w \mathbf{v} = \sum (w^s / \rho^s) + (w^w / \rho^w), \quad (13)$$

где в левой части первые два члена выражают скорости объемных деформаций, а третий член – изменение объема в результате массопереноса потоком флюида. Правая часть (13) описывает суммарный (по всем фазам) объемный эффект химических реакций в системе. Действительно, для произвольной фазы  $j$

$$w^j / \rho^j = \delta m^j / (\rho_j V \delta t) = \delta V^j / (V \delta t) = \delta \epsilon^j / \delta t, \quad (14)$$

где  $\delta \epsilon^j$  – относительное приращение объема фазы  $j$  за время  $\delta t$ . Рассмотрим удельный объем  $v^j$  фазы  $j$  как функцию давления  $P$  и температуры  $T$ :

$$v^j = v^j(T, P) = 1 / \rho_j. \quad (15)$$

Зависимость удельного объема однородной среды  $j$  от температуры и давления характеризуется соответственно коэффициентами объемного расширения  $\alpha^j$  и изотермической сжимаемости  $\beta^j$ , которые можно представить в виде

$$\alpha^j = (1/v^j) (\partial v^j / \partial T)_P = (1/v^j) (\partial v^j / \partial t)_P (\partial T / \partial t)^{-1}, \quad (16)$$

$$\beta^j = (1/v^j) (\partial v^j / \partial P)_T = (1/v^j) (\partial v^j / \partial t)_T (\partial P / \partial t)^{-1}, \quad (17)$$

С учетом выражений (14)–(17) уравнение непрерывности (13) легко преобразуется к окончательному виду:

$$\beta \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{\rho^w} \text{div} \rho^w \mathbf{v} = \frac{\partial \epsilon}{\partial t} + \alpha \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (18)$$

где

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \sum_s \frac{w^s}{\rho^s} + \frac{w^w}{\rho^w} \quad (19)$$

есть относительный объемный эффект всех химических реакций в единицу времени. В

уравнении (18)  $\alpha$  – коэффициент объемного расширения породы:

$$\alpha = \kappa\alpha^w + \Sigma\varepsilon^s\alpha^s = \kappa\alpha^w + (1 - \kappa)\alpha^M, \quad (20)$$

где  $\alpha^M$  – коэффициент теплового расширения скелета породы:

$$\alpha^M = (1 - \kappa)^{-1} \Sigma\varepsilon^s\alpha^s; \quad (21)$$

$\beta$  – коэффициент сжимаемости породы, называемый также коэффициентом упругости [125], определяемый как

$$\beta = \kappa\beta^w + \Sigma\varepsilon^s\beta^s = \kappa\beta^w + (1 - \kappa)\beta^M, \quad (22)$$

где  $\beta^M$  – коэффициент сжимаемости скелета породы:

$$\beta^M = (1 - \kappa)^{-1} \Sigma\varepsilon^s\beta^s. \quad (23)$$

Входящий в уравнение (19) относительный объемный эффект химических реакций  $d\varepsilon$  может быть представлен как сумма относительных объемных эффектов в фазах минерального матрикса и в водной фазе:

$$d\varepsilon = d\varepsilon^w + \Sigma d\varepsilon^s = d\varepsilon^w + d\varepsilon^M. \quad (24)$$

## 1.2. ДЕЙТЕРИЙ КАК ИЗОТОПНЫЙ ИНДИКАТОР МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ

При фильтрации водного раствора через гидратируемую породу вода заимствуется на гидратацию, и раствор претерпевает постепенное концентрирование по мере миграции. Степень концентрирования исходного раствора в каждой точке вдоль линии тока может быть оценена по изменению содержания в воде дейтерия, подобно тому, как это делается при испарении воды с помощью формулы Релея [215]. Изотопы водорода испытывают заметное фракционирование при переходе воды из свободного состояния в химически связанное. Коэффициент фракционирования  $\alpha$  дейтерия колеблется в зависимости от температуры в диапазоне 1,040–1,050‰ [155]; изотопный сдвиг составляет в среднем  $\Delta = 45\text{‰}$ .

Проследим изменение фиксированного объема водного раствора на пути его миграции через гидратируемую породу. Пусть в элементарный объем гидратируемых пород поступил единичный объем воды  $V$ , содержащий  $d$  молекул дейтерия и  $h$  молекул протия:

$$V = d + h. \quad (25)$$

Часть воды объемом  $V_1^*$  ушла на гидратацию пород, а остаточная (свободная) вода занимает теперь объем  $V_1$ :

$$V = V_1 + V_1^* \quad (26)$$

В водороде исходной воды изотопное отношение  $R = [D]/[H]$  с учетом (25) было равно

$$R = (M_D d)/(M_H h) = (M_D d)/(V - d), \quad (27)$$

где  $M_D = 2$  и  $M_H = 1$  – атомные массы дейтерия и протия. Поскольку  $d \ll V$ ,

$$R \approx M_D d/V. \quad (28)$$

Аналогично, для остаточной и связанной воды изотопные отношения  $R_1$  и  $R_1^*$  соответ-

ственно равны

$$R_1 \approx M_D d_1 / V_1, \quad (29)$$

$$R_1^* \approx M_D d_1^* / V_1^*, \quad (30)$$

где  $d_1$  и  $d_1^*$  – количество молекул дейтерия в свободной и связанной воде соответственно. При этом

$$d = d_1 + d_1^* \quad (31)$$

Согласно стандартному определению, содержание изотопа, приведенное к стандарту, выражается в промилле через изотопное отношение  $R$  в виде

$$\delta = 1000(R/R_{\text{ст}} - 1), \quad (32)$$

где  $R_{\text{ст}}$  – стандартное изотопное отношение (SMOW). Упомянутый изотопный сдвиг  $\Delta = 45\text{‰}$  может быть представлен с учетом (32) в виде

$$\Delta = \delta_1 - \delta_1^* = 1000(R_1 - R_1^*)/R_{\text{ст}}, \quad (33)$$

откуда

$$R_1 - R_1^* = 0,001R_{\text{ст}}\Delta = K. \quad (34)$$

Решая систему уравнений (26, 28)–(31, 34), получаем

$$RV = R_1 V_1 + (R_1 - K)(V - V_1). \quad (35)$$

В каждом элементарном объеме среды приращения  $V$  и  $R$  бесконечно малы:

$$V_1 - V = dV, \quad (36)$$

$$R_1 - R = dR. \quad (37)$$

Произведя замены (36) и (37) в (35), получаем

$$RV = (R + dR)(V + dV) - (R + dR - K)dV. \quad (38)$$

Раскрыв скобки в (38), получаем дифференциальное уравнение

$$\frac{dV}{V} = -\frac{dR}{K}, \quad (39)$$

общее решение которого с учетом (32) и (34) имеет вид

$$V = C \exp(-R/K) = C_1 \exp(-\delta/\Delta), \quad (40)$$

где  $C$  и  $C_1$  – константы интегрирования.

Задавшись величиной  $\delta_0$  в первой (верхней) точке графика распределения  $\delta$  по пути фильтрации раствора (по глубине), получаем из (40) частное решение уравнения (39) в виде объемной доли  $f$  остаточной свободной воды:

$$f = V/V_0 = \exp[-(\delta - \delta_0)/\Delta] = \exp[(\delta_0 - \delta)/\Delta], \quad (41)$$

где  $V_0$  – единичный объем исходного водного раствора. Зная объемное отношение  $f$  и минерализацию исходного водного раствора  $M_0$ , можно определить минерализацию  $M$  остаточного раствора, записав

$$M = a/(V + a/\rho), \quad (42)$$

где  $a$  – масса вещества, растворенного в объеме  $(V + a/\rho)$ ;  $\rho$  – плотность растворенного

уравнении (18)  $\alpha$  – коэффициент объемного расширения породы:

$$\alpha = \kappa\alpha^w + \Sigma\varepsilon^s\alpha^s = \kappa\alpha^w + (1 - \kappa)\alpha^M, \quad (20)$$

где  $\alpha^M$  – коэффициент теплового расширения скелета породы:

$$\alpha^M = (1 - \kappa)^{-1}\Sigma\varepsilon^s\alpha^s; \quad (21)$$

$\beta$  – коэффициент сжимаемости породы, называемый также коэффициентом упругости [125], определяемый как

$$\beta = \kappa\beta^w + \Sigma\varepsilon^s\beta^s = \kappa\beta^w + (1 - \kappa)\beta^M, \quad (22)$$

где  $\beta^M$  – коэффициент сжимаемости скелета породы:

$$\beta^M = (1 - \kappa)^{-1}\Sigma\varepsilon^s\beta^s. \quad (23)$$

Входящий в уравнение (19) относительный объемный эффект химических реакций  $d\varepsilon$  может быть представлен как сумма относительных объемных эффектов в фазах минерального матрикса и в водной фазе:

$$d\varepsilon = d\varepsilon^w + \Sigma d\varepsilon^s = d\varepsilon^w + d\varepsilon^M. \quad (24)$$

## 1.2. ДЕЙТЕРИЙ КАК ИЗОТОПНЫЙ ИНДИКАТОР МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ

При фильтрации водного раствора через гидратируемую породу вода заимствуется на гидратацию, и раствор претерпевает постепенное концентрирование по мере миграции. Степень концентрирования исходного раствора в каждой точке вдоль линии тока может быть оценена по изменению содержания в воде дейтерия, подобно тому, как это делается при испарении воды с помощью формулы Релея [215]. Изотопы водорода испытывают заметное фракционирование при переходе воды из свободного состояния в химически связанное. Коэффициент фракционирования  $\alpha$  дейтерия колеблется в зависимости от температуры в диапазоне 1,040–1,050‰ [155]; изотопный сдвиг составляет в среднем  $\Delta = 45\text{‰}$ .

Проследим изменение фиксированного объема водного раствора на пути его миграции через гидратируемую породу. Пусть в элементарный объем гидратируемых пород поступил единичный объем воды  $V$ , содержащий  $d$  молекул дейтерия и  $h$  молекул протия:

$$V = d + h. \quad (25)$$

Часть воды объемом  $V_1^*$  ушла на гидратацию пород, а остаточная (свободная) вода занимает теперь объем  $V_1$ :

$$V = V_1 + V_1^* \quad (26)$$

В водороде исходной воды изотопное отношение  $R = [D]/[H]$  с учетом (25) было равно

$$R = (M_D d)/(M_H h) = (M_D d)/(V - d), \quad (27)$$

где  $M_D = 2$  и  $M_H = 1$  – атомные массы дейтерия и протия. Поскольку  $d \ll V$ ,

$$R \approx M_D d/V. \quad (28)$$

Аналогично, для остаточной и связанной воды изотопные отношения  $R_1$  и  $R_1^*$  соответ-

ственно равны

$$R_1 \approx M_D d_1 / V_1, \quad (29)$$

$$R_1^* \approx M_D d_1^* / V_1^*, \quad (30)$$

где  $d_1$  и  $d_1^*$  – количество молекул дейтерия в свободной и связанной воде соответственно.

При этом

$$d = d_1 + d_1^* \quad (31)$$

Согласно стандартному определению, содержание изотопа, приведенное к стандарту, выражается в промилле через изотопное отношение  $R$  в виде

$$\delta = 1000(R/R_{\text{ст}} - 1), \quad (32)$$

где  $R_{\text{ст}}$  – стандартное изотопное отношение (SMOW). Упомянутый изотопный сдвиг  $\Delta = 45\%$  может быть представлен с учетом (32) в виде

$$\Delta = \delta_1 - \delta_1^* = 1000(R_1 - R_1^*)/R_{\text{ст}}, \quad (33)$$

откуда

$$R_1 - R_1^* = 0,001 R_{\text{ст}} \Delta = K. \quad (34)$$

Решая систему уравнений (26, 28)–(31, 34), получаем

$$RV = R_1 V_1 + (R_1 - K)(V - V_1). \quad (35)$$

В каждом элементарном объеме среды приращения  $V$  и  $R$  бесконечно малы:

$$V_1 - V = dV, \quad (36)$$

$$R_1 - R = dR. \quad (37)$$

Произведя замены (36) и (37) в (35), получаем

$$RV = (R + dR)(V + dV) - (R + dR - K)dV. \quad (38)$$

Раскрыв скобки в (38), получаем дифференциальное уравнение

$$\frac{dV}{V} = -\frac{dR}{K}, \quad (39)$$

общее решение которого с учетом (32) и (34) имеет вид

$$V = C \exp(-R/K) = C_1 \exp(-\delta/\Delta), \quad (40)$$

где  $C$  и  $C_1$  – константы интегрирования.

Задавшись величиной  $\delta_0$  в первой (верхней) точке графика распределения  $\delta$  по пути фильтрации раствора (по глубине), получаем из (40) частное решение уравнения (39) в виде объемной доли  $f$  остаточной свободной воды:

$$f = V/V_0 = \exp[-(\delta - \delta_0)/\Delta] = \exp[(\delta_0 - \delta)/\Delta], \quad (41)$$

где  $V_0$  – единичный объем исходного водного раствора. Зная объемное отношение  $f$  и минерализацию исходного водного раствора  $M_0$ , можно определить минерализацию  $M$  остаточного раствора, записав

$$M = a/(V + a/\rho), \quad (42)$$

где  $a$  – масса вещества, растворенного в объеме  $(V + a/\rho)$ ;  $\rho$  – плотность растворенного

вещества; для солей NaCl и CaCl<sub>2</sub> принимаем  $\rho = 2,2 \text{ г/см}^3$ . Аналогично:

$$M_0 = a/(V_0 + a/\rho). \quad (43)$$

Решая систему уравнений (41)–(43), мы получаем выражение для минерализации (солености) концентрирующегося раствора, которая отвечает текущему содержанию дейтерия  $\delta$ :

$$M = M_0/[f + M_0(1 - f)/\rho]. \quad (44)$$

### 1.3. МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА ( $\nu$ и $q$ ) ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ниже приведено математическое описание численного метода обработки скважинных геотермических данных (измерений температуры, коэффициента теплопроводности пород и теплогенерации) с целью определения вертикальных вариаций параметров теплопереноса – скорости адвекции  $\nu$  и глубинной составляющей плотности теплового потока  $q_0$ , отвечающей условиям нулевой адвекции.

Среди множества факторов, формирующих геотемпературное поле (см. обзор [88]), движение подземных вод стоит на особом месте. Еще в 1956 г. Н.А. Огильви на основании собственных оценок заключил, что флюидный поток со скоростью 4 мм/год и более должен полностью контролировать теплоперенос в коре и остальными возмущающими факторами в таких условиях можно пренебречь [151]. Количественная оценка влияния флюидной адвекции на геотермическое поле вызывает, однако, большие трудности. Используемая для этого гидрогеологическая информация (см., например, [122, 230]) обычно носит обобщенный характер и поэтому недостаточна для надежной интерпретации скважинных термометрических данных.

В подавляющем большинстве исследованных скважин коэффициент теплопроводности пород и соответственно геотермический градиент существенно варьируют с глубиной (см. разд. 3.3.1). Мало того, их произведение  $q_c$  также колеблется в широких пределах. При этом во многих скважинах обнаружено возрастание плотности кондуктивного потока с глубиной [171, 192, 311 и др.]. Его величина ниже интервала измерений в таких случаях неясна; иногда ее оценивают с помощью простой экстраполяции, но такие оценки довольно субъективны.

Описываемый ниже метод обработки скважины геотермических данных нацелен на решение перечисленных проблем.

#### Качество исходных данных

Предлагаемый метод базируется на использовании компьютерной программы FILVERT. Разные версии программы, начиная с первой [242], были применены для обработки геотермических данных по нескольким скважинам, пробуренным в районах кавказских Минеральных Вод, Закавказья (Саатлинская сверхглубокая) и в Паннонском бассейне (Сомбатхей-II). В качестве исходных данных программа использует измеренные на разных глубинах  $z$  значения температуры  $T(z)$ , коэффициента теплопроводности пород  $\lambda(z)$  и объемной теплогенерации  $A(z)$ . Вертикальные вариации последнего параметра обычно отслежены намного менее детально, чем первых двух, что, впрочем, мало влияет на точность решения.

