

В.П. Гаврилов  
Ю.И. Галушкин

Геодинамический  
анализ  
нефтегазоносных  
бассейнов  
(бассейновое  
моделирование)



РГУ нефти и газа  
им. И.М.Губкина

ВАРЬЯНКИ

*К 80 летию РГУ нефти и газа  
имени И.М.Губкина*

**V.P.Gavrilov, Yu.I.Galushkin**

**GEODYNAMIC ANALYSIS  
OF OIL AND GAS BASINS  
(BASIN MODELING)**



**Москва  
НЕДРА  
2010**

**В.П.Гаврилов, Ю.И.Галушкин**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ  
(БАССЕЙНОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)**

*«Допущено УМО по образованию в области  
прикладной геологии в качестве учебника для студентов высших  
учебных заведений, обучающихся по специальности 130304  
«Геология нефти и газа» направления 130300 «Прикладная  
геология» и магистров техники и технологии направления  
130100 «Геология и разведка полезных ископаемых».*



**Москва  
НЕДРА  
2010**

УДК 53(075.8)

ББК 26.32

Г12

Рецензенты:

*Дмитриевский А.Н.* – доктор геолого-минералогических наук, академик РАН,  
профессор, директор ИИПНГ РАН;

*Бурлин Ю.К.* – доктор геолого-минералогических наук,  
профессор кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых  
МГУ им. М.В. Ломоносова

**Гаврилов В.П., Галушкин Ю.И.**

Г12 Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов  
(бассейновое моделирование): Учебник для вузов. – М.:  
ООО «Издательский дом Недра», 2010. – 227 с.: ил.  
ISBN 978-5-8365-0359-8

Предметом изучения курса «Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов» является природа формирования месторождений нефти и газа в различных нефтегазоносных осадочных бассейнах Земли. Описана единая схема особенностей геологического развития литосферы и закономерностей образования и накопления углеводородов в земной коре, определяющими факторами которых является тепловой режим недр. Практические навыки по бассейновому моделированию позволят будущим специалистам правильно оценивать ресурсы нефти и газа исследуемых территорий и эффективно проводить поисковые работы на углеводородное сырье. Приведены основные алгоритмы и допущения, лежащие в основе системы моделирования бассейнов. Рассмотрены конкретные примеры – известные бассейны, по которым авторы располагали достаточным геологическим материалом.

Для студентов вузов, обучающихся по направлению 130300 «Прикладная геология», специальность «Геология нефти и газа» и магистров, обучающихся по направлению 553200 «Геология и разведка полезных ископаемых».

Также учебник полезен широкому кругу геологов и геофизиков, изучающих нефтегазоносные бассейны в различных регионах мира.

ISBN 978-5-8365-0359-8

- © Гаврилов В.П., Галушкин Ю.И., 2010
- © Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, 2010
- © Оформление.  
ООО «Издательский дом Недра», 2010
- © Голубев В.С., оформление серии, 2010

# Введение

Учебная дисциплина «Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов» читается студентам-геологам, обучающимся по направлению 130300 «Прикладная геология», специальности «Геология нефти и газа» и магистрам, обучающимся по направлению 553200 «Геология и разведка полезных ископаемых».

Дисциплина создана на кафедре геологии факультета геологии и геофизики нефти и газа РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. В ее основу положены знания, полученные студентами в курсе «Геодинамика», а также материалы бассейнового моделирования – метода анализа нефтегазоносных бассейнов, широко применяемого западно-европейскими и северо-американскими геологами.

Предметом изучения данного курса является природа формирования месторождений нефти и газа в различных нефтегазоносных осадочных бассейнах Земли. Под последними обычно понимают сравнительно крупные геологические осадочные образования, в которых реализуются процессы генерации, миграции, аккумуляции, консервации и разрушения углеводородов (УВ), приводящие к формированию, а иногда и к разрушению месторождений нефти и газа. Генерация УВ в таких бассейнах осуществляется за счет разложения (термического крекинга) органического вещества (ОВ), захваченного погружающимися осадками.

Геологам и геофизикам-нефтяникам хорошо известно, что нефтегазоносность есть свойство осадочного бассейна на определенной стадии его развития. С другой стороны, *эволюция осадочных бассейнов – их возникновение, развитие, преобразование или разрушение – составляет часть общей глобальной эволюции литосферы*. Отсюда естественно следует необходимость эволюционного подхода к систематизации основных типов осадочных нефтегазоносных бассейнов с современных геодинамических позиций теории тектоники литосферных плит.

Авторы настоящего учебника исходят из того, что геодинамическая эволюция крупных сегментов литосферы, т.е. доминирующий геодинамический режим недр, под влиянием которого развивался данный сегмент литосферы, напрямую влияет на процессы генезиса нефти и газа и формирования их залежей. Таким образом, делается попытка увязать в единую схему особенности геологического развития литосферы и закономерности образования и накопления углеводородов в земной коре. Опре-

деляющими факторами последних процессов является тепловой режим недр, который в свою очередь определяется геодинамической эволюцией литосферы.

В соответствии с изложенной генеральной идеей и построен данный учебник. В нем рассматривается геодинамическая цикличность эволюции литосферы, основные геодинамические режимы нефтегазообразования, изменение температурного режима недр и его влияние на степень зрелости органического материала и условия реализации углеводородного потенциала нефтегазоматеринских свит бассейнов. В заключительных главах учебника в качестве примера рассмотрено применение системы моделирования бассейнов ГАЛО для оценки нефтегазогенерационных свойств основных пород Уренгойского месторождения Западно-Сибирского бассейна и подсолевого комплекса северного борта Прикаспийской впадины.

Цель курса «Геодинамический анализ нефтегазоносных бассейнов» – привить студентам-геологам практические навыки по бассейновому моделированию, что в свою очередь позволит будущим специалистам правильно оценивать ресурсы нефти и газа исследуемых территорий и эффективно проводить поисковые работы на углеводородное сырье.

Цель достигается через изучение основных алгоритмов и допущений, лежащих в основе системы моделирования бассейнов. Общая картина генерации УВ в бассейнах строится на основе решений соответствующих уравнений химической кинетики и уравнений тепло-массопереноса в пористой среде.

Моделирование бассейнов ведется с использованием системы ГАЛО, которую авторы применяли для численного моделирования осадочных нефтегазоносных бассейнов последние 15–20 лет. В качестве конкретных примеров брались известные бассейны, о которых авторы располагали достаточным геологическим материалом.

По мнению авторов, настоящий учебник будет полезен широкому кругу геологов и геофизиков, изучающих нефтегазоносные бассейны в различных регионах мира.

В заключение авторы учебника выражают глубокую благодарность сотрудникам кафедры геологии за помощь в подготовке рукописи к изданию.

# Глава 1

## ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

Геодинамическая цикличность в эволюции литосферы положена в основу понимания процессов образования и накопления нефти и газа в земной коре. Авторы пособия исходят из того, что геодинамический режим недр (прежде всего термобарические условия) напрямую влияет на генезис углеводородов и накопление их в залежи. Касаясь эволюции органического вещества (ОВ) в связи с проблемами генерации нефти и газа, авторы считают, что углеводороды, по крайней мере в виде своих главных составляющих – углерода и водорода, способны проникать в мантию в зонах субдукции и уходить в космос, периодически возвращаясь из него на Землю [11].

Таким образом осуществляется глобальный круговорот углерода в природе, в процессе круговорота происходит консервация углерода при формировании месторождений УВ в различных геодинамических обстановках в процессе эволюции литосферы Земли в течение тектонических циклов ее развития (рис. 1).

Впервые идея о тектонических циклах возникла более 100 лет назад, ее автором был французский геолог М. Бертран. Впоследствии многие выдающиеся ученые развивали и обогащали эти представления, и к настоящему времени идея периодичности тектонических событий укрепились в качестве руководящей идеи в геологии. Геологическая цикличность – сложное и многопричинное явление, имеющее разные генетические корни. В последние годы наиболее полно и системно эта идея изложена в трудах В.Е. Хаина [56], который считает, что долгопериодические циклы связаны с глубинными процессами, а короткопериодические могут иметь и астрономическое происхождение. Ниже рассмотрим наиболее крупный по продолжительности цикл, измеряемый сотнями миллионов лет, известный как цикл Вильсона.