На рис. П.1 показан общий вид вертикального распределения измеренных параметров –  $T$ ,  $\lambda$  и их производных ( $\text{grad } T$  и плотности кондуктивного теплового потока  $q_c$ ) в скважинах глубиной порядка 2–2,5 км, исследованных предлагаемым методом (разумеется, в расчет брались только длительно простаивающие по окончании бурения скважины). Распределение температуры отслеживается достаточно детально, с шагом от нескольких до 10–20 м, в зависимости от текущего геотермического градиента, величина

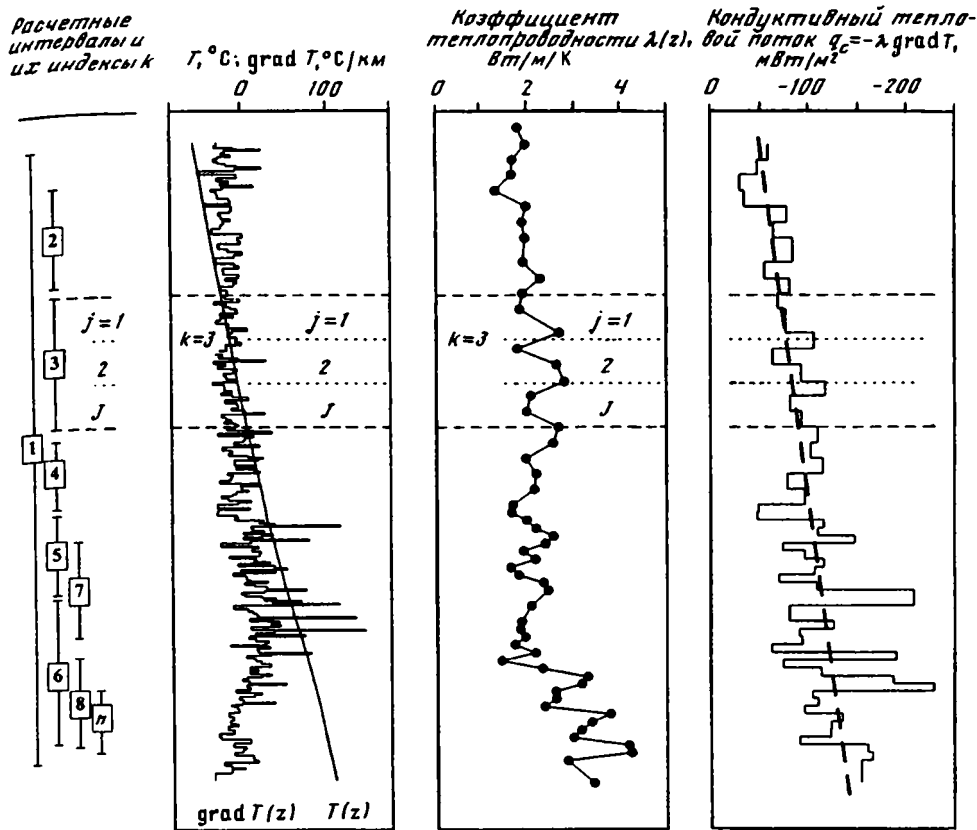


Рис. 11.1. Общий вид исходных геотермических данных, используемых программой FILVERT. В левой части показан пример разбивки изучаемого разреза на  $n$  расчетных интервалах (нумеруемых индексом  $k$ ) и  $J$  подынтервалов интегрирования (индекс  $j$ )

которого часто колеблется в широких пределах (на порядок и более). Менее детально, как правило, отслеживаются вариации коэффициента теплопроводности: только отдельные экстремумы на приведенной диаграмме охарактеризованы более чем одной точкой. Результирующее распределение плотности теплового потока лишь отчасти отражает локальные истинные значения составляющих его  $\lambda$  и  $\text{grad } T$  и имеет существенно стохастический характер. Еще менее детально, чем  $\lambda$ , обычно охарактеризовано распределение объемной теплогенерации  $A$ . Однако введение  $A$  в расчет изменяло конечное решение незначительно, в пределах первых процентов.

Таким образом, исходные данные несут в значительной мере случайный характер. Рассматриваемый алгоритм учитывает это обстоятельство.

#### Методика определения параметров теплопереноса $v$ и $q$

Вертикальные составляющие скорости адвекции  $v$  и плотности суммарного теплового потока  $q$  определяются путем решения обратной тепловой задачи в интервале глубин  $z \in [h, H]$  на базе уравнения теплопроводности

$$dq/dz - A = 0, \quad (45)$$

где  $A$  – объемная теплогенерация. Плотность теплового потока  $q$  складывается из кон-

дуктивной  $q_c$  и адвективной  $q_a$  составляющих [117]:

$$q(z) = q_c(z) + q_a(z), \quad (46)$$

$$q_c = -\lambda dT/dz, \quad (47)$$

$$q_a = \rho u h_\Phi, \quad (48)$$

где  $T$  – температура Кельвина;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности среды;  $h_\Phi = \int c dT$  –

энтальпия воды;  $\rho$  – плотность воды;  $c$  – ее удельная теплоемкость.

Параметр  $u$  представляет собой "эффективную" скорость адвекции, характеризующую суммарный вклад флюидных токов и тектонических движений в адвективный теплоперенос. Если при температуре  $T$  флюид, имеющий плотность  $\rho$  и удельную теплоемкость  $c$ , фильтруется со скоростью  $u_\Phi$ , а флюидонасыщенная порода, имеющая плотность  $\rho_n$  и удельную теплоемкость  $c_n$ , движется со скоростью  $u_n$ , то суммарный вклад вертикальной адвекции  $\text{div } q_a$  в тепловой баланс в системе декартовых координат, неподвижной относительно земной поверхности, равен

$$\text{div } q_a = \partial q_a / \partial z = \rho u_\Phi \partial h_\Phi / \partial z + \rho_0 u_0 \partial h_n / \partial z, \quad (49)$$

где  $\rho u_\Phi$  и  $\rho_0 u_0$  – плотность фильтрационного потока и потока массы породы соответственно;  $h_0$  – удельная энтальпия породы:  $h_0 = \int c_0 dT$ . Представление величины  $q_a$  в фор-

ме произведения (48) дает выражение того же суммарного энергетического эффекта флюидно-породной адвекции через эффективную (условную) скорость адвекции воды  $u$ . Подставляя (48) в (49), получаем

$$u = u_\Phi + u_0(c_0 \rho_0) / (c \rho). \quad (50)$$

Удобство такой формы представления эффективной скорости как расчетной величины объясняется тем, что в обычных условиях (в отсутствие фазовых переходов) объемная теплоемкость воды  $c_p$  практически не меняется с глубиной:  $c_p = 1 \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot \text{К}) = 4,19 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{м}^3 \cdot \text{К})$ . Введение этого постоянного множителя упрощает вычисления  $u$ .

Адвекция теплоносителей – воды и породы – не единственный фактор, осложняющий одномерную кондуктивную теплопередачу. Однако в рассматриваемом вычислительном аппарате влияние остальных факторов (латерального теплопереноса, рефракции и др.) на тепловое поле не учитывается в явном виде. Оно присутствует неявно в расчетной величине скорости  $u$ , которая, таким образом, отображает в виде расчетной кинематической характеристики все возможные возмущения теплового поля, осложняющие кондуктивную теплопередачу вдоль оси  $z$ . Во многих случаях скорость фильтрации воды  $u_\Phi$  все же достаточно велика (свыше первых мм/год) и относительным влиянием прочих факторов как на тепловое поле, так и на определяемую величину  $u$  можно пренебречь, о чем упоминалось выше.

Теплогенерация или поглощение тепла могут обуславливать заметные вариации  $q$  по глубине. Наиболее распространенные источники тепла в недрах – радиоактивный распад и экзотермические реакции (гидратация пород, процессы окисления и др.). Напротив, такие энергоемкие процессы, как ката- и метагенез осадочных пород, преобразование захороненного органического вещества на ранней стадии катагенеза, потребляют тепло (см., например, [147]). Вместе с тем на фоне потока тепла из мантии эндо- и экзотермические процессы вносят подчиненный вклад в тепловой баланс слоев мощностью до первых сотен-тысяч метров [202, 211 и др.]. Кроме того, традиционные определения удельной теплогенерации  $A$  дают довольно обобщенную картину ее распределения по разрезу скважины. Поэтому в рассматриваемую модель введено упрощение: величина  $A$  принята постоянной в каждом расчетном интервале глубин (кусочно-



постоянной во всем изучаемом разрезе):

$$A_k = \text{const}, \quad z \in [h_k, H_k], \quad (k = 1, 2, \dots, n).$$

Таким образом, уравнение (45) содержит два неизвестных, которые необходимо определить, решая обратную задачу, –  $v$  и  $q$ . Поскольку произвольная константа интегрирования  $q$  меняется с глубиной из-за теплогенерации, будем отыскивать решение, выразив  $q$  через другую неизвестную величину, являющуюся константой, – плотность теплового потока  $q_H$  на подошве расчетного интервала  $z = H$ :

$$q = q_H + A(z - H). \quad (51)$$

Вводя вместо  $z$  переменную  $z - H$ , интегрируем (45) и, с учетом (46)–(48), получаем следующую запись уравнения теплопроводности в каждом расчетном интервале:

$$-\lambda \frac{dT}{dz} + c\rho v T - A(z - H) = q_H, \quad (52)$$

где  $q_H$  – произвольная константа интегрирования, которая выбрана в соответствии с ее физическим смыслом, раскрываемым в (51).

### Математическое описание процедуры вычисления $v$ и $q$

Выделяем несколько расчетных интервалов глубин, различным образом возмущенных флюидными токами (см. рис. П.1), с тем чтобы определить в каждом из них средние значения константы интегрирования  $q$  и скорости адвекции  $v$ . Автоматизированная процедура вычислений  $v$  и  $q$  реализует метод наименьших квадратов и основана на следующем математическом аппарате.

Разбиваем расчетный интервал на равные части (подынтервалы) числом  $J \geq 3$  с границами  $(Z_j, Z_{j+1})$ . Разделив уравнение (52) на  $\lambda$ , интегрируем его в  $j$ -м подынтервале глубин от  $Z_j$  до  $Z_{j+1}$  и, переходя к конечным разностям ( $dz \rightarrow \Delta z$ ), получаем систему из  $J$  алгебраических уравнений для двух неизвестных –  $v$  и  $q_H$ :

$$a_j v - b_j q_H - c_j = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, J), \quad (53)$$

где

$$a_j = c\rho \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{T_i}{\lambda_i} + \frac{T_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right), \quad (54)$$

$$b_j = 0,5\Delta z \sum_j \left( \frac{1}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_{i+1}} \right), \quad (55)$$

$$c_j = \Delta T_j + 0,5A\Delta z \sum_j \left( \frac{z_i}{\lambda_i} + \frac{z_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right) - AHb_j, \quad (56)$$

$\Delta T_j$  – перепад температур между подошвой и кровлей  $j$ -го интервала.

В выражениях (54)–(56) индекс  $i$  пробегает значения  $i = 1, 2, \dots, I$ , где  $I$  – число шагов аппроксимации  $j$ -го интеграла, причем  $I \geq 5$ .

Система из  $J \geq 3$  уравнений (53) для двух неизвестных является переопределенной. Однако существует пара оптимальных значений  $v = v_{opt}$ ,  $q_H = q_{opt}$ , удовлетворяющих каждому из ее уравнений нестрого:

$$a_j v_{opt} - b_j q_{opt} - c_j = \Delta_j \neq 0 \quad (j = 1, 2, \dots, J). \quad (57)$$

Решение  $(v_{opt}, q_{opt})$  оптимально при наименьшей сумме квадратичных невязок:

$$D(v, q) = \sum_{j=1}^J \Delta_j^2 \rightarrow \min = D(v_{opt}, q_{opt}), \quad (58)$$

где  $D(v, q)$  – суммарная квадратичная невязка. Условие (58) выполняется, если

$$\partial D / \partial v = \partial D / \partial q = 0. \quad (59)$$

Подставляя (58) в (59), с учетом (57) получаем искомое решение:

$$v_{opt} = \frac{\sum b_j^2 \sum a_j c_j - \sum a_j b_j \sum b_j c_j}{\sum a_j^2 \sum b_j^2 - (\sum a_j b_j)^2}, \quad (60)$$

$$q_{opt} = \frac{\sum b_j c_j - v_{opt} \sum a_j b_j}{\sum b_j^2}.$$

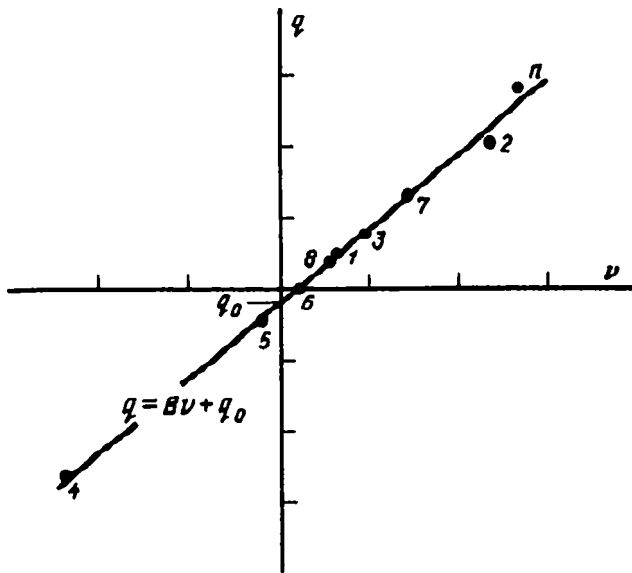
Компьютерная программа FILVERT предусматривает выделение расчетных интервалов вручную, с учетом геологического строения разреза. Затем в каждом интервале ведется поиск оптимального решения путем последовательного перебора всех возможных вариантов его разбиения на подынтервалы интегрирования так, что число последних  $J$  пробегает значения, возрастающие от  $J_0 = 3$  до  $J_{max}$ . При этом число шагов аппроксимации  $I$  убывает от  $I_0$  до  $I_{min} = 5$  соответственно. Для каждого варианта вычисляются  $v$ ,  $q$  и  $D$ . В итоге программа находит и выводит на печать пару значений  $(v_{opt}, q_{opt})$  и соответствующее ей минимальное значение  $D = D_{min}$ , отвечающее наилучшему способу разбиения данного интервала на подынтервалы интегрирования.

Выбор границ расчетных интервалов носит отчасти субъективный характер, и для точнейшего решения требуется проверка других возможных вариантов их расположения. В последней версии программы (FILVERT4) эта рутинная процедура автоматизирована как процесс сканирования окрестностей выбранных границ с заданным шагом по глубине. Это позволило повысить точность решения и дало возможность построения детальных эпюр вертикального распределения  $v$  и  $q_H$  путем сканирования всего разреза скважины.

### Определение $q_0$ графоаналитическим способом

Основная предпосылка предлагаемого способа определения плотности глубинного теплового потока  $q_0$  состоит в следующем. Пусть скорость адвекции  $v$  переменна по глубине  $z$ , а  $q$  изменяется пропорционально  $v$ . Если при этом коэффициент пропорциональности постоянен для всего разреза, то нулевой скорости адвекции в произвольном сечении  $z$  будет отвечать одна и та же величина  $q = q_0$ .

Для определения  $q_0$  необходимо иметь некоторое множество заметно различающихся между собой пар средних значений  $v$  и  $q$ , характеризующих разные фрагменты разреза, с целью аппроксимации этого множества единым уравнением регрессии, которое дает  $q = q_0$  при  $v = 0$ . Фигуративные точки, отвечающие полученным парам  $(v, q)$ , наносятся на график в координатах  $q-v$ , а затем находится линия регрессии, аппроксимирующая полученное семейство точек с минимальным коэффициентом корреляции (рис. П.2). Точка пересечения линии регрессии с осью  $q$  ( $v = 0$ ) отвечает плотности глубинного теплового потока  $q_0$ , передаваемого в изучаемый разрез чисто кондуктивным путем. Как показало исследование реальных скважин, найденное



**Рис. П.2.** Схема графоаналитической обработки множества парных решений  $(v_{опт}, q_{опт})_k$  с целью определения плотности глубинного теплового потока  $q_0$ . Номера точек соответствуют индексам расчетных интервалов  $k$  на рис. П.1

множество парных решений образует тесное семейство точек, хорошо аппроксимируемое прямой вида

$$q = Bv + q_0, \quad (61)$$

где коэффициент  $B$  зависит от геологического строения и геотермических условий данного региона.

### Предельные вычислительные погрешности и область устойчивости численного алгоритма FILVERT

Пусть истинное значение искомой функции  $q_z^0$  равно в каждой точке разреза *in situ*

$$q_z^0 = c^0 \rho^0 v_z^0 T^0 - \lambda^0 dT^0 / dz - A^0 z, \quad (62)$$

где индексом "0" обозначены истинные значения параметров  $v_z^0$  – неизвестная скорость адвекции,  $c^0 \rho^0$  – объемная теплоемкость воды,  $T^0$  – температура,  $\lambda^0$  – коэффициент теплопроводности,  $A^0$  – объемная теплогенерация. Вводим в (62) предельные относительные погрешности: эмпирические  $\delta_{c\rho}$ ,  $\delta_T$ ,  $\delta_\lambda$ ,  $\delta_A$  и расчетные  $\delta_v$  и  $\delta_q$ , отвечающие соотношениям

$$c\rho = (1 \pm \delta_{c\rho}) c^0 \rho^0;$$

$$T = (1 \pm \delta_T) T^0;$$

$$\lambda = (1 \pm \delta_\lambda) \lambda^0;$$

$$A = (1 \pm \delta_A) A^0;$$

$$v = (1 \pm \delta_v) v_z^0;$$

$$q = (1 \pm \delta_q) q_z^0.$$

После деления всех членов (62) на  $\lambda$ , получаем

$$\text{ucr} \frac{T}{\lambda} (1 \pm \delta_{cp} \pm \delta_T \pm \delta_v) - q \frac{1}{\lambda} (1 \pm \delta_q) - T' (1 \pm \delta_\lambda \pm \delta_T) - A \frac{z}{\lambda} (1 \pm \delta_A) = 0. \quad (63)$$

Разбив расчетный интервал глубин  $[\bar{H}, H]$  на  $J$  подынтервалов интегрирования, проинтегрируем (63) в  $j$ -м подынтервале  $[z_j, z_{j+1}]$ , принимая  $cp = \text{const}$  и  $A = \text{const}$ :

$$\text{ucr} (1 \pm \delta_1 \pm \delta_v) \int_j \frac{T}{\lambda} dz - q (1 \pm \delta_q) \int_j \frac{dz}{\lambda} - \Delta T_j (1 \pm \delta_2) - A (1 \pm \delta_A) \int_j \frac{z}{\lambda} dz = 0, \quad (64)$$

где

$$\delta_1 = |\delta_{cp}| + |\delta_T|; \quad \delta_2 = |\delta_\lambda| + |\delta_T|; \quad (65)$$

$\Delta T_j$  – перепад температур между подошвой и кровлей  $j$ -го интервала.

Вводим обозначения:

$$\bar{a}_j = cp \int_j \frac{T}{\lambda} dz; \quad \bar{b}_j = \int_j \frac{dz}{\lambda}; \quad \bar{c}_j = \Delta T_j; \quad \bar{d}_j = A \int_j \frac{z}{\lambda} dz. \quad (66)$$

Переходя к конечным разностям, аппроксимируем интегралы сеточными функциями по формуле трапеции:

$$\bar{a}_j \rightarrow a_j + \Delta a_j; \quad \bar{b}_j \rightarrow b_j + \Delta b_j; \quad \bar{d}_j \rightarrow d_j + \Delta d_j, \quad (67)$$

где

$$a_j = cp \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{T_i}{\lambda_i} + \frac{T_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right); \quad b_j = \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{1}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_{i+1}} \right); \quad d_j = A \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{z_i}{\lambda_i} + \frac{z_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right); \quad (68)$$

$h$  – шаг аппроксимации по  $z$ ;  $\Delta a_j, \Delta b_j, \Delta d_j$  – погрешности аппроксимации, определяемые для метода трапеций зависимостью вида [139]

$$\Delta f = -\frac{h^2}{12} \int_{z_j}^{z_{j+1}} f''(z) dz. \quad (69)$$

В конечных разностях погрешность  $\Delta f$  может быть представлена в следующем общем для  $a_j, b_j$  и  $d_j$  виде:

$$\Delta f = -\frac{h^2}{12} f'(z) \Big|_{z_j}^{z_{j+1}} \equiv -\frac{h^2}{12} \left[ f(H) - f(H-h) - (f(\bar{H}+h) - f(\bar{H})) \right]. \quad (70)$$

Из (70) видно, что погрешности  $\Delta a_j, \Delta b_j, \Delta d_j$  убывают по абсолютной величине с уменьшением шага  $h$ , что является *необходимым условием сходимости* разностной схемы. С учетом (66), (67) уравнение (64) принимает вид

$$v (1 \pm \delta_1 \pm \delta_v) (a_j + \Delta a_j) - q (1 \pm \delta_q) (b_j + \Delta b_j) - \Delta T_j (1 \pm \delta_2) - (1 \pm \delta_A) (d_j + \Delta d_j) = 0. \quad (71)$$

В программе FILVERT определяется невязка  $\bar{\Delta}_j$ :

$$va_j - qb_j - \bar{c}_j - d_j = \bar{\Delta}_j. \quad (72)$$

Вычитаем (72) из (71). Пренебрегая малыми членами  $\delta_v \Delta a_j v$ ,  $\delta_q \Delta b_j q$ ,  $\delta_1 \Delta a_j v$ ,  $\delta_A \Delta d_j$  и используя вместо знака "±" перед символами  $\delta$  знак суммы (для абсолютных значений предельных погрешностей), получаем

$$\delta_v a_j v - \delta_q b_j q + \Delta_j = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, J; J \geq 3), \quad (73)$$

где  $\Delta_j$  – предельная общая погрешность, включающая суммарные погрешности измерений  $\Delta_j^e$  и аппроксимации  $\Delta_j^a$ , а также невязку  $\tilde{\Delta}_j$ :

$$\Delta_j = \Delta_j^e + |\Delta_j^a| + |\tilde{\Delta}_j|, \quad (74)$$

$$\Delta_j^e = |\delta_1 a_j v| + |\delta_2 \Delta T_j| + |\delta_A d_j|; \quad (75)$$

$$\Delta_j^a = \Delta a_j v - \Delta b_j q + \Delta d_j. \quad (76)$$

Решая переопределенную систему уравнений (73) относительно  $\delta_v$  и  $\delta_q$  методом наименьших квадратов, получаем формулы для вычислительных погрешностей:

$$\delta_v = \frac{\sum b_j^2 \sum a_j \Delta_j - \sum a_j b_j \sum b_j \Delta_j}{\text{ucp} \left( \left( \sum a_j b_j \right)^2 - \sum a_j^2 \sum b_j^2 \right)}, \quad (77)$$

$$\delta_q = \frac{\sum a_j b_j \sum a_j \Delta_j - \sum a_j^2 \sum b_j \Delta_j}{q \left( \left( \sum a_j b_j \right)^2 - \sum a_j^2 \sum b_j^2 \right)}.$$

Из (77), с учетом (74)–(76), нетрудно видеть, что относительные погрешности определения  $v$  и  $q$  являются функциями обоих искомого параметров, входящих в общую погрешность  $\Delta_j$ , причем обратно пропорциональны им. При  $v \rightarrow 0$ ,  $q \rightarrow 0$  погрешности  $\delta_v$  и  $\delta_q$  могут достигать сколь угодно больших значений и решение становится неустойчивым. Эта неустойчивость является условной [16], и существует область значений  $v$  и  $q$ , достаточно больших для устойчивой работы разностной схемы.

Область устойчивости алгоритма может быть определена путем оценки погрешностей  $\delta_v$  и  $\delta_q$ . Для этого вводим характерные значения параметров:  $m = hN$  – мощность подынтервала интегрирования,  $h$  – шаг сетки аппроксимации по глубине,  $N$  – число шагов в подынтервале,  $H_j^*$  – глубина до середины  $j$ -го подынтервала,  $T_j^*$  – характерная (средняя) температура на этой глубине,  $\lambda^*$  – характерное значение коэффициента теплопроводности горных пород. Тогда

$$\begin{aligned} a_j &= c\rho \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{T_i}{\lambda_i} + \frac{T_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right) \cong c\rho h N_j \frac{T_j^*}{\lambda^*} = c\rho m \frac{T_j^*}{\lambda^*}, \\ b_j &= \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{1}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_{i+1}} \right) \cong \frac{hN_j}{\lambda^*} = \frac{m}{\lambda^*}, \\ \tilde{c}_j &= \Delta T_j, \\ d_j &= A \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{z_i}{\lambda_i} + \frac{z_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right) \cong A \frac{m}{\lambda^*} H_j^* = A b_j H_j^*. \end{aligned} \quad (78)$$

$$A = (1 \pm \delta_A) A^0;$$

$$v = (1 \pm \delta_v) v_z^0;$$

$$q = (1 \pm \delta_q) q_z^0.$$

После деления всех членов (62) на  $\lambda$ , получаем

$$u_{cp} \frac{T}{\lambda} (1 \pm \delta_{cp} \pm \delta_T \pm \delta_v) - q \frac{1}{\lambda} (1 \pm \delta_q) - T' (1 \pm \delta_\lambda \pm \delta_T) - A \frac{z}{\lambda} (1 \pm \delta_A) = 0. \quad (63)$$

Разбив расчетный интервал глубин  $[\bar{H}, H]$  на  $J$  подынтервалов интегрирования, проинтегрируем (63) в  $j$ -м подынтервале  $[z_j, z_{j+1}]$ , принимая  $cp = \text{const}$  и  $A = \text{const}$ :

$$u_{cp} (1 \pm \delta_1 \pm \delta_v) \int_j \frac{T}{\lambda} dz - q (1 \pm \delta_q) \int_j \frac{dz}{\lambda} - \Delta T_j (1 \pm \delta_2) - A (1 \pm \delta_A) \int_j \frac{z}{\lambda} dz = 0, \quad (64)$$

где

$$\delta_1 = |\delta_{cp}| + |\delta_T|; \quad \delta_2 = |\delta_\lambda| + |\delta_T|; \quad (65)$$

$\Delta T_j$  – перепад температур между подошвой и кровлей  $j$ -го интервала.

Вводим обозначения:

$$\bar{a}_j = cp \int_j \frac{T}{\lambda} dz; \quad \bar{b}_j = \int_j \frac{dz}{\lambda}; \quad \bar{c}_j = \Delta T_j; \quad \bar{d}_j = A \int_j \frac{z}{\lambda} dz. \quad (66)$$

Переходя к конечным разностям, аппроксимируем интегралы сеточными функциями по формуле трапеции:

$$\bar{a}_j \rightarrow a_j + \Delta a_j; \quad \bar{b}_j \rightarrow b_j + \Delta b_j; \quad \bar{d}_j \rightarrow d_j + \Delta d_j, \quad (67)$$

где

$$a_j = cp \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{T_i}{\lambda_i} + \frac{T_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right); \quad b_j = \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{1}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_{i+1}} \right); \quad d_j = A \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{z_i}{\lambda_i} + \frac{z_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right); \quad (68)$$

$h$  – шаг аппроксимации по  $z$ ;  $\Delta a_j, \Delta b_j, \Delta d_j$  – погрешности аппроксимации, определяемые для метода трапеций зависимостью вида [139]

$$\Delta f = -\frac{h^2}{12} \int_{z_j}^{z_{j+1}} f''(z) dz. \quad (69)$$

В конечных разностях погрешность  $\Delta f$  может быть представлена в следующем общем для  $a_j, b_j$  и  $d_j$  виде:

$$\Delta f = -\frac{h^2}{12} f'(z) \Big|_{z_j}^{z_{j+1}} \equiv -\frac{h^2}{12} [f(H) - f(H-h) - (f(\bar{H}+h) - f(\bar{H}))]. \quad (70)$$

Из (70) видно, что погрешности  $\Delta a_j, \Delta b_j, \Delta d_j$  убывают по абсолютной величине с уменьшением шага  $h$ , что является *необходимым условием сходимости* разностной схемы. С учетом (66), (67) уравнение (64) принимает вид

$$v (1 \pm \delta_1 \pm \delta_v) (a_j + \Delta a_j) - q (1 \pm \delta_q) (b_j + \Delta b_j) - \Delta T_j (1 \pm \delta_2) - (1 \pm \delta_A) (d_j + \Delta d_j) = 0. \quad (71)$$

В программе FILVERT определяется невязка  $\bar{\Delta}_j$ :

$$u a_j - q b_j - \bar{c}_j - d_j = \bar{\Delta}_j. \quad (72)$$

Вычитаем (72) из (71). Пренебрегая малыми членами  $\delta_v \Delta a_j v$ ,  $\delta_q \Delta b_j q$ ,  $\delta_1 \Delta a_j v$ ,  $\delta_A \Delta d_j$  и используя вместо знака "±" перед символами  $\delta$  знак суммы (для абсолютных значений предельных погрешностей), получаем

$$\delta_v a_j v - \delta_q b_j q + \Delta_j = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, J; J \geq 3), \quad (73)$$

где  $\Delta_j$  – предельная общая погрешность, включающая суммарные погрешности измерений  $\Delta_j^e$  и аппроксимации  $\Delta_j^a$ , а также невязку  $\tilde{\Delta}_j$ :

$$\Delta_j = \Delta_j^e + |\Delta_j^a| + |\tilde{\Delta}_j|, \quad (74)$$

$$\Delta_j^e = |\delta_1 a_j v| + |\delta_2 \Delta T_j| + |\delta_A d_j|; \quad (75)$$

$$\Delta_j^a = \Delta a_j v - \Delta b_j q + \Delta d_j. \quad (76)$$

Решая переопределенную систему уравнений (73) относительно  $\delta_v$  и  $\delta_q$  методом наименьших квадратов, получаем формулы для вычислительных погрешностей:

$$\delta_v = \frac{\sum b_j^2 \sum a_j \Delta_j - \sum a_j b_j \sum b_j \Delta_j}{\text{ucp} \left( \left( \sum a_j b_j \right)^2 - \sum a_j^2 \sum b_j^2 \right)}, \quad (77)$$

$$\delta_q = \frac{\sum a_j b_j \sum a_j \Delta_j - \sum a_j^2 \sum b_j \Delta_j}{q \left( \left( \sum a_j b_j \right)^2 - \sum a_j^2 \sum b_j^2 \right)}.$$

Из (77), с учетом (74)–(76), нетрудно видеть, что относительные погрешности определения  $v$  и  $q$  являются функциями обоих искомого параметров, входящих в общую погрешность  $\Delta_j$ , причем обратно пропорциональны им. При  $v \rightarrow 0$ ,  $q \rightarrow 0$  погрешности  $\delta_v$  и  $\delta_q$  могут достигать сколь угодно больших значений и решение становится неустойчивым. Эта неустойчивость является условной [16], и существует область значений  $v$  и  $q$ , достаточной больших для устойчивой работы разностной схемы.

Область устойчивости алгоритма может быть определена путем оценки погрешностей  $\delta_v$  и  $\delta_q$ . Для этого вводим характерные значения параметров:  $m = hN$  – мощность подынтервала интегрирования,  $h$  – шаг сетки аппроксимации по глубине,  $N$  – число шагов в подынтервале,  $H_j^*$  – глубина до середины  $j$ -го подынтервала,  $T_j^*$  – характерная (средняя) температура на этой глубине,  $\lambda^*$  – характерное значение коэффициента теплопроводности горных пород. Тогда

$$\begin{aligned} a_j &= c\rho \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{T_i}{\lambda_i} + \frac{T_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right) \cong c\rho h N_j \frac{T_j^*}{\lambda^*} = c\rho m \frac{T_j^*}{\lambda^*}, \\ b_j &= \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{1}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_{i+1}} \right) \cong \frac{hN_j}{\lambda^*} = \frac{m}{\lambda^*}, \\ \tilde{c}_j &= \Delta T_j, \\ d_j &= A \frac{h}{2} \sum_j \left( \frac{z_i}{\lambda_i} + \frac{z_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right) \cong A \frac{m}{\lambda^*} H_j^* = A b_j H_j^*. \end{aligned} \quad (78)$$

Подставляя (78) в (77), получаем

$$\left. \begin{aligned} \delta_v &\equiv \frac{J \sum T_j^* \Delta_j - \sum T_j^* \sum \Delta_j}{\text{ср}v b_j \left( \left( \sum T_j^* \right)^2 - J \sum \left( T_j^* \right)^2 \right)}, \\ \delta_q &\equiv \frac{\sum T_j^* \sum T_j^* \Delta_j - \sum \left( T_j^* \right)^2 \sum \Delta_j}{q \left( \left( \sum T_j^* \right)^2 - J \sum \left( T_j^* \right)^2 \right)}. \end{aligned} \right\} \quad (79)$$

Входящая в  $\Delta_j$  невязка  $\bar{\Delta}_j$ , по определению (72), должна быть близка к нулю; погрешность аппроксимации  $\Delta_j^a$  при достаточно больших числах  $N$  также пренебрежимо мала по сравнению с интегральными (сеточными) функциями  $a_j, b_j, d_j$ , как следует из (67)–(70). Следовательно,  $\bar{\Delta}_j \ll \Delta$  и  $\Delta_j^a \ll \Delta$ . Поэтому для наших оценок можно принять

$$\Delta_j \equiv \Delta_j^e = \delta_1 a_j v + \delta_2 \Delta T_j + \delta_A d_j. \quad (80)$$

Подставляя (78) в (80), получаем

$$\frac{\Delta_j}{b_j} \equiv \delta_1 v T_j^* + \delta_2 q^* + \delta_A A H_j^*, \quad (81)$$

где

$$q^* = -\lambda^* \frac{\Delta T_j}{m} \quad (82)$$

есть характерная величина плотности кондуктивного теплового потока, причем

$$q = q^* + \text{ср}v T_j^*. \quad (83)$$

Подставив (81) в (79), путем несложных преобразований с учетом (83) получаем

$$\left. \begin{aligned} \delta_v &\equiv \delta_1 + \delta_2 + \delta_A \frac{A \sum T_j^* \sum H_j^* - J \sum T_j^* H_j^*}{\text{ср}v \left( \left( \sum T_j^* \right)^2 - J \sum \left( T_j^* \right)^2 \right)}, \\ \delta_q &\equiv \delta_2 + \delta_A \frac{A \sum T_j^* \sum T_j^* H_j^* - J \sum \left( T_j^* \right)^2 \sum H_j^*}{q \left( \left( \sum T_j^* \right)^2 - J \sum \left( T_j^* \right)^2 \right)}. \end{aligned} \right\} \quad (84)$$

Используем понятие характерного геотермического градиента:

$$g^* = \left( T_j^* - T_0 \right) / H_j^*, \quad (85)$$

где  $T_0$  – абсолютная температура земной поверхности. Отсюда

$$H_j^* = \left( T_j^* - T_0 \right) / g^*. \quad (86)$$

Подставляя (86) в (84), получаем с учетом обозначений (65) искомые соотношения между относительными погрешностями исходных и расчетных параметров:

$$\left. \begin{aligned} \delta_v &\equiv \delta_1 + \delta_2 + \delta_A A / (\text{ср}v g^*), \\ \delta_q &\equiv \delta_2 + \delta_A A T_0 / (q g^*) \end{aligned} \right\} \text{или} \left. \begin{aligned} \delta_v &\equiv \delta_{\text{ср}} + \delta_\lambda + 2\delta_T + \Delta_A / (\text{ср}v g^*), \\ \delta_q &\equiv \delta_\lambda + \delta_T + \Delta_A T_0 / q g^*, \end{aligned} \right\} \quad (87)$$



где  $\Delta_A = \delta_A A$  – абсолютная погрешность определения теплогенерации. Отсюда мы видим, что область устойчивости данной разностной схемы не зависит от точности определения входных параметров  $c\rho, \lambda$  и  $T$ , а обусловлена только погрешностью определения удельной теплогенерации, причем в зависимости от величин исходных параметров. В частности, при околонулевых значениях геотермического градиента  $g^*$  расчет  $v$  и  $q$  неустойчив, так как обе вычислительные погрешности стремятся к бесконечности.