*Цикл Вильсона* – наиболее продолжительный по времени и наиболее значимый по геологическим результатам. Он охватывает время от начала образования океана до его закрытия и включает в себя событие от континентального рифтогенеза до столкновения континентов (коллизии), с промежуточными ста-



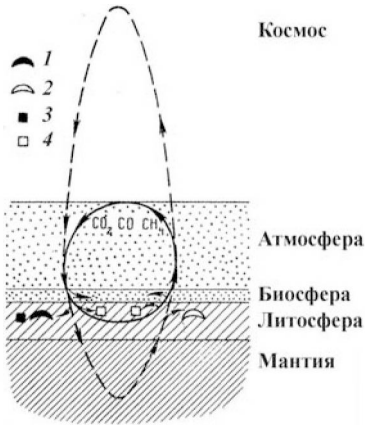


Рис. 1. Круговорот углеводорода в природе [11]:

1 – залежи углеводородов; 2 – газовые залежи ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ); 3 – залежи каменного угля; 4 – запасы карбонатных пород. Стрелки показывают движение углерода (см. главу 2)

диями спрединга и раскрытия океана, субдукции и образования магматической дуги (рис. 2). В геологической истории Земли наиболее уверенно можно выделить четыре цикла Вильсона, каж-

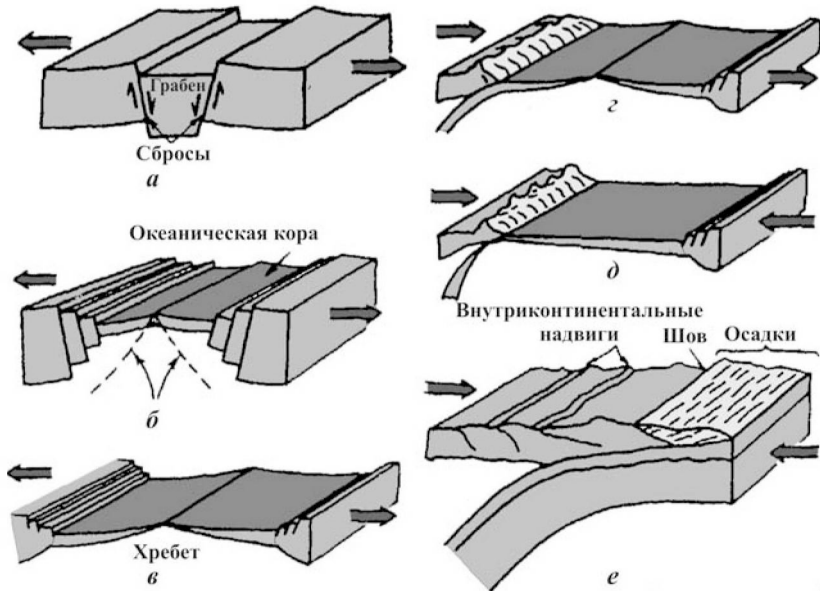


Рис. 2. Цикл Вильсона:

*a* – образование рифтовой долины; *б* – формирование центра спрединга дна океана, молодой океан; *в* – разрастание океана; *г* – возникновение зон пододвигания океанической литосферы; *д* – субдукция (отмершей) зоны спрединга, закрытие океана; *е* – столкновение континентальных окраин [52, 79, 156]

дый из которых завершался образованием суперконтинента (конец архея, конец раннего протерозоя, конец позднего протерозоя, конец палеозоя). Продолжительность цикла порядка 600–800 млн лет.

Большой вклад в развитие идей Дж. Вильсона и адаптации их к отечественной геологии внесли Л.П. Зоненшайн, О.Г. Сорохтин, Е.В. Кучерук, С.А. Ушаков, В.Е. Хаин и др. Изложим, в нашем понимании, возможные геологические события, приводящие к раскрытию океана и образованию на его месте континента [11, 15]. Сумму геологических событий в развитии глобальной пары океан–континент предлагается рассматривать в качестве *полного геодинамического цикла* эволюции литосферы. Он состоит из двух крупных этапов – океанообразование (океаногенез) и континентообразование (континентогенез). Этапы подразделяются на стадии, а те в свою очередь – на фазы (рис. 3).