Воспользуемся соотношениями (87) для оценки границ области устойчивости алгоритма. Будем исходить из следующего определения: "Если возникающие в процессе расчетов вычислительные погрешности имеют тенденцию убывать (по крайней мере, не возрастают), то разностная схема называется *устойчивой*" [16, с. 140]. Это означает, что данная схема является устойчивой, если множители при  $\delta_A$  в (87) меньше единицы по абсолютной величине:

$$|A/(c\rho v g^*)| \leq 1; |AT_0/(q g^*)| \leq 1. \quad (88)$$

Из (45) вытекают условия, задающие область устойчивости решения по абсолютным величинам обоих искомым параметров:

$$|v| \geq |A/(c\rho g^*)|; |q| \geq |AT_0/g^*|. \quad (89)$$

В реальных геологических условиях исходные параметры имеют следующие характерные порядки величин:  $A \sim (0,1 - 1) \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup> [202];  $g^* \sim n \cdot 10^{-2}$  К/м [199];  $c\rho = 4 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup> · К) [21];  $T_0 = 300$  К. При этих значениях получаем из (71):

$$|v| \geq [(0,1 - 1) \cdot 10^{-6}] / [4 \cdot 10^6 \times n \cdot 10^{-2}] \sim (0,1 - 1) \cdot$$

$$\cdot 10^{-11} \text{ м/с} \sim n \cdot (0,01 - 0,1) \text{ мм/год},$$

$$|q| \geq [(0,1 - 1) \cdot 10^{-6} \times 3 \cdot 10^2] / (n \cdot 10^{-2}) \sim 1 - 10 \text{ мВт/м}^2.$$

Таким образом, при вычислительных погрешностях  $\delta_v$  и  $\delta_q$ , не превышающих разумных пределов, решение ( $v, q$ ) будет достаточно надежным, если расчетная скорость составляет не менее десятых долей мм/год по абсолютной величине, а плотность суммарного теплового потока – не ниже 10 мВт/м<sup>2</sup>. Это заключение подтверждено результатами численных экспериментов, проведенных с помощью программы FILVERT на тестовых и натурных данных. Указанные минимальные значения искомым параметров, вычисление которых можно считать достаточно надежным, значительно ниже характерных значений  $v$  и  $q$ , встречающихся в естественных условиях земной коры, и рассмотренный алгоритм может быть широко использован для решения геотермических и гидродинамических задач.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ НЕФТЯНЫХ СТРУКТУР КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН)

В ходе нефтепоисковых работ, регулярно проводившихся на территории Куринской впадины (Азербайджан) в течение почти полувека, выполнялось гидрогеологическое опробование глубоких скважин. Расположение опробованных нефтяных площадей показано на карте распространения водоносных комплексов (см. рис. 4.2, вкл.). Результаты этого опробования осреднены в пределах каждого водоносного комплекса по 48 нефтяным площадям и использованы для построения гидрогеологических карт (см. рис. 4.3–4.7, вкл.) и разрезов (см. рис. 4.8–4.11, вкл.).

Для осреднения и нанесения на карты и разрезы использовано около 700 определений пластового давления в 400 скважинах (Приложение 2.1) и около 500 определений химического состава подземных вод из 270 скважин (Приложение 2.2).

Указанные в колонке 13 Приложения 2.2 цифровые коды химических типов подземных вод отвечают классификации, приведенной в табл. 4.1.

### 2.1. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

| № на карте (рис. 4.2–4.7) | Площадь         | Водоносный комплекс              | Интервал глубин, м  | Абсолютная отметка уровня $H_{абс.}$ , м | Коэффициент аномальности $K_a$ | Водопроницаемость $K_t$ , м <sup>2</sup> /сут |
|---------------------------|-----------------|----------------------------------|---------------------|--|--------------------------------|---|
| 1                         | 2               | 3                                | 4                   | 5  | 6                              | 7   |
| 1                         | Удабно          | Миоценовый<br>Палеоцен-эоценовый | 0–1430<br>2530–3960 | –199<br>1350                             | 1<br>1,4                       | –<br>0,11                                     |
| 2                         | Дамиртепе       | То же                            | 2530–3960           | 1500                                     | 1,5                            | –   |
| 3                         | Саждаг          | "                                | 2400–4000           | 2400                                     | 1,8                            | 40,6  |
| 4                         | Мамедтепе       | Меловой                          | 4000–4200           | 850                                      | 1,2                            | –   |
|                           |                 | Майкопский                       | 1530–2270           | 550                                      | 1,2                            | 31  |
| 5                         | Крахесаман      | Палеоцен-эоценовый               | 2270–3100           | 500                                      | 1,1                            | 4,3   |
|                           |                 | Меловой                          | 3100–4200           | 340                                      | 1                              | 19,7  |
|                           |                 | Майкопский                       | 430–1090            | 200                                      | 1                              | –   |
| 6                         | Кейрюк-Кейлан   | Палеоцен-эоценовый               | 1090–1900           | 570                                      | 1,1                            | –   |
|                           |                 | То же                            | 2500–3400           | 760                                      | 1,2                            | 0,02  |
| 6а                        | Дальмамедлы     | Майкопский                       | 770–2040            | 470                                      | 1,3                            | 63  |
|                           |                 | Палеоцен-эоценовый               | 2040–2900           | 380                                      | 1,2                            | 95  |
| 7                         | Аджиноур        | Меловой                          | 2900–3700           | 180                                      | 1,1                            | 5,5   |
|                           |                 | Продуктивная толща               | 2900–3660           | 3100                                     | 2,2                            | –   |
| 8                         | Дашвоз-Коджашен | Миоценовый                       | 3660–3800           | 4100                                     | 2                              | –   |
|                           |                 | Продуктивная толща               | 750–1150            | 200                                      | 1,1                            | –   |
| 9                         | Джафарабад      | То же                            | 900–1850            | 500                                      | 1,1                            | –   |
| 10                        | Караджа         | Четвертичный                     | 0–1150              | 5  | 1                              | –   |

**Приложение 2.1 (продолжение)**

| 1   | 2          | 3                  | 4         | 5    | 6   | 7    |
|-----|------------|--------------------|-----------|------|-----|------|
| 11  | Дуздаг     | Палеоцен-эоценовый | 3000-3640 | 1600 | 1,2 | 0,8  |
|     |            | Меловой            | 3640-4250 | 600  | 1,2 | 5    |
|     |            | "                  | 4250-4750 | 1800 | 1,3 | 5    |
| 12  | Борсунылы  | Майкопский         | 650-2580  | 260  | 1,2 | 42   |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 2580-3800 | -    | -   | -    |
| 13  | Казанбулаг | Меловой            | 3800-4680 | 160  | 1   | 18   |
|     |            | Майкопский         | 150-700   | 360  | 1,6 | 16   |
| 14  | Гедагбоз   | "                  | 1220-3240 | 430  | 1,2 | 50   |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 3240-3460 | 690  | 1,2 | 54   |
| 15  | Амирарх    | Меловой            | 3460-3950 | 400  | 1,1 | 5    |
|     |            | Миоценовый         | 2860-4000 | 230  | 1,1 | -    |
|     |            | Майкопский         | 4000-4940 | 4030 | 1,9 | 0,5  |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 4940-5060 | 2850 | 1,6 | 30,1 |
| 16  | Барда      | Меловой            | 5060-5180 | 3100 | 1,6 | 2    |
|     |            | Апшеронский        | 550-1250  | 120  | 1,1 | 35   |
| 17  | Ширванлы   | Майкопский         | 1820-3820 | 850  | 1,3 | 78,4 |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 3820-4300 | 2350 | 1,6 | 6,2  |
| 18  | Караджаллы | Апшеронский        | 1020-3050 | 330  | 1,2 | 4,9  |
|     |            | Акчагыльский       | 3050-3220 | 1900 | 1,6 | -    |
|     |            | Продуктивная толща | 3220-3450 | 1540 | 1,5 | 4,5  |
|     |            | Миоценовый         | 3450-3630 | 1750 | 1,5 | -    |
| 19  | Зардоб     | Меловой            | 3630-4380 | 1400 | 1,3 | 2,1  |
|     |            | Миоценовый         | 2460-3360 | 1350 | 1,5 | -    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 4050-4310 | 2900 | 1,7 | 0,6  |
| 20  | Агджабеды  | Меловой            | 4310-4760 | 1800 | 1,4 | 1,9  |
|     |            | Майкопский         | 1470-2310 | 460  | 1,2 | 50,6 |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 2310-3700 | 1990 | 1,7 | 4,3  |
| 20a | Ждановск   | Меловой            | 3700-4200 | 1090 | 1,3 | 0,04 |
|     |            | Майкопский         | 1020-1500 | 200  | 1,2 | 17,5 |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 1500-1800 | 300  | 1,2 | 17   |
| 21  | Советляр   | Меловой            | 1800-2800 | 490  | 1,2 | 20   |
|     |            | Майкопский         | 1400-2750 | -    | -   | 51   |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 2750-3760 | 1650 | 1,5 | 9,3  |
| 22  | Карадонлы  | Меловой            | 3760-4680 | 1590 | 1,4 | 6,5  |
|     |            | "                  | 1340-2170 | -265 | 1   | -    |
| 23  | Ширликум   | Палеоцен-эоценовый | 3700-4100 | 1300 | 1,3 | -    |
|     |            | Меловой            | 4100-4980 | 450  | 1,1 | 2,4  |
| 24  | Джафарлы   | Миоценовый         | 2950-3500 | 1130 | 1,4 | -    |
|     |            | Меловой            | 4900-5800 | 1100 | 1,2 | -    |
| 25  | Мурадханлы | Апшеронский        | 660-1780  | 380  | 1,3 | 18   |
|     |            | Продуктивная толща | 1900-2260 | 750  | 1,4 | 12   |
|     |            | Майкопский         | 3200-3800 | 1680 | 1,5 | 23   |

**Приложение 2.1 (продолжение)**

| 1  | 2                  | 3                  | 4         | 5    | 6   | 7    |
|----|--------------------|--------------------|-----------|------|-----|------|
| 26 | Сор-Сор            | Палеоцен-эоценовый | 3800–4300 | 1280 | 1,3 | 7,8  |
|    |                    | Меловой            | 4300–5000 | 1000 | 1,2 | 9,3  |
|    |                    | Апшеронский        | 860–2350  | 380  | 1,2 | 21   |
|    |                    | Акчагыльский       | 2350–2940 | 870  | 1,3 | –    |
|    |                    | Продуктивная толща | 2940–3140 | 1350 | 1,4 | 50   |
| 27 | Джарлы             | Миоценовый         | 3140–3300 | 1900 | 1,6 | –    |
|    |                    | Меловой            | 3300–3910 | 1750 | 1,5 | 2    |
|    |                    | Нижнемеловой       | 3910–4670 | 1400 | 1,3 | –    |
|    |                    | Апшеронский        | 750–2170  | 240  | 1,2 | 69   |
|    |                    | Продуктивная толща | 2640–2900 | –    | –   | 24   |
| 28 | Мильская           | Миоценовый         | 2900–3180 | 2040 | 1,7 | –    |
|    |                    | Меловой            | 3180–3820 | 1150 | 1,3 | 8,8  |
|    |                    | Нижнемеловой       | 3820–4500 | 1250 | 1,3 | –    |
|    |                    | Продуктивная толща | 2220–2660 | 890  | 1,4 | –    |
|    |                    | Миоценовый         | 2660–3240 | 1600 | 1,5 | –    |
| 29 | Саатлы (скв. ОП-1) | Майкопский         | 3240–3680 | 2370 | 1,7 | 16   |
|    |                    | Палеоцен-эоценовый | 3680–3830 | 1180 | 1,3 | –    |
|    |                    | Меловой            | 3830–4500 | 850  | 1,2 | –    |
|    |                    | Продуктивная толща | 2340–2800 | 460  | 1,2 | –    |
|    |                    | Меловой            | 2870–3530 | 140  | 1   | 10   |
| 30 | Карасу             | Продуктивная толща | 3730–3970 | 1840 | 1,5 | –    |
| 31 | Каламатдин         | Меловой            | 1940–3390 | 900  | 1,3 | –    |
|    |                    | Майкопский         | 3390–4520 | 3270 | 1,8 | –    |
| 32 | Мальй Харами       | Апшеронский        | 120–1160  | 680  | 2,1 | 21   |
|    |                    | Продуктивная толща | 1230–2500 | –    | –   | 34,3 |
| 33 | Котурдаг           | Апшеронский        | 130–1120  | 160  | 1,3 | 44   |
|    |                    | Продуктивная толща | 1190–3900 | 430  | 1,2 | –    |
| 34 | Дапгиль            | То же              | 680–2600  | 1200 | 1,7 | 43   |
|    |                    | "                  | 2600–4470 | 250  | 1,1 | 42   |
| 35 | Мишовдаг           | Миоценовый         | 4470–4600 | –    | –   | –    |
|    |                    | Апшеронский        | 220–1200  | 180  | 1,3 | 22   |
| 36 | Кюровдаг           | Продуктивная толща | 1330–3200 | 470  | 1,3 | 13   |
|    |                    | Апшеронский        | 240–1100  | 30   | 1   | 90   |
| 37 | Кюрсангя           | Продуктивная толща | 1280–2800 | 800  | 1,4 | 40   |
|    |                    | То же              | 2800–4500 | 3250 | 1,9 | –    |
|    |                    | Миоценовый         | 4500–5000 | 2450 | 1,5 | –    |
|    |                    | Апшеронский        | 680–2390  | 220  | 1,1 | 30   |
|    |                    | Продуктивная толща | 2480–4150 | 1250 | 1,4 | 15   |
| 38 | Карабаглы          | Апшеронский        | 240–1100  | 30   | 1   | 139  |
|    |                    | Продуктивная толща | 1280–2900 | 1650 | 1,8 | 80   |

**Приложение 2.1 (окончание)**

| 1  | 2                 | 3                      | 4         | 5    | 6   | 7    |
|----|-------------------|------------------------|-----------|------|-----|------|
| 39 | Бабазанан         | Апшеронский            | 180–1470  | 30   | 1   | 83   |
|    |                   | Продуктивная<br>толща  | 1600–2600 | 300  | 1,1 | 35   |
|    |                   | То же                  | 2600–4080 | 1550 | 1,5 | –    |
| 40 | Хиллы             | Апшеронский            | 440–1100  | 80   | 1,1 | 81   |
|    |                   | Продуктивная<br>толща  | 1230–2000 | 850  | 1,5 | 97   |
| 41 | Нефтечала         | Апшеронский            | 440–1110  | 60   | 1,1 | 46   |
|    |                   | Продуктивная<br>толща  | 1280–1400 | 1000 | 1,6 | 27,3 |
|    |                   | То же                  | 1400–4330 | 1150 | 1,3 | –    |
| 42 | Шорсулы           | Меловой                | 3280–4450 | 2270 | 1,6 | –    |
| 43 | Средняя<br>Мугань | "                      | 4110–4290 | 2260 | 1,5 | –    |
| 44 | Новоголовка       | Майкопский             | 980–1450  | –21  | 1   | 56   |
| 45 | Тумарханлы        | "                      | 1625–1660 | 400  | 1,2 | –    |
| 46 | Астара            | Палеоцен-<br>эоценовый | –         | 50   | 1,2 | –    |

## 2.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

| № на карте (рис. 4.2–4.7) | Площадь       | Водоносный горизонт | Интервал глубин, м | Минерализация $M$ , г/л | Макрокомпоненты, экв. % |           |           |        |             |           |             | Химический тип (по табл. 4.1) |
|---------------------------|---------------|---------------------|--------------------|-------------------------|-------------------------|-----------|-----------|--------|-------------|-----------|-------------|-------------------------------|
|                           |               |                     |                    |                         | катионы                 |           |           | анионы |             |           |             |                               |
|                           |               |                     |                    |                         | $Na^+ + K^+$            | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^-$ | $CO_3^{2-}$ |                               |
| 1                         | 2             | 3                   | 4                  | 5                       | 6                       | 7         | 8         | 9      | 10          | 11        | 12          | 13                            |
| 1                         | Удабно        | Палеоцен-эоценовый  | 2530–3960          | 9,7                     | 96                      | 3         | –         | 71     | 3           | 26        | –           | 51                            |
| 2                         | Дамиргеле     | То же               | 2530–3960          | 3,3                     | 79                      | 12        | 9         | 53     | 23          | 24        | –           | 42                            |
| 3                         | Саждаг        | "                   | 2400–4000          | 8,1                     | 92                      | 7         | –         | 79     | 15          | 5         | –           | 21                            |
| 4                         | Мамедтепе     | Майкопский          | 1530–2270          | 6,3                     | 88                      | 11        | 1         | 80     | 8           | 8         | 4           | 12                            |
|                           |               | Палеоцен-эоценовый  | 2270–3100          | 1,9                     | 73                      | 24        | 2         | 65     | 24          | 11        | –           | 32                            |
| 5                         | Кражесаман    | Меловой             | 3100–4200          | 13,7                    | 80                      | 11        | 9         | 84     | 9           | 7         | –           | 12                            |
|                           |               | Майкопский          | 430–1090           | 7,6                     | 96                      | 2         | 3         | 78     | 11          | 10        | 2           | 31                            |
| 6                         | Кейрюк-Кейлан | Палеоцен-эоценовый  | 1090–1900          | 7,5                     | 76                      | 17        | 7         | 87     | 6           | 5         | 2           | 12                            |
|                           |               | То же               | 2500–3400          | 14,7                    | 77                      | 17        | 6         | 94     | 2           | 4         | –           | 12                            |
| ба                        | Дальмамедлы   | Майкопский          | 770–2040           | 16,1                    | 93                      | 4         | 2         | 98     | –           | 2         | –           | 11                            |
|                           |               | Палеоцен-эоценовый  | 2040–2900          | 14,6                    | 75                      | 25        | –         | 95     | 3           | 2         | –           | 12                            |
| 7                         | Аджиноур      | Меловой             | 2900–3700          | 22,9                    | 79                      | 20        | 1         | 96     | 3           | 1         | –           | 12                            |
|                           |               | Продуктивная толща  | 2900–4060          | 17,1                    | 86                      | 14        | –         | 94     | 2           | 4         | –           | 12                            |
| 11                        | Дуздаг        | Миоценовый          | 1280–1530          | 35,6                    | 94                      | 4         | 2         | 99     | 1           | –         | –           | 11                            |
|                           |               | Майкопский          | 1530–3000          | 32,5                    | 92                      | 7         | 2         | 99     | –           | –         | –           | 11                            |
|                           |               | Палеоцен-эоценовый  | 3000–3640          | 15,2                    | 75                      | 25        | –         | 89     | 7           | 5         | –           | 12                            |
| 12                        | Борсунлы      | Меловой             | 3640–4250          | 12,6                    | 83                      | 17        | –         | 91     | 6           | 4         | –           | 12                            |
|                           |               | Майкопский          | 650–2580           | 2,7                     | 99                      | –         | –         | 88     | 7           | 9         | –           | 11                            |
|                           |               | Палеоцен-эоценовый  | 2580–3800          | 14,4                    | 87                      | 13        | –         | 96     | 3           | 2         | –           | 12                            |
| 13                        | Казанбулаг    | Меловой             | 3800–4680          | 4,9                     | 90                      | 10        | –         | 84     | 16          | –         | –           | 22                            |
|                           |               | Майкопский          | 150–700            | 7                       | 98                      | –         | 1         | 91     | 2           | –         | 7           | 11                            |
| 14                        | Гедагбоз      | Палеоцен-эоценовый  | 700–1050           | 17                      | 69                      | 30        | 1         | 100    | –           | –         | –           | 12                            |
|                           |               | Акчагыльский        | 220–850            | 11,9                    | 91                      | 3         | 4         | 93     | 4           | –         | 3           | 11                            |
| 14                        | Гедагбоз      | Миоценовый          | 850–1220           | 40                      | 88                      | 8         | 4         | 99     | –           | –         | –           | 11                            |
|                           |               | Майкопский          | 1220–3240          | 12,4                    | 78                      | 18        | 4         | 96     | 3           | –         | 2           | 12                            |
|                           |               | Палеоцен-эоценовый  | 3240–3460          | 7,3                     | 93                      | 5         | 3         | 95     | 1           | 4         | –           | 11                            |
|                           |               | Меловой             | 3460–3950          | 20,1                    | 71                      | 29        | –         | 77     | 12          | 7         | 5           | 22                            |

Приложение 2.2 (продолжение)

| 1   | 2          | 3                  | 4         | 5    | 6  | 7  | 8  | 9   | 10 | 11 | 12 | 13 |    |
|-----|------------|--------------------|-----------|------|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|
| 14а | Мирбашир   | Акчагыльский       | 250–440   | 1,7  | 93 | 3  | 3  | 85  | 9  |    | 7  | 11 |    |
|     |            | Майкопский         | 440–1790  | 16   | 98 | 1  | –  | 92  | 2  |    | 5  | 11 |    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 1790–3260 | 12,1 | 58 | 42 | –  | 96  | 3  | 1  | –  | 12 | 12 |
|     |            | Меловой            | 3260–4040 | 15,3 | 63 | 37 | –  | 99  | –  | –  | –  | –  | 12 |
| 15  | Амирарх    | Палеоцен-эоценовый | 4940–5060 | 8    | 68 | 28 | 4  | 94  | 5  | 1  | –  | 12 |    |
|     |            | Меловой            | 5060–5180 | 21,5 | 69 | 31 | –  | 90  | 9  | –  | –  | 12 |    |
| 16  | Барда      | Апшеронский        | 550–1250  | 15   | 87 | 8  | 5  | 97  | 2  | 1  | –  | 11 |    |
|     |            | Миоценовый         | 1550–2250 | 12,5 | 86 | 11 | 3  | 99  | –  | –  | –  | 12 |    |
| 17  | Ширванлы   | Акчагыльский       | 780–1000  | 28,2 | 92 | 4  | 4  | 98  | 2  | –  | –  | 11 |    |
|     |            | Миоценовый         | 1000–1820 | 28,8 | 95 | 3  | 2  | 97  | –  | 2  | –  | 11 |    |
|     |            | Майкопский         | 1820–3820 | 20   | 86 | 10 | 3  | 99  | –  | –  | –  | 12 |    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 3820–4300 | 11,2 | 84 | 16 | –  | 78  | 14 | 8  | –  | 22 |    |
| 18  | Караджаллы | Апшеронский        | 1020–3050 | 45   | 54 | 22 | 24 | 100 | –  | –  | –  | 14 |    |
|     |            | Акчагыльский       | 3050–3220 | 36,7 | 90 | 9  | –  | 98  | 1  | –  | –  | 11 |    |
|     |            | Продуктивная толща | 3220–3450 | 33,7 | 82 | 16 | 2  | 92  | 4  | 4  | –  | 12 |    |
|     |            | Меловой            | 3630–4380 | 30,2 | 85 | 13 | 2  | 97  | 1  | 2  | –  | 12 |    |
| 19  | Зардоб     | Миоценовый         | 2460–3360 | 16,8 | 94 | 2  | 3  | 88  | –  | 12 | –  | 51 |    |
|     |            | Майкопский         | 3360–4050 | 23,2 | 96 | 4  | –  | 91  | –  | 9  | –  | 11 |    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 4050–4310 | 10,5 | 92 | 7  | 1  | 73  | 16 | 11 | –  | 31 |    |
|     |            | Меловой            | 4310–4760 | 8,5  | 92 | 8  | –  | 77  | 11 | 11 | 2  | 31 |    |
| 20  | Агджабеды  | Майкопский         | 1470–2310 | 4,7  | 96 | 2  | 1  | 91  | 1  | 8  | –  | 11 |    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 2310–3700 | 10,6 | 68 | 30 | 2  | 81  | 10 | 9  | –  | 22 |    |
|     |            | Меловой            | 3700–4200 | 13,5 | 81 | 15 | 5  | 85  | 8  | 8  | –  | 12 |    |
| 20а | Ждановск   | Акчагыльский       | 260–610   | 3,2  | 92 | 4  | 4  | 100 | –  | –  | –  | 11 |    |
|     |            | Миоценовый         | 610–1020  | 41,3 | 91 | 2  | 7  | 98  | 1  | –  | –  | 11 |    |
|     |            | Майкопский         | 1020–1500 | 8    | 97 | 2  | 1  | 98  | 2  | –  | –  | 11 |    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 1500–1800 | 13,3 | 97 | 1  | 2  | 94  | –  | 6  | –  | 11 |    |
|     |            | Меловой            | 1800–2800 | 15,9 | 93 | 5  | 1  | 92  | 3  | 4  | –  | 11 |    |
| 21  | Советляр   | Майкопский         | 1400–2750 | 20,4 | 83 | 8  | 9  | 99  | –  | 1  | –  | 11 |    |
|     |            | Палеоцен-эоценовый | 2750–3760 | 8,2  | 92 | 8  | –  | 85  | 9  | 6  | –  | 11 |    |
|     |            | Меловой            | 3760–4680 | 4,1  | 89 | 6  | 5  | 96  | –  | 4  | –  | 11 |    |
| 23  | Ширинкум   | Палеоцен-эоценовый | 3700–4100 | 14,3 | 77 | 22 | 1  | 92  | 5  | 2  | –  | 12 |    |
|     |            | Меловой            | 4100–4980 | 11,8 | 90 | 9  | 1  | 85  | 7  | 8  | –  | 11 |    |

## Приложение 2.2 (продолжение)

| 1  | 2                     | 3                  | 4         | 5    | 6  | 7  | 8  | 9   | 10 | 11 | 12 | 13 |
|----|-----------------------|--------------------|-----------|------|----|----|----|-----|----|----|----|----|
| 25 | Мурадханлы            | Апшеронский        | 660–1780  | 68   | 96 | 3  | 1  | 90  | –  | 10 | –  | 51 |
|    |                       | Продуктивная толща | 1900–2260 | 52,1 | 69 | 27 | 4  | 95  | 2  | 3  | –  | 12 |
|    |                       | Миоценовый         | 2260–3200 | 29   | 94 | 4  | 2  | 89  | 1  | 9  | –  | 11 |
|    |                       | Майкопский         | 3200–3800 | 16,2 | 95 | 4  | 1  | 77  | 2  | 20 | –  | 51 |
|    |                       | Палеоцен-эоценовый | 3800–4300 | 18   | 76 | 23 | 1  | 85  | 5  | 9  | –  | 12 |
|    |                       | Меловой            | 4300–5000 | 19,5 | 81 | 16 | 3  | 91  | 4  | 5  | –  | 12 |
| 26 | Сор-Сор               | "                  | 5000–6150 | 21,8 | 63 | 36 | –  | 94  | 3  | 4  | –  | 12 |
|    |                       | Апшеронский        | 860–2350  | 39   | 97 | 2  | 1  | 91  | –  | 8  | –  | 11 |
|    |                       | Акчагыльский       | 2350–2940 | 37,5 | 83 | 11 | 6  | 100 | –  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Продуктивная толща | 2940–3140 | 39,1 | 82 | 16 | 2  | 98  | 2  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Миоценовый         | 3140–3300 | 39,4 | 86 | 12 | 2  | 99  | –  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Меловой            | 3300–3910 | 37,6 | 79 | 18 | 3  | 97  | –  | 2  | –  | 12 |
| 27 | Джарлы                | Нижнемеловой       | 3910–4670 | 45,1 | 75 | 24 | 2  | 96  | 3  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Акчагыльский       | 2170–2640 | 48,4 | 46 | 54 | –  | 99  | –  | –  | –  | 16 |
|    |                       | Продуктивная толща | 2640–2900 | 43,1 | 53 | 47 | –  | 99  | –  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Миоценовый         | 2900–3180 | 44,4 | 84 | 6  | 10 | 87  | 7  | 6  | –  | 15 |
|    |                       | Меловой            | 3180–3820 | 37   | 76 | 21 | 3  | 98  | 1  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Нижнемеловой       | 3820–4500 | 45,8 | 70 | 27 | 3  | 96  | 3  | –  | –  | 12 |
| 28 | Мильская              | Миоценовый         | 2660–3240 | 21,3 | 94 | 4  | 2  | 94  | 2  | 4  | –  | 11 |
|    |                       | Майкопский         | 3240–3680 | 20,6 | 89 | 7  | 5  | 72  | 2  | 25 | –  | 51 |
|    |                       | Палеоцен-эоценовый | 3680–3830 | 23,5 | 89 | 7  | 5  | 72  | 2  | 26 | –  | 51 |
| 29 | Саатлы<br>(скв. ОП-1) | Продуктивная толща | 2340–2800 | 38,6 | 82 | 15 | 3  | 99  | –  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Меловой            | 2870–3530 | 37,3 | 79 | 15 | 6  | 98  | –  | –  | –  | 12 |
| 30 | Карасу Западная       | Продуктивная толща | 3730–3970 | 14,6 | 65 | 18 | 17 | 70  | 26 | 5  | –  | 22 |
| 31 | Каламатдин            | Акчагыльский       | 620–840   | 54,9 | 67 | 27 | 6  | 96  | 4  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Продуктивная толща | 840–1940  | 31,4 | 74 | 22 | 4  | 89  | 6  | 5  | –  | 12 |
|    |                       | Миоценовый         | 1940–3390 | 3,8  | 57 | 22 | 21 | 34  | 40 | 25 | –  | 63 |
|    |                       | Майкопский         | 3390–4520 | 35,9 | 95 | 4  | 1  | 95  | –  | 5  | –  | 11 |
| 32 | Малый Харамы          | Апшеронский        | 120–1160  | 89   | 73 | 21 | 6  | 99  | 1  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Продуктивная толща | 1230–2500 | 47   | 74 | 20 | 6  | 98  | –  | 2  | –  | 12 |
| 33 | Котурдаг              | Апшеронский        | 130–1120  | 79,1 | 68 | 24 | 4  | 97  | 3  | –  | –  | 12 |
|    |                       | Продуктивная толща | 1190–3900 | 33,5 | 98 | 2  | –  | 76  | 19 | 5  | –  | 21 |



**Приложение 2.2 (окончание)**

| 1  | 2         | 3                  | 4         | 5     | 6  | 7  | 8  | 9   | 10 | 11 | 12 | 13 |
|----|-----------|--------------------|-----------|-------|----|----|----|-----|----|----|----|----|
| 34 | Дашгиль   | То же              | 680-2600  | 20,6  | 96 | 3  | 1  | 76  | 11 | 12 | 2  | 41 |
|    |           | "                  | 2600-4470 | 21,7  | 96 | 3  | 1  | 72  | 20 | 7  | -  | 21 |
|    |           | Мiocеновый         | 4470-4600 | 15,5  | 99 | -  | -  | 65  | 22 | 11 | 2  | 31 |
| 35 | Мишовдаг  | Апшеронский        | 220-1200  | 40    | 63 | 23 | 14 | 99  | -  | -  | -  | 13 |
|    |           | Продуктивная толща | 1330-2200 | 76    | 75 | 21 | 4  | 99  | 1  | -  | -  | 12 |
| 36 | Кюровдаг  | Апшеронский        | 240-1100  | 17    | 75 | 13 | 13 | 99  | -  | 1  | -  | 13 |
|    |           | Продуктивная толща | 1280-2800 | 24    | 88 | 7  | 6  | 92  | 5  | 2  | -  | 11 |
|    |           | То же              | 2800-4500 | 20,3  | 88 | 12 | -  | 79  | 18 | 2  | 1  | 22 |
| 37 | Кюрсангя  | Апшеронский        | 680-2390  | 17,8  | 86 | 9  | 5  | 96  | 1  | 3  | -  | 11 |
|    |           | Продуктивная толща | 2480-4150 | 23,9  | 81 | 12 | 8  | 97  | 2  | -  | -  | 12 |
| 38 | Карабаглы | Апшеронский        | 240-1100  | 32,3  | 87 | 10 | 3  | 99  | -  | -  | -  | 12 |
|    |           | Продуктивная толща | 1280-2900 | 132   | 72 | 23 | 5  | 99  | 1  | -  | -  | 12 |
| 39 | Бабазанан | Апшеронский        | 180-1470  | 111,2 | 62 | 22 | 16 | 100 | -  | -  | -  | 13 |
|    |           | Продуктивная толща | 1600-2600 | 142   | 70 | 23 | 7  | 99  | 1  | -  | -  | 12 |
| 40 | Хиллы     | Апшеронский        | 440-1100  | 92,7  | 82 | 14 | 4  | 99  | -  | -  | -  | 12 |
| 41 | Нефтечала | "                  | 440-1110  | 80,2  | 71 | 14 | 15 | 100 | -  | -  | -  | 14 |
|    |           | Продуктивная толща | 1280-1400 | 179,6 | 75 | 18 | 7  | 100 | -  | -  | -  | 12 |

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А., Базарбаев Э.Р.* Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей / Ред. В.Е. Хаин. Ташкент: Фан, 1989. 124 с.
2. *Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили Т.Н.* и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 30–41.
3. *Агабеков М.Г., Аллахвердиев Р.А., Мошашвили А.Б.* Кюрдмир-Саатлинское погребенное поднятие – неотъемлемая часть Малокавказской геосинклинали в меловое время // ДАН СССР. 1977. Т. 232, № 6. С. 1376–1379.
4. *Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 80–103.
5. *Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Твалчрелидзе Г.А.* Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья: Основные черты тектоники // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 19–29.
6. *Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А.* и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–14.
7. *Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Сааков С.А., Соколовский Э.В.* Радиохимические и изотопные исследования подземных вод нефтегазоносных областей СССР. М.: Недра, 1975. 271 с.
8. *Артемов В.Р., Кузнецова В.Н.* Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 82–94.
9. *Аширов Т.* Геотермическое поле Туркмении. М.: Наука, 1984. 160 с.
10. *Базылев Б.А.* Метаморфизм океанических гипербазитов: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 213 с.
11. *Барс Е.А.* Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1981. 300 с.
12. *Барсуков В.Л., Борисов М.В.* Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. III. Массообмен в системе из нескольких последовательных ритмов автосмещения // Геохимия. 1982. № 11. С. 1562–1580.
13. *Барсуков В.Л., Борисов М.В.* Формирование "отрицательных ореолов" и рудных тел при автосмещении гидротерм // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72–78.
14. *Барсуков В.Л., Пэк А.А.* Роль "автосмещения" растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Геохимия. 1980. № 12. С. 1780–1796.
15. *Белецкая С.Н., Сергеенок Л.И.* Формирование состава водорастворенного органического вещества в пластовых водах, насыщенных сжатыми газами // Формирование водорастворенного комплекса подземных вод нефтегазоносных бассейнов. Л.: ВНИГРИ, 1977. С. 160–174.
16. *Беляев Н.М., Рядно А.А.* Методы теории теплопроводности. М.: Высш. шк.; 1982. Ч. 2. 304 с.
17. *Боревский Л.В., Кременецкий А.А.* Геологическая роль подземных вод при прогрессивном метаморфизме в условиях открытых и закрытых систем // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 8–13.