*Океаногенез* – это процесс дробления и деструкции ранее существовавшей литосферы (обычно континентального типа) вследствие рифтогенеза и формирование новой океанической коры путем спрединга. Этап состоит из двух стадий: преокеани-

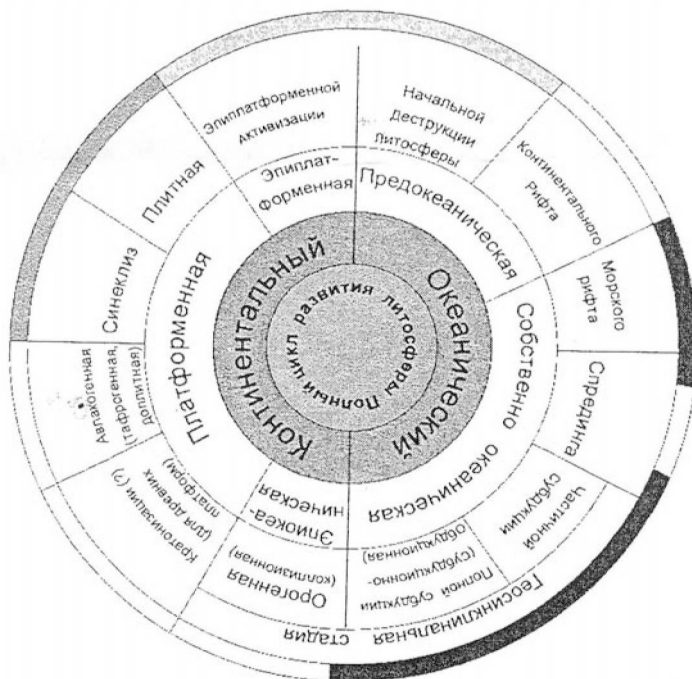


Рис. 3. Диаграмма полного геодинамического цикла литосферы [11]

ческой и собственно океанической. Первая начинается с возбуждения верхней мантии поднимающимися разогретыми мантийными массами, раскола литосферы с проникновением основных и ультраосновных магм на поверхность (*фаза начальной деструкции*). Дальнейшее протекание процесса приводит к образованию специфических структур проседания с раздвигом – рифтов. Обычно они складываются в протяженные внутриконтинентальные системы, выраженные в рельефе грабенами, эскарпами, озерными бассейнами, речными долинами (*фаза континентального рифта*).

Собственно океаническая стадия знаменуется раскрытием океана. Вначале это узкие межконтинентальные моря грабенообразного строения (*фаза межконтинентального или морского рифта*), а в дальнейшем – нормальные океаны с «расползающимся» дном (*фаза спрединга*).

С процессами рифтообразования связано и формирование осадочных бассейнов рифтогенного типа, хотя в современной литературе под этим типом понимают более широкий класс бассейнов, в формировании которых заметное участие принимали процессы растяжения бассейнов (табл. 1). Если имеет место раскол жесткой древней континентальной коры, то формируется, как правило, одна рифтовая трещина (Рейнский грабен, Суэцкий залив).

В пределах же прогретой литосферы молодых орогенов появляется серия субпараллельных рифтовых грабенов и разделяющих их горстов (провинция Бассейнов и Хребтов). Различаются рифты и по геодинамической обстановке формирования. Во многих случаях формированию внутриплатформенных рифтов предшествует образование сводовой области, связанной с подъемом поверхности астеносферы. В этом случае литосфера раскалывается по трем сопряженным разломным зонам (тройное сочленение – Афар в олигоцене). Однако существуют бассейны, например Североморский, где в стратиграфическом разрезе нет признаков формирования и эрозии обширного сводового поднятия и рифтогенез в них начался с нормального сбросообразования в условиях растяжения и общего погружения бассейна.

Развитие внутриконтинентального рифтового режима литосферы может пойти как по пути отмирания, так и по пути его дальнейшего усиления вплоть до образования океана. В первом случае стадия активного развития в режиме растяжения и высокого теплового потока сменяется стадией остывания и пассивного проседания литосферы. На месте рифта (или серий рифтовых трещин) развиваются впадины типа прогибов или синеклиз с седиментацией и тектоническим режимом, свойственными внут-