18. *Боревский Л.В., Кременецкий А.А.* Рудообразующая роль метаморфогенных гидротерм // Там же. С. 179–182.

19. *Боревский Л.В., Вартамян Г.С., Куликов Г.В.* Гидрогеологический очерк // Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. С. 240–253.

20. *Боревский Л.В., Поляков В.А., Яковлев Л.Е.* Применение изотопных методов для исследований гидродинамики сверхглубоких горизонтов // Методы изучения и оценки ресурсов подземных вод глубоких горизонтов. М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. С. 51–58.

21. *Булах А.Г., Булах К.Г.* Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. 167 с.

22. *Бутузова Г.Ю.* Типы современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 3–24.

23. *Бэрнем К.В.* Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 40–73.

24. *Валукоис Г.Ю., Ходьков А.Е.* Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 296 с.

25. *Валяев Б.М.* Механизм накопления и разрядки упругих напряжений в активно флюидизирующих очагах (в связи с процессами дегазации Земли) // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 130–132.

26. *Вартамян Г.С.* Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. 288 с.

27. *Вартамян Г.С., Куликов Г.В.* Гидрогеодеформационное поле Земли // ДАН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 310–314.

28. *Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти: (Исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135–156.

29. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. Т. 4, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 652 с.

30. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.

31. *Виноградов А.П.* Происхождение оболочек Земли // Вестн. АН СССР. 1962. № 9. С. 16–29.

32. *Виноградов В.И.* Современное состояние изотопных исследований офиолитов // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли / Ред. Ю.А. Шуколюков. М.: Наука, 1983. С. 168–178.

33. *Виноградов В.И., Шеймович В.С., Вишневская И.И.* и др. Ахотенский гранитоидный массив – модельный пример гранитизации в зоне перехода континент–океан // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 50–63.

34. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.

35. *Вуд Б.Дж., Уолтер Дж.В.* Флюидный поток при метаморфизме и взаимодействие флюидов с породой // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме / Ред. Дж.В. Уолтер, Б.Дж. Вуд. М.: Мир, 1989. С. 109–130.

36. *Гавич И.К.* Теоретические основы изучения движения подземных вод в земной коре // Основы гидрогеологии: Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. С. 7–105.

37. *Гаджиев Т.Г., Мамедов М.М., Потапова Е.Е., Сулейменов Э.С.* Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана. Баку: Элм, 1981. 72 с.

38. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.

39. *Гамкрелидзе И.П.* Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 28–35.

40. *Гарьковец В.Г.* К новому этапу развития концепции литогенного рудообразования (Тянь-Шань) // Сов. геология. 1988. № 11. С. 104–108.

41. Гидрогеология СССР. Т. 12. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1968. 408 с.

42. Гинсбург Г.Д., Гуревич А.Е., Резник А.Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири // Сов. геология. 1971. № 9. С. 45–58.
43. Голева Г.А. Гидрогеологические закономерности стратиформного рудообразования // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 19–37.
44. Голубев В.С., Шарапов В.Н. К неравновесной теории динамики метасоматоза // Кинетика и динамика геохимических процессов: (Труды I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов). М., 1971. С. 69–89.
45. Горюнов Ю.В., Перцов Н.В., Сумм Б.Д. Эффект Ребиндера. М.: Наука, 1966. 128 с.
46. Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: Оценка эволюции раствора // Геология руд. месторождений. 1985. № 4. С. 3–23.
47. Гудок Н.С. Изучение физических свойств пористых сред. М.: Недра, 1970. 208 с.
48. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
49. Гуревич А.Е. Основные черты геофлюидодинамики эволюционирующей литосферы // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 37–46.
50. Гусейнов А.Н., Ширинов Ф.А. Схема тектонического районирования территории Азербайджанской ССР. Баку: АзНИПИнефть, 1984.
51. Давыденко А.Г. Миграция вещества в зонах метаморфизма. М.: Недра, 1983. 123 с.
52. Дахнов В.Н., Дьяконов Д.И. Термометрические исследования скважин. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952. 126 с.
53. Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
54. Де Гроот С.Р., Мазур П. Неравновесная термодинамика. М.: Мир, 1964. 456 с.
55. Деннис Г.Дж. Границы плит // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 123–129.
56. Дмитриев А.П., Гончаров С.А. Термодинамические процессы в горных породах. М.: Недра, 1983. 312 с.
57. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.
58. Дриц В.А., Копорулин В.И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюдю // Литология и полез. ископаемые. 1973, № 5. С. 145–148.
59. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Слюдь, хлориты. М.: Наука, 1990. 176 с.
60. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Сметтиты, смешанно-слоистые образования. М.: Наука, 1991. 206 с.
61. Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
62. Ерощев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 132 с.
63. Зарайский Г.П., Балашов В.Н. О разуплотнении горных пород при нагревании // ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 4. С. 926–929.
64. Зверев В.П., Поляк Б.Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры // Тепловой режим недр СССР / Ред. Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляк. М.: Наука, 1970. С. 25–44.
65. Золотарев Б.П., Ерощев-Шак В.А., Бебешев И.И. Измененные базальтоиды подводных возвышенностей как источник палыгорскита в современных океанических осадках // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 3–18.
66. Зорькин А.М. Роль гидросферы в процессах дегазации Земли и формирование углеводородных систем // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 151–152.
67. Исмаил-Заде А.Д., Емельянова Е.Н. Эволюция базальтовых серий в щелочно-базальтовом комплексе Талыша // Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Баку: Элм, 1986. С. 80–90.
68. Каналин В.Г., Ованесов М.Г., Шургин В.П. Нефтегазопромысловая геология и гидрогеология. М.: Недра, 1985. 247 с.

69. Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 256 с.
70. Карцев П.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 279 с.
71. Каспаров С.А. Геодинамическая модель сейсмогенерирующего процесса // Геофизические поля Прикаспийского региона. Махачкала, 1984. С. 112–116.
72. Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.
73. Киссин И.Г. О типах гидродинамического режима в подземной гидросфере // ДАН СССР. 1967. Т. 175, № 5. С. 1123–1126.
74. Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 460–471.
75. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
76. Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. М.: Гостоптехиздат, 1962. 490 с.
77. Коваленкер В.А., Новгородова М.И., Носик Л.П. Об окислительно-восстановительных условиях образования минералов продуктивных стадий золоторудных месторождений по данным изучения газово-жидких включений // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 56–59.
78. Ковалишин З.И. Геохимическая роль углеродсодержащих газов магматического, постмагматического и гидротермального процессов // Там же. С. 40–41.
79. Козлов В.Д. Геохимический анализ характера связей магматизма и оруденения и металлогенические следствия // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 79–85.
80. Козлов В.Ф., Кудрявцева Т.П., Бельская Г.Н. Закономерности распределения органических веществ в различных природных водах // Формирование водорастворенного комплекса подземных вод нефтегазоносных бассейнов. Л.: ВНИГРИ, 1977. С. 136–142.
81. Козловский Е.А. Комплексная программа исследования континентальной коры территории СССР и изучение глубинного строения Земли по проекту "Глобус" // Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования. Ярославль, 1988. С. 5–7.
82. Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
83. Колотов Б.А., Крайнов С.Р., Рубейкин В.З. и др. Основы гидрогеохимических поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 199 с.
84. Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
85. Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 146 с.
86. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.
87. Кононов В.И., Ильин В.А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма // Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций / Ред. А.М. Блох. М.: ВИМС, 1971. Вып. 2. С. 35–65.
88. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Локальные возмущения геотемпературного поля // Тепловой режим недр СССР / Ред. Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляк. М.: Наука, 1970. С. 102–113. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 218).
89. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 2. С. 163–177.
90. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
91. Коржинский Д.С. Теория инфильтрационной метасоматической зональности. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 32 с.

92. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
93. *Коржинский Д.С.* Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.
94. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 111 с.
95. *Коссовская А.Г.* О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей // ДАН СССР. 1960. Т. 130, № 1. С. 176–179.
96. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М.* Современное состояние и перспективы развития проблемы эпигенеза предметаморфизма на континентах и в океанах // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 45–62.
97. *Костицын Ю.А.* Рубидий-стронциевые изотопные исследования месторождения Мурунтау: Датирование рудных жил изохронным методом // Геохимия. 1994. № 3. С. 1308–1319.
98. *Костицын Ю.А., Заири Н.М., Русинова О.В.* Комплексные изотопно-геохимические и геохронологические исследования золоторудной минерализации в черносланцевой толще // XII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии, 17–19 апр. 1989 г. М., 1989. С. 207–208.
99. *Котов Н.В., Тихомиров М., Масленников А.В.* Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов кварцево-карбонатных жил золото-серебрудных метасоматических систем (Западный Узбекистан) // Там же. С. 319–320.
100. *Крайнов С.Р., Швец В.М.* Гидрогеохимия: Учеб. для вузов. М.: Недра, 1992. 463 с.
101. *Краускопф К.В.* Горные породы как источник металлоносных флюидов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 11–39.
102. *Краюшкин В.А.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наук. думка, 1984. 174 с.
103. *Крейг Х.* Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение / Ред. Э. Дегенс, Д. Росс. М.: Мир, 1974. С. 96–140.
104. *Кременецкий А.А.* Геологическая природа сейсмических границ континентальной коры // Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования. Ярославль, 1988. С. 144–147.
105. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 263 с.
106. *Кременецкий А.А., Лapidус А.В., Скрябин В.Ю.* Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. М.: Наука, 1990. 223 с.
107. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Боревский Л.В.* Геологические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверхглубоких скважин // Методы и практика исследований глубинного строения недр. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 97–113.
108. *Кривцов А.И.* Интерпретация генезиса рудных месторождений. М.: ВИНТИ, 1986. 88 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 15.)
109. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с.
110. *Куренков С.А.* Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника. 1966. № 1. С. 12–21.
111. *Курносот В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.
112. *Кухлинг Х.* Справочник по физике. М.: Мир, 1982. 520 с.
113. *Лаврушко И.П.* Принципиальные факторы формирования крупных месторождений нефти и газа // Сов. геология. 1988. № 11. С. 13–21.
114. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теоретическая физика. Т. 4. Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 736 с.
115. *Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О.* Кристаллический

фундамент Волго-Уральской провинции и его роль в формировании осадочного чехла // Критерии прогноза нефтегазоносности древних платформ. М.: ИГиРГИ, 1987. С. 63–67.

116. *Летников Ф.А.* Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов: Подвижные пояса / Ред. Н.А. Логачев, В.С. Хромовских. М.: Недра, 1995. С. 257–274.

117. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев Ю.В.* и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 185 с.

118. *Либовиц Г.* Разрушение. Т. 2. Математические основы теории разрушения. М.: Мир, 1975. 764 с.

119. *Лисицын А.К.* Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.

120. *Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука, 1973. 176 с.

121. *Лялько В.И.* Тепломассоперенос в литосфере. Киев: Наук. думка, 1985. 270 с.

122. *Лялько В.И., Митник М.М.* Исследования процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.

123. *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: Разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 36 с.

124. *Макаренко Ф.А., Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Физическая модель подземной гидросферы // XXIV сессия Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1972. Секции 11, 13, симпоз. 1: Гидрогеология и инженерная геология. С. 15–24.

125. *Максимов В.М., Бабушкин В.Д., Веригин Н.Н.* и др. Справочное руководство гидрогеолога / Ред. В.М. Максимов. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 512 с.

126. *Мамедов А.И., Азизбекова З.А.* Метаморфизм вулканогенных образований в разрезе Саатлинской скважины // Комплексное исследование технологии бурения, керна и ствола Саатлинской скважины № 1-СГ. Баку: АзНИПИнефть, 1985. С. 230–256.

127. *Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 582 с.

128. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

129. *Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.

130. *Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307–317.

131. *Матусевич В.М.* Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М.: Недра, 1976. 157 с.

132. Методические и экспериментальные основы геотермии / Ред. П.Н. Кропоткин, Я.Б. Смирнов. М.: Наука, 1983. 239 с.

133. *Мехтиев Ш.Ф., Надиров Р.С.* О природе и нефтегазоносности района Талыш-Вандамского гравитационного максимума // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Недра, 1985. С. 72–75.

134. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.

135. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

136. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 279 с.

137. *Мироненко В.А., Румынин В.Г., Учаев В.К.* Охрана подземных вод в горнодобывающих районах: (Опыт гидрогеологических исследований). Л.: Недра, 1980. 320 с.

138. *Мошавили А.Б.* Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 64–70.

139. *Мудров А.Е.* Численные методы для ПЭВМ на языках Бейсик, Фортран и Паскаль. Томск: МП "Раско", 1991. 272 с.

140. *Мусеибов М.А.* Геоморфология и новейшая тектоника Среднекуринской впадины. Баку: Азернешр, 1975. 198 с.
141. *Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С.* Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.
142. *Мячкин В.И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
143. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в области тектономагматической активности. М.: Наука, 1980, 198 с.
144. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 166 с.
145. *Нарсеев В.А., Яновский В.М.* Геохимия золота: От В.И. Вернадского до наших дней // Сов. геология. 1988. № 5. С. 13–17.
146. *Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.
147. *Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А.* Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород // Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. С. 45–67.
148. *Обуэн Ж.* На поиски критериев орогенических подразделений // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 7. Тектоника. С. 15–19.
149. *Овчинников А.М.* Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.
150. *Овчинников Л.Н.* Геодинамические аспекты рудообразования // Сов. геология. 1985. № 1. С. 7–16.
151. *Огильви Н.А.* Геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод // Тез. Докл. на I Всесоюз. совещ. по геотерм. исслед. в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 19–22.
152. *Огильви Н.А.* Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 53–85.
153. *Оллиер К.* Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
154. *Омото Х., Рай Р.О.* Изотопный состав водорода и кислорода флюидных включений в минералах из месторождений Куроко, Япония // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 449–463.
155. *Омото Х., Рай Р.О.* Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Ред. Х.Л. Барнс. М.: Мир, 1982. С. 200–237.
156. *Остроумова А.С., Центер И.Я.* Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1987. № 7. С. 79–89.
157. *Пампура В.Д.* Минералообразование в гидротермальных системах: (Физические и физико-химические условия). М.: Наука, 1977. 204 с.
158. *Пампура В.Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 152 с.
159. *Пампура В.Д., Хлебникова А.А.* Условия концентрирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 79–85.
160. *Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Федоровский В.С., Штрейс Н.А., Яншин А.Л.* Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
161. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С.* и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 7. Тектоника. С. 3–9.
162. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1975. 342 с.
163. *Перфильев А.С., Херасков Н.П.* Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–101. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343.)
164. *Перчук Л.Л.* Термодинамический аспект полиметаморфизма // Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983. С. 21–37.



165. *Пиннекер Е.В.* Проблемы региональной гидрогеологии: Закономерности распространения и формирования подземных вод. М.: Наука, 1977. 196 с.
166. *Пиннекер Е.В.* Основные гипотезы формирования состава концентрированных рассолов // Основы гидрогеологии: Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. С. 202–205.
167. *Пиннекер Е.В.* Гидрогеодинамический режим глубоких горизонтов // Основы гидрогеологии: Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. С. 163–167.
168. *Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Шварцев С.Л.* и др. Основы гидрогеологии: Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. Новосибирск: Наука, 1982. 239 с.
169. *Покровский Б.Г.* Происхождение флюидов, участвующих в преобразовании глубинных пород, в свете изотопных данных // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 62–63.
170. *Поляк Б.Г.* Теплопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
171. *Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 13–19.
172. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Там же. 1979. № 5. С. 3–23.
173. *Порфирьев В.Б., Клочко В.П.* Геологические аспекты нефтегазоносности фундамента (на примере Западной Сибири) // Особенности глубинного строения земной коры и теоретические обоснования неорганического генезиса нефти. Киев: Наук. думка, 1982. С. 5–156.
174. *Посохов Е.В.* Ионный состав природных вод: Генезис и эволюция. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 256 с.
175. *Постников А.В.* Раннепротерозойские метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты // Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ СССР. М., 1982. С. 36–47. (Тр. МИНХ и ГП им. И.М. Губкина; Вып. 161.)
176. *Прасолов Э.М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 284 с.
177. *Пригожин И.* Введение в термодинамику необратимых процессов. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 128 с.
178. *Проценко В.Ф.* Золоторудный минерогенез в черносланцевых толщах Западного Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. 1987. Вып. 40. С. 21–30.
179. *Прошляков Б.К.* Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологических свойств пород // Геология нефти и газа. 1960. № 12. С. 24–29.
180. *Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента коры. М.: Наука, 1972. 22 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234.)
181. *Пэк А.А., Павлов Д.И.* О механизме образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа: (Гипотеза тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом) // Эндогенные рудные месторождения. М.: Недра, 1980. С. 130–155.
182. *Ратман И.П., Гуниева В.Д.* О зеленокаменном преобразовании вулканогенных толщ Закавказья // Тез. докл. на III регион. петр. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам. Тбилиси: Мецниереба, 1978. С. 75–76.
183. *Рибиндер П.А.* Физико-химическая механика как новая область знания // Вестн. АН СССР. 1957. № 10. С. 32–42.
184. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.
185. *Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М.* Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента: Корякское нагорье // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 171–172.

186. *Рустамов М.И., Исмет А.Р.* Абсолютный возраст гранитных обломков в среднеэоценовых отложениях Ордубанского синклинория // Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Баку: Элм, 1987. С. 168–178.

187. *Рустамов Р.И., Рзаев М.А.* Геологические и геотермические особенности перспективных нефтеносных горизонтов Евлах-Агджабединоского прогиба // Азерб. нефт. хоз-во. 1983. № 2. С. 23–29.

188. *Савельев А.А.* Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления. М.: Наука, 1990. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 452.)

189. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.

190. *Самойлов О.Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 182 с.

191. *Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 298 с.

192. *Сергиенко С.И.* Тепловой поток и процессы генерации углеводородов // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 523–527.

193. *Силантьев С.А., Мироненко М.В., Базылев Б.А., Семенов Ю.В.* Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: Опыт термодинамического моделирования // Геохимия. 1992. № 7. С. 1015–1033.

194. *Силин-Бекчурин А.И.* Динамика подземных вод (с основами гидравлики). М.: Изд-во МГУ, 1965. 380 с.

195. *Скиннер Б.Дж.* Генетическое разнообразие гидротермальных минеральных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Ред. Х.Л. Барнс. М.: Мир, 1982. С. 11–27.

196. *Смирнов В.И.* Колчеданное месторождение // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 586–648.

197. *Смирнов С.И.* Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1971. 216 с.

198. *Смирнов С.И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М.: Недра, 1974. 264 с.

199. *Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР: (Пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М.: Гл. упр. геодезии и картографии при СМ СССР, 1980. 150 с.

200. *Смирнов Я.Б., Кононов В.И.* Геотермические исследования и сверхглубокое бурение // Сов. геология. 1991. № 8. С. 25–37.

201. *Смирнов Я.Б., Сугрбов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и фонового теплового потока // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16–31.

202. *Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

203. *Соколов Б.А., Холодов В.Н.* Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление геологии // Отеч. геология. 1993. № 6. С. 3–24.

204. *Степанов В.П., Богатов В.И., Докучаева Н.А.* Вулкано-тектонические структуры Татарии – новый объект поисков месторождений нефти // Геология нефти и газа. 1982. № 2. С. 36–42.

205. *Судовиков Н.Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

206. *Таусон Л.В.* Геохимия техногенных процессов // Современные проблемы геохимии техногенеза. М.: Наука, 1990. С. 3–13.

207. *Тейлор Г.П., мл.* Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 100–128.

208. *Тейлор Г.П., мл.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Ред. Х.Л. Барнс. М.: Мир, 1982. С. 200–237.

209. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч. 1. 376 с.
210. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 223 с.
211. *Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А.* Энергетика осадочного процесса. М.: Наука, 1989. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 418).
212. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
213. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.
214. *Ферри Дж.М.* Использование степени протекания реакции для количественной оценки взаимодействия флюид–порода в процессах метаморфизма и гидротермального изменения // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме // Ред. Дж. Уолтер, Б. Вуд. М.: Мир, 1989. С. 76–108.
215. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
216. *Фролов Н.М.* Факторы, определяющие качество термометрической информации по скважинам // Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966. С. 150–154.
217. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13–27.
218. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
219. *Хаин В.Е., Шарданов А.Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952. 157 с.
220. *Хитаров Н.И.* Задачи исследований в районах современного вулканизма в связи с вопросами глубинного рудообразования // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 179–185.
221. *Хитаров Н.И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов // Там же. 1961. Вып. 19. С. 34–44.
222. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.
223. *Холодов В.Н.* Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудогенеза // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 10–30.
224. *Холодов В.Н.* Физико-химическая наследственность в процессах осадочного породообразования в свете современных данных // Вестн. ОГТГИГ РАН. 1998. № 1(3). С. 153–174.
225. *Хуторской М.Д.* Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. № 3. С. 77–88.
226. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 258 с.
227. *Цейслер В.М.* Соотношение мезозойско-палеогеновых формаций в платформенных и геосинклинальных прогибах Средиземноморского пояса Юга СССР // Геотектоника. 1972. № 1. С. 52–63.
228. *Цейслер В.М., Караулов В.Б., Успенская Е.А., Чернова Е.Ч.* Основы региональной геологии СССР: Учебник для вузов. М.: Недра, 1984. 358 с.
229. *Чепмен Р.Е.* Геология и вода: Введение в механику флюидов для геологов. Л.: Недра, 1983. 159 с.
230. *Череменицкий Г.А.* Геотермия. Л.: Недра, 1972. 271 с.
231. *Шаякубов Т.Ш., Цой Р.В., Голованов И.М.* и др. Мурунтауская сверхглубокая скважина // Сов. геология. 1991. № 10. С. 10–22.
232. *Шварцев С.Л.* Взаимодействие подземных вод с горными породами // Основы гидрогеологии: Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. С. 92–117.
233. *Шварцев С.Л.* Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами: Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16–49.
234. *Швец В.М.* Органические вещества подземных вод. М.: Недра, 1973. 191 с.

235. *Шенгер А.М.С.* Авлакоген // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 9–17.

236. *Шихалибейли Э.Ш.* Мезозойские и кайнозойские фазы тектонических движений Восточного Кавказа // Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Баку: Элм, 1986. С. 36–44.

237. *Шихалибейли Э.Ш., Абдуллаев Р.Н., Али-Заде Ак.А.* Геологические результаты бурения Саатлинской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1988. № 11. С. 61–64.

238. *Шихалибейли Э.М., Мамедов А.В., Алиев А.Д.* и др. Геотектоническое развитие Куринской впадины. Баку: Элм, 1984. 111 с.

239. *Юркова Р.М.* Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 166 с.

240. *Юсупова И.Ф.* Образование сульфидной минерализации – результат разрушения черносланцевых пород подземными водами в зонах тектонических нарушений // ДАН СССР. 1989. Т. 304, № 2. С. 419–423.

241. *Юсупова И.Ф.* Теплогенерация в черносланцевых толщах – ее металлогенические и геодинамические последствия // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 5. С. 1085–1090.

242. *Яковлев Л.Е.* О формировании тепловой аномалии в районе сверхглубокой скважины СГ-1 – “Саатлы” // Методические аспекты решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач. М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. С. 53–67. Деп. в ВИНТИ 12.02.85, № 1146-85.

243. *Яковлев Л.Е.* Основные факторы, пространственно-временные закономерности и возможные геологические следствия метаморфогенной фильтрации подземных вод // Методы исследований в гидрогеологии. М.: ВСЕГИНГЕО, 1987. С. 152–165. Деп. в ВИНТИ 05.06.87, № 4072-В87.

244. *Яковлев Л.Е.* Роль метаморфизма базальтового основания осадочных бассейнов в эволюции земной коры // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 41–60.

245. *Яковлев Л.Е.* Изотопные признаки происхождения вторичных карбонатов в черных сланцах Мурунтау, Южный Тянь-Шань // Геохимия. 1998. № 4. С. 372–382.

246. *Яковлев Л.Е.* Метод определения глубинного теплового потока в условиях адвективного теплопереноса // Физика Земли. 1998. № 4. С. 89–93.

247. *Яковлев Л.Е., Боровский Л.В.* Гидродинамическая реакция системы вода–порода на химические и термические объемные деформации // Геохимия. 1994. № 7. С. 1002–1011.

248. *Яковлев Л.Е., Боровский Л.В.* Взаимное влияние гидродинамических, химических и термических процессов в земной коре // Там же. 1994. № 8/9. С. 1227–1238.

249. *Япаскерт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.

250. *Ярдли Б.У.Д.* Миграция флюидов и жилообразование в кристаллических сланцах Коннемара, Ирландия // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме / Ред. Дж. Уолтер, Б. Вуд. М.: Мир, 1989. С. 131–157.

251. *Ярошевский А.А.* О химическом составе гранулит-базитового слоя континентальной коры и химическом строении земной коры с позиций концепции геохимического баланса // Геохимия. 1985. № 8. С. 1139–1147.

252. *Ярошевский А.А.* О происхождении гранитного вещества континентальной коры // ДАН СССР. 1986. Т. 291. № 2. С. 444–447.

253. *Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R.* Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions // J. Geophys. Res., 1986. Vol. 91, N B10. P. 10309–10335.

254. *Aslanian A.T., Satian M.A.* Middle Cretaceous ophiolite zones of Transcaucasus and tectonic reconstruction // Mediterranean Ophiolites. Working Group Meet. Florence, 1981. P. 5. (Ophioliti; Vol. 6., Suppl.).

255. *Atkinson B.K., Meredith Ph.G.* The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks // Fracture mechanics of rocks / Ed. B.K. Atkinson. L.: Acad. press, 1987. P. 27–70.

256. *Becker K., Langseth M.G., Von Herzen R.P., Anderson N.R.* Deep crustal geothermal measurements, hole 504B, Costa Rica rift // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 3447–3457.
257. *Bickle M.J., McKenzie D.* The transport of heat and matter by fluids during metamorphism // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1985. Vol. 95. P. 384–392.
258. *Bodri B.* Thermal state, rheology and seismicity in the Pannonian Basin, Hungary // *J. Geodynamics.* 1996. Vol. 21, N 4. P. 309–328.
259. *Borevsky L.V., Yakovlev L.E.* Hazardous waste disposal in a downward fluid flux coupled with metamorphism: A hydrodynamic and geochemical model // *Deep injection disposal of hazardous and industrial waste / Ed. J.A. Apps and Chin-Fu Tsang.* San Diego: Acad. press, 1996. P. 85–96.
260. *Bove D.J., Hon K.* Compositional changes induced by hydrothermal alteration at the Red Mountain alunite deposit, Lake City, Colorado // *US Geol. Surv. Bull.* 1990. N 1936. P. 1–21.
261. *Bowen N.L.* Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite // *J. Geol.* 1940. Vol. 48. P. 172–186.
262. *Brasier F.M., Kobelski B.J.* Injection of industrial wastes in the United States // *Deep injection disposal of hazardous and industrial waste / Ed. J.A. Apps, Chin-Fu Tsang.* San Diego: Acad. press, 1996. P. 1–8.
263. *Burst J.F.* Postdiagenetic clay – mineral environmental in the Gulf Coast // *Eocene: Proc. VI Nat. Conf. Clays and Clay Minerals. L.,* 1959. P. 102–105.
264. *Charles R.W., Bayhurst G.K.* Rock-fluid interactions in a temperature gradient: biotite granodiorite + H<sub>2</sub>O // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 15. P. 137–166.
265. *Charles R.W., Grigsby C.O., Holley C.E.Jr., Tester J.W., Blatz L.A.* Experimentally determined rock-fluid interactions applicable to a natural Hot Dry Rock geothermal system // *Process mineralogy extractive metallurgy: Mineral exploration, energy resources / Ed. J.M. Haysen, W.C. Park. A.I.N.E.,* 1981. P. 607–630.
266. *Craig H.* The geochemistry of the carbon stable isotopes // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1953. Vol. 3. P. 53–92.
267. *Craig H., Lupton J.E.* Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31, N 3. P. 369–385.
268. *Crerar D., Wood S., Brantley S., Bocarsly A.* Chemical controls on solubility of ore-forming minerals in hydrothermal solutions // *Canad. Miner.* 1985. Vol. 23. P. 333–352.
269. *Crovisier J.L., Honnorez J., Eberhart J.P.* Dissolution of basaltic glass in seawater: Mechanism and rate // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1987. Vol. 51. P. 2977–2990.
270. *Dick H., Erzinger J., Stokking L.* Leg 140 scientific prospectus // *ODP Sci. Prospectus.* N 40. 1991. P. 1–34.
271. *Distler V.V., Genkin A.D.* Deposits of sulfide copper-nickel ores of the USSR and their connection with cratonal volcanism // *Proc. Vth Quadrenn. IAGOD symp. Utah, 1978.* Stuttgart, 1980. Vol. 1. P. 275–295.
272. *Eaton J.P., Rymer M.J.* Regional seismotectonic model for the southern Coast Ranges // *The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983 / Ed. M.J. Rymer, W.L. Ellsworth.* Wash. (D.C.): US Gov. print. Off., 190. P. 97–112.
273. *Ellis A.J.* The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures // *Amer. J. Sci.* 1963. Vol. 261. P. 259–267.
274. *Engelder T.* Joints and shear fractures in rock // *Fracture Mechanics in Rock / Ed. B.K. Atkinson. L.: Acad. press,* 1987. P. 27–70.
275. *Ernst W.G.* Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, N 6. P. 2053–2078.
276. *Eskola P.* The mineral facies of rocks // *Nor. geol. Tidsskr.* 1920. Vol. 6. P. 1–143.
277. *Flores E.L., Royer J.J.* Convective heat transfer around the Soultz-sous-Forets geothermal site (Rhinegraben) // *VII Intern. Symp. – Continental. Sci. Drilling Programs, Paris, April, 1992.* P. 155–170. (Doc. BRGM; N 223).
278. *Gable R., Morin R.H., Becker K.* Geothermal state of hole 504B: ODP Leg 111 overview // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1989. Vol. 111. P. 87–96.
279. *Garven G., Freeze A.* Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits: 1. Mathematical and numerical model // *Amer. J. Sci.* 1984. Vol. 284. P. 1085–1124.

280. *Gieskes J., Elderfield H., Nevsky B.* Interstitial water studies, Leg 65, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. 65. P. 441–449.
281. *Grechin V.I., Eroshchev-Shak V.A., Zolotarev B.P.* Petrochemistry of abyssal oceanic basalts and dolerites, and their secondary alterations, Sites 469, 470, 471, 472, 473 // *Ibid.* 1981. Vol. 63. P. 711–732.
282. *Griggs D.T.* Reflections of the earthquake mechanism // Proc. of the United States–Japan Conf. on research related to earthquake prediction problems, 1964. P. 78–86.
283. *Gupte R.B.* The Koina earthquake // *Geol. Soc. India Bull.* 1968. Vol. 5, N 2. P. 37–41.
284. *Henley R.W., Ellis A.J.* Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review // *Earth Sci. Rev.* 1983. Vol. 19. P. 1–50.
285. *Honnorez J., Emmermann H.W., Hubberten H.W., Laverne C., Muehlenbachs K.* Alteration processes in layer 2 basalts, DSDP hole 504B, Costa Rica Rift // Init. Rep. DSDP. 1983. Vol. 69. P. 509–546.
286. *Horváth F., Dövényi P.* Hungary // *Geothermal Atlas of Europe: Explanatory Text.* Potsdam, 1992. Publ. N 1. P. 1–156.
287. *Hubbert M.K., Rubey C.* Role of fluid pressure in mechanism of overthrust faulting // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 70, N 2. P. 115–166.
288. *Ishivatari A.* Ophiolites in the Japanese islands: Typical segment of the Circum-Pacific multiple ophiolite belt // *Episodes*, 1991. Vol. 14, N 3. P. 274–279.
289. *Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C.* SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, gaseous species and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C // *Comp. Geosci.* 1992. N 18. P. 899–947.
290. *Karpov G.A., Zavarzin G.A., Eroshchev-Shak V.A.* Bacterial origin of agents favouring clay formation in areas of hot spring discharge and solfataric activity // *Volcanol. Seismol.* 1988. Vol. 6. P. 251–265.
291. *Katz B.L., Kurata F.* Retrograde condensation // *Industr. and Eng. Chem.* 1940. Vol. 32, N 6. P. 817–821.
292. *Kikuchi Y., Tono S., Funayama M.* Petroleum resources in the Japanese island-arc setting // *Episodes*. 1991. Vol. 14, N 3. P. 236–241.
293. *Lasaga A.* Chemical kinetics of water-rock interactions // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B6. P. 4009–4025.
294. *Lister C.R.B.* On the thermal balance of a mid-ocean ridge // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 26. P. 515–535.
295. *Lupton J.E.* Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1983. Vol. 11. P. 371–414.
296. *Magaritz M., Taylor H.P.* Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan formation, Coast Ranges, California // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40, N 2. P. 215–234.
297. *Marston R.J., Groves D.L., Hudson D.R., Ross J.R.* Nickel sulfide deposits in Western Australia: A review // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1330–1363.
298. *Marty B., O'Nions R.K., Oxburgh E.R., Martell D., Lombardi S.* Helium isotopes in Alpine regions // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 206. P. 71–78.
299. *Nagao K., Takaoka N., Matsubayashi O.* Rare gas isotopic composition in natural gases of Japan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53, N 2. P. 175–188.
300. *Nakano T., Kajivara Y., Farrell C.W.* Strontium isotope constraint on the genesis of crude oils, oil-field brines, and Kuroko ore deposits from the Green Tuff region of northeastern Japan // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1989. Vol. 53. P. 2683–2688.
301. *Norton D.* Source lines, source regions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons // *Econ. Geol.* 1978. Vol. 73. P. 21–28.
302. *Norton D., Knight J.* Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons // *Amer. J. Sci.* 1981. Vol. 277. P. 937–981.
303. *Nur A.* Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 62. P. 1222–1237.
304. *O'Neil I.R., Clayton R.N., Mayeda T.* Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // *J. Chem. Phys.* 1969. Vol. 51. P. 5547–5558.