Таблица 1

## Геодинамическая классификация рифтогенных осадочных бассейнов [35]

Эволюционный ряд литосферы	Бассейны активной стадии процесса	Бассейны стадии затухания процесса
Раскол континентальной литосферы	Отдельные рифты на жесткой древней континентальной литосфере (Африканские, Байкальский, Суэцкий)	Авлакогены, синеклизы (Печерско-Баренцевоморский, Московский, Днепров-Донецкий, Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Сирт, Северное море)
	Серии рифтовых грабен и горстов на месте недавнего орогена (Провинция Бассейнов и Хребтов, США)	
	Рифтовые структуры, связанные с мегасдвигами (Калифорнийский, Мертвое море, Кайман)	
Полный разрыв литосферы, начало разрастания океанической впадины	Красное море, Аденский залив, Калифорнийский залив, бассейны молодых континентальных окраин	Затухание на ранней стадии раскрытия океана (Лабрадорское море, Тасманово море) Авлакогены в пределах отмерших ветвей тройного сочленения (устьевые части рек Нигера, Нила, Амазонки, Маханади и Годавари в Индии)
Дальнейшее разрастание океанической впадины	Бассейны пассивных окраин (Сантос, Пелотес, Австралийский сектор окраины Антарктиды)	
	Дельтовые бассейны на контакте пассивной окраины и отмершей ветви тройного сочленения (авлакогена) дельты Нигера, Нила, Амазонки)	
Развитие процесса субдукции, сокращение площади океана	Бассейны активных континентальных окраин и островных дуг	Прекращение субдукции из-за перескока оси спрединга (пассивная окраина моря Беллинсгаузена)
	Задуговые бассейны с растяжением литосферы (бассейны Филиппинского моря, Эгейское море, Командорская котловина)	
Захлопывание океана, столкновение материковых краев плит, образование орогенов и шовных зон	Предгорные бассейны (Предкавказский)	
	Межгорные бассейны с локальным растяжением (Рейнский грабен, Панонский и Черноморский бассейны)	

риктонным бассейнам (Днепровско-Донецкий, Сирт, Западно-Сибирский и другие бассейны).

Темным цветом отмечены периоды, наиболее благоприятные для нефтегазообразования, темно-серым – периоды, благоприятные для нефтегазообразования, и светло-серым – периоды неблагоприятные для нефтегазообразования (см. рис. 3).

В том случае, когда дальнейшее растяжение приводит к полному разрыву континентальной и началу формирования молодой океанической литосферы, развиваются осадочные бассейны, называемые на первом этапе – межконтинентальными рифтовыми, а на втором – молодой пассивной окраины. Среди современных бассейнов этого типа можно отметить бассейны, приуроченные к активно развивающимся рифтовым зонам (Красное море, Аденский и Калифорнийский заливы), и осадочные бассейны, в которых активный рифтогенез закончился на ранней стадии разрастания площади океанического бассейна (Лабрадорское и Тасманово моря; табл. 1).

В случае развития рифтогенеза по трем сопряженным разломным зонам образование океанической коры может произойти либо во всех ветвях «тройного сочленения» (район острова Буве в Южной Атлантике на границе раннего и позднего мела), либо только по двум ветвям (современный Афар). Тогда в оставшейся недоразвитой ветви тройного сочленения развиваются так называемые периконтинентально-рифтовые бассейны (Бенуэ, Реконкаво, возможно, Сирт и другие; табл. 1) [10, 39]. Вдоль таких ветвей-авлакогенов часто развиваются речные потоки, что обуславливает формирование специфического дельтового осадочного бассейна, который выделяется среди бассейнов пассивных окраин (стадия, следующая за периодом молодого океана) исключительно мощным осадочным разрезом (дельты Нигера, Нила). В случае развития нескольких субпараллельных рифтовых грабенов по одному из них может произойти полный разрыв, здесь начнет формироваться океаническая кора, в других, когда разрывообразование прекратится, остается утоненная субконтинентальная или почти океаническая кора.

Разрастание океанической впадины и удаление активного центра спрединга от рифтогенных континентальных окраин обуславливает переход связанных с рифтогенезом бассейнов на следующую «пассивную» стадию их эволюции. Для бассейнов пассивных окраин, или окраин атлантического типа, характерен термический режим, определяющийся переходом от термического режима рифтогенеза на начальной стадии к термическому режиму взаимодействия остывающей океанической литосферы и континентальной литосферы. Постепенное остывание океанической и прилегающей к ней континентальной литосферы имеет следст-