305. *Olsen K.I., Griffin W.L.* Fluid inclusions studies of the Drammen Granite, Oslo Paleorift. Norway. 1. Microthermometry // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 87, N 1. P. 1–14.
306. *Oxburgh E.R., O'Nions R.K., Hill R.I.* Helium isotopes in sedimentary basins // *Nature.* 1986. Vol. 324. P. 632–635.
307. *Pagel M., Poty B.* The evolution of composition, temperature and pressure of sedimentary fluids over time: A fluid inclusions reconstruction // *Therm. Phen. Sedim. Bas.* 1983. June 7–10. P. 71–88.
308. *Paschier C.W.* Fluid inclusions associated with the generation of pseudotachylyte and ultramylonite in the French Pyrenees // *Bull. Miner.* 1984. Vol. 107, N 2. P. 307–315.
309. *Pimenov V.P.* A possibility of free thermal convection within the Earth's crust // *Proc. Intern. conf. "The Earth's thermal field and related research methods".* Moscow, 1998. P. 198–200.
310. *Polyak B.G., Tolstikhin I.N.* Isotopic composition of the Earth's helium and the motive forces of tectogenesis // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 52. P. 9–23.
311. *Popov Yu.A., Pevzner L.A., Khakhaev B.N.* Experimental geothermal investigations in superdeep wells: methods of investigations and new results // *Proc. Intern. conf. "The Earth's thermal field and related research methods".* Moscow, 1998. P. 214–218.
312. *Poreda R.G., Jaffrey A.W.A., Kaplan I.R., Craig H.* Magmatic helium in subduction-zone natural gases // *Chem. Geol.* 1988. Vol. 71. P. 199–210.
313. *Powers M.C.* Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1967. Vol. 7. P. 781–793.
314. *Rummel F.* Fracture mechanics approach to hydraulic fracturing stress measurements // *Fracture Mechanics of Rocks / Ed. B.K. Atkinson. L.: Acad. press, 1987. P. 217–240.*
315. *Saager R., Mayer M., Puff R.* Gold distribution in supracrustal rocks from Archean greenstone belts of Southern Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alps: metallogenic and geochemical implication // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 1. P. 1–24.
316. *Sakai H., Matsubaya O.* Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions // *Ibid.* 1974. Vol. 69. P. 974–991.
317. *Sakai H., Matsubaya O.* Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems // *Geothermics.* 1977. Vol. 5. P. 97–124.
318. *Sano T., Wakita H.* Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90, N B10. P. 8729–8741.
319. *Savage D., Bateman K., Milodowski A., Cave M.R., Hughes C.R., Green K., Reeder S., Pearce J.* Experimental investigation of granite-water interaction: (Geochemistry in relation to Hot Dry Rock development in Cornwall. Vol. 6) // *Nottingham: British Geol. Surv.*, 1989. 162 p. (British Geochem. Group. Res. Rep.; 5d/89/2).
320. *Seyfried W.E., Mottl M.J., Bischoff J.L.* Seawater/basalt ratio effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the ocean floor // *Nature.* 1978. Vol. 275, N 5677. P. 211–213.
321. *Shirakai R., Sakai H., Endoh M., Kishima N.* Experimental studies on rhyolite- and andesite-seawater interactions of 300 C and 100 bars // *Geochem. J.* 1987. Vol. 21. P. 139–148.
322. *Smirnov Ya.B., Sugrobov V.M., Galushkin Yu.I., Rodnikov A.G., Muraviev A.V., Selivestrov N.I., Soinov V.V., Yanovsky F.A.* Terrestrial heat flow in the Transition Zone from Asia to the NNW Pacific Ocean // *Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia / Ed. M.L. Gupta, M. Yamano. New Delhi; Oxford: IBH Publ., 1995. P. 239–250.*
323. *Smoluchowski M.S.* Some remarks on the mechanics of overthrusts // *Geol. Mag. N.s.* 1911. Vol. 1090, N 6. P. 204–205.
324. *Taylor M., Kesler S.E., Gloke P.L., Kelly W.C.* Fluid inclusion evidence for fluid mixing. Mascot-Jefferson-City zinc district, Tennessee // *Econ. Geol.* 1983. Vol. 78, N 7. P. 1425–1459.
325. *Tolstikhin I., Lehmann B.E., Loosli H.H., Gautschi A.* Helium and argon isotopes in rocks, materials, and related groundwaters: A case study in northern Switzerland // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1996. Vol. 60, N 9. P. 1497–1514.
326. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I.* Major active faults of the collision area between the Arabian and Eurasian plates // *Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction: Proc. Intern. conf., Yerevan, 1993 / Ed. B.A. Bolt, R. Amirbekian. IASPEI/IDNDR, 1994. P. 56–76.*

327. *Urabe A., Tominaga T., Nakamura Y., Wakita H.* Chemical composition of natural gases in Japan // *Geochem. J.* 1985. Vol. 19. P. 11–25.
328. *Uyeda S.* The Japanese island arc and the subduction process // *Episodes.* 1991. Vol. 14, N 3. P. 190–198.
329. *Vredenburg L.M.* Tertiary gold-bearing mercury deposits of the Coast Ranges of California // *Calif. Geol.* 1982. Vol. 35, N 2. P. 23–27.
330. *Wagner H.* Über den Zusammenhang zwischen den Festigkeitshypothesen von Mohr und Griffin // *Rock Mech.* 1969. N 1. P. 105–118.
331. *Wayne D.M., McCaig A.M.* Fluid flow during thrusting: A Sr isotopic study // *Water-Rock Interaction / Ed. Y.K. Kharaka, A.S. Maest.* Rotterdam: Balkema, 1992. Vol. 2. P. 1559–1562.
332. *Wakita H., Sano Y.*  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in  $\text{CH}_4$ -rich natural gases suggest magmatic origin // *Nature.* 1983. Vol. 305, N 5937. P. 792–794.
333. *Wakita H., Sano Y., Urade A., Nakamura Y.* Origin of methane-rich natural gas in Japan: Formation of gas fields due to large-scale submarine volcanism // *Appl. Geochem.* 1990. Vol. 5, N 3. P. 263–278.
334. *Walder J., Nur A.* Porosity and crustal pore pressure development // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B13. P. 11539–11548.
335. *Welhan J.A.* Origin of methane in hydrothermal systems // *Chem. Geol.* 1988. Vol. 71. P. 183–198.
336. *Wentworth C.M., Zoback M.D.* Structure of the Coalinga area and thrust origin of the earthquake // *The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983 / Ed. M.J. Rymer, W.L. Ellsworth.* Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1990. P. 41–68.
337. *Yakovlev L.* Chemical, thermal and hydrodynamic evolution of the water-rock system // *International Association for Mathematical Geology: Silver Anniversary Meeting, Prague, 10–13 Oct. 1993: Program and abstracts.* Prague, 1993. P. 70.
338. *Yakovlev L.* Chemical, thermal and mechanical processes coupling in the water-rock system: Theoretical and applied aspects // *Water-Rock Interaction // Ed. Y.K. Kharaka, O.V. Chudayev.* Rotterdam; Brookfield: Balkema, 1995. P. 767–771.
339. *Yakovlev L.* Chemical hydrofracturing of the hot dry rock reservoir // *Proc. of the 21st Workshop on Geothermal Reservoir Engin., Stanford University, Stanford, California, Jan. 22–24, 1996.* Stanford, 1996. P. 501–506. (SGP-TR-151).
340. *Yardley B.W.D., Lloyd G.E.* Why metasomatic fronts are really metasomatic sides // *Geology.* 1995. Vol. 23, N 1. P. 53–56.
341. *Yerkes R.F., Levine P., Wentworth C.M.* Abnormally high fluid pressures in the region of the Coalinga earthquake sequence and their significance // *The Coalinga, California, Earth-quake of May 2, 1983 / Ed. M.J. Rymer, W.L. Ellsworth.* Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1990. P. 235–258.
342. *Yoder H.S., Jr., Tilley C.E.* Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems // *J. Petrol.* 1962. Vol. 3. P. 3342–3532.



# ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ.....   | 5   |
| <i>Глава 1</i>   |     |
| СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ .....   | 7   |
| <i>Глава 2</i>   |     |
| ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ВОДА–ПОРОДА И <i>P–T</i> УСЛОВИЙ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ .....   | 13  |
| 2.1. Оценка интенсивности гидродинамического возмущения в результате химических и термических деформаций .....       | 14  |
| 2.2. Факторы и виды нарушений сплошности породного матрикса .....  | 17  |
| 2.3. Масштабы и характер взаимного влияния гидродинамических, химических и термических процессов в земной коре ..... | 20  |
| 2.4. Флюидное давление, температура среды и метаморфические фации .....  | 31  |
| <i>Глава 3</i>   |     |
| НИСХОДЯЩИЙ ПОТОК ЭЛИЗИОННЫХ ВОД (по материалам бурения Саатлинской сверхглубокой скважины) .....                     | 34  |
| 3.1. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза .....   | 34  |
| 3.2. Водоносность вскрытых пород .....   | 40  |
| 3.3. Геотермическое отражение флюидного режима .....   | 47  |
| 3.4. Изотопные индикаторы флюидного режима .....   | 62  |
| 3.5. Гидрогеологическая модель околоскважинного пространства .....   | 68  |
| <i>Глава 4</i>   |     |
| МЕТАМОРФОГЕННАЯ ИНФИЛЬТРАЦИЯ ФЛЮИДОВ В БАЗИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ .....  | 73  |
| 4.1. Гидрогеологические условия Куринской впадины .....  | 73  |
| 4.2. Особенности флюидного режима Восточного Закавказья в кайнозойское .....   | 100 |
| <i>Глава 5</i>   |     |
| ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОЙ ИНФИЛЬТРАЦИИ ....  | 104 |
| 5.1. Гидродинамика осадочного бассейна с меланократовым основанием .....   | 104 |
| 5.2. Катагенез осадков, метаморфизм базитов и эволюция элизионных флюидов ....                                       | 108 |
| 5.3. М-инфильтрация и преобразование океанической коры .....   | 111 |
| 5.4. Миграция органического вещества и образование глубинных залежей углеводородов .....                             | 119 |
| 5.5. Геохимическое отражение метаморфогенной инфильтрации .....  | 127 |
| 5.6. Диафторез базитов и напряженное состояние земной коры .....   | 148 |
|  | 197 |

|  |     |
|--|-----|
| ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ .....                        | 151 |
| 6.1. Особенности сейсмического мониторинга .....     | 151 |
| 6.2. Проблема захоронения промышленных отходов ..... | 153 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....                                     | 157 |

*Приложение 1*

|  |     |
|--|-----|
| МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АППАРАТ .....   | 160 |
| 1.1. Закон сохранения массы в системе вода–порода .....  | 160 |
| 1.2. Дейтерий как изотопный индикатор миграции флюидов .....   | 162 |
| 1.3. Метод определения параметров тепломассопереноса ( $v$ и $q$ ) по геотермическим<br>данным ..... | 164 |

*Приложение 2*

|  |     |
|--|-----|
| ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ НЕФТЯНЫХ<br>СТРУКТУР КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН) ..... | 174 |
| 2.1. Гидродинамические данные .....  | 174 |
| 2.2. Гидрохимические данные .....  | 178 |
| ЛИТЕРАТУРА .....   | 182 |

# CONTENTS

|  |     |
|--|-----|
| PREFACE .....  | 5   |
| <i>Chapter 1</i>   |     |
| THE PROBLEM REVIEW .....   | 7   |
| <i>Chapter 2</i>   |     |
| EVOLUTION OF THE WATER-ROCK SYSTEM AND <i>P-T</i> CONDITIONS OF METAMORPHISM .....                                   | 13  |
| 2.1. Estimate of hydrodynamic disturbance due to chemically and thermally induced deformations .....                 | 14  |
| 2.2. Factors and modes of fracturing in the rock matrix .....  | 17  |
| 2.3. Scales and character of coupling between hydrodynamic, chemical, and thermal processes in the earth crust ..... | 20  |
| 2.4. Fluid pressure, temperature and metamorphic facies .....  | 31  |
| <i>Chapter 3</i>   |     |
| DOWNWARD FLOW OF ELISION WATERS (on results from the saatty super deep well) .....                                   | 34  |
| 3.1. Lithostratigraphy of host rocks .....   | 34  |
| 3.2. Distribution of subsurface waters in depth .....  | 40  |
| 3.3. Geothermal indications of fluid regime .....  | 47  |
| 3.4. Isotopic tracers of fluid regime .....  | 62  |
| 3.5. Hydrogeological pattern of the near-well space .....  | 68  |
| <i>Chapter 4</i>   |     |
| METAMORPHIC INFILTRATION OF FLUIDS INTO THE BASITES OF THE EASTERN CAUCASUS .....                                    | 73  |
| 4.1. Hydrogeological conditions in the Kura depression .....   | 73  |
| 4.2. Specific features of Cenozoic fluid regime of the Eastern Caucasus .....  | 100 |
| <i>Chapter 5</i>   |     |
| GEOLOGICAL CONSEQUENCES OF THE METAMORPHIC INFILTRATIONS OF FLUIDS .....   | 104 |
| 5.1. Hydrodynamics of a sedimentary basin with melanocrate foundation .....  | 104 |
| 5.2. Catagenesis of sediments, metamorphism of basites, and elision fluids evolution .....                           | 111 |
| 5.3. Metamorphic infiltration and transformation of the oceanic crust .....  | 111 |
| 5.4. Migration of organics and deep accumulation of hydrocarbons .....   | 119 |
| 5.5. Geochemical reflection of metamorphic infiltration .....  | 127 |
| 5.6. Metamorphism of basites and mechanical state of the Earth's crust .....   | 148 |
|  | 199 |

*Chapter 6*

|   |     |
|---|-----|
| PRACTICAL APPLICATIONS .....                          | 151 |
| 6.1. Special approach to the seismic monitoring ..... | 151 |
| 6.2. Problem of industrial waste burial .....         | 153 |
| CONCLUSION.....                                       | 157 |

*Appendix 1*

|   |     |
|---|-----|
| MATHEMATICAL FORMALISM.....   | 160 |
| 1.1. Mass Conservation Law in the water-rock system .....                         | 160 |
| 1.2. Deuterium as an isotope indicator of fluid migration .....                   | 162 |
| 1.3. Techniques for calculating heat-mass transfer parameters $\nu$ and $q$ ..... | 164 |

*Appendix 2*

|  |     |
|--|-----|
| HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF OIL-PROSPECTING SITES IN THE KURA DEPRESSION (AZERBAIJAN) ..... | 174 |
| 2.1. Hydrodynamic data .....   | 174 |
| 2.2. Hydrochemical data .....  | 178 |
| REFERENCES .....   | 182 |

Научное издание

**Яковлев Леонид Евгеньевич**

**ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Труды ГИН РАН, вып. 497

*Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института РАН*

*Заведующая редакцией "Наука – биосфера, экология, геология" А.А. Фролова*

*Редакторы Т.А. Николаева, Л.Г. Васютинская*

*Художник В.Ю. Яковлев. Художественный редактор Г.М. Коровина*

*Технический редактор Т.В. Жмелькова*

*Корректоры Р.В. Молоканова, Н.И. Харламова*

Набор и верстка выполнены в издательстве на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

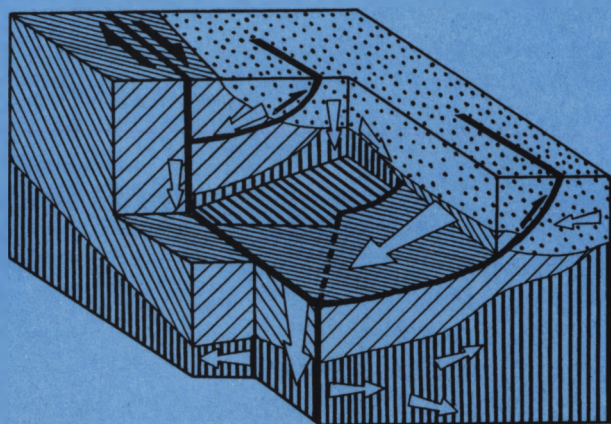
Подписано к печати 12.07.99. Формат 70×100 1/16. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 16,3 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 17,2. Уч.-изд.л. 17,5. Тираж 250 экз. Тип. зак. №381.

Издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

36  
Л. Е. ЯКОВЛЕВ

# ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ



В отличие от традиционных представлений о круговороте воды в природе автором выдвинута принципиально новая концепция необратимой нисходящей инфильтрации флюидов из осадочного чехла в его базитовое основание. Этот процесс происходит дискретно в пространстве и времени в зависимости от стадии эволюции земной коры и глубинных  $P$ - $T$  условий.

Развиваемая концепция синтезирует разнородные геологические, геохимические и геофизические данные, устраняя противоречия и парадоксы прежних интерпретаций.

«НАУКА»