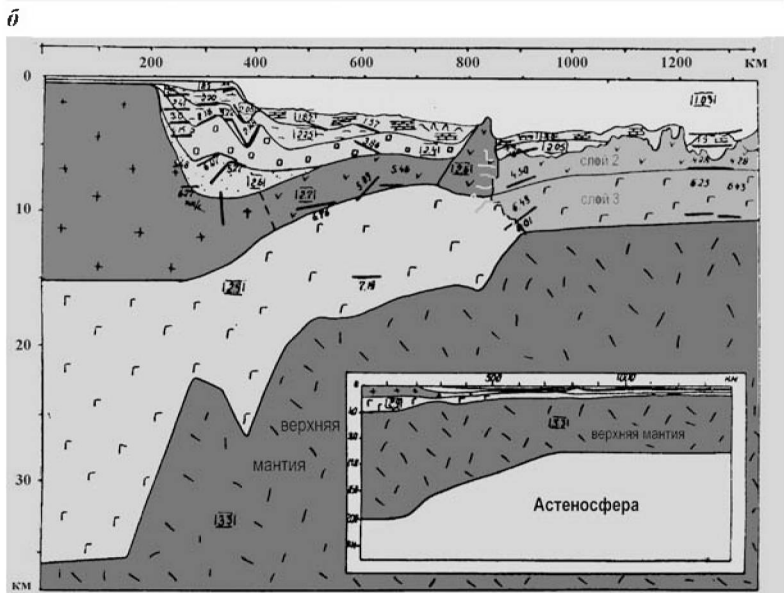
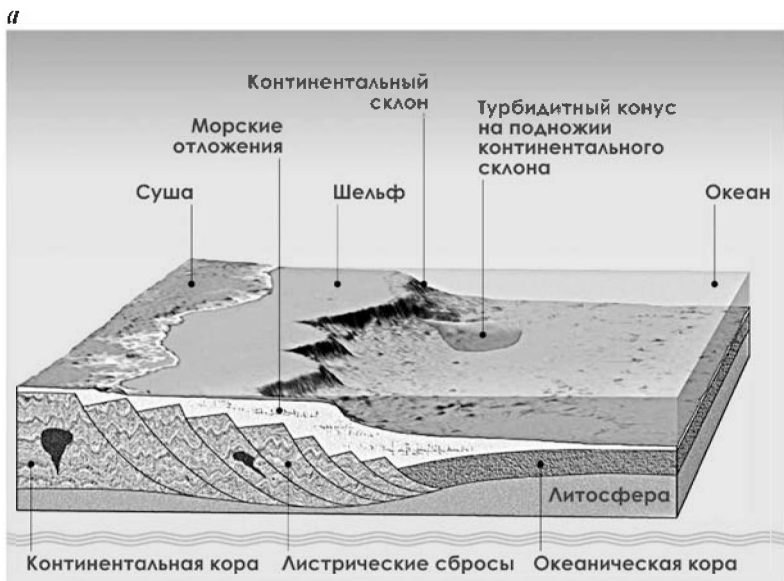
вием понижение уровня дна океана в области, непосредственно примыкающей к окраине континента, и в краевой зоне материка. Образующееся понижение, заполняясь осадками, определяет продвижение осадконакопления в сторону океана (рис. 4). Эти бассейны, которые можно назвать осадочными бассейнами пассивных переходных зон, часто подразделяются на два параллельных прогиба, разделенных краевым поднятием фундамента. Осадочные бассейны, которые развиваются в таких прогибах фундамента, – один преимущественно в области шельфа, другой – вдоль континентального подножья, частично или полностью на океанической коре (рис. 4).

Раскол континентальной коры по серии субпараллельных рифтов может привести в процессе последующего остывания литосферы к погружению под воды океана отдельных блоков с континентальной и с субконтинентальной корой, «вмонтированных» в океаническую литосферу. Такие внутриокеанические осадочные бассейны, развитые на континентальной коре (Хаттон, Рокколл и другие), имеют достаточно мощный осадочный чехол, включающий отложения, накопившиеся до погружения, и потенциально нефтегазоносны. На остальной же глубоководной площади океанической впадины вне континентальных окраин толщина осадочного чехла обычно невелика (менее 1 км и лишь иногда достигает 3 км и более, как в Ирландской или Аргентинской котловинах) и практический интерес их для поисков нефти и газа весьма ограничен.

Следующий этап эволюции литосферы характеризуется сокращением площади океана, формированием зон субдукции океанической литосферы и связанных с ними осадочных бассейнов активных континентальных окраин и островных дуг (табл. 1; рис. 5).

Океанический бассейн приобретает тенденцию к закрытию, и спрединг сменяется процессом субдукции. Первоначально процессы спрединга и субдукции сосуществуют (*фаза частичной субдукции*), а затем последняя доминирует (*фаза полной субдукции* или *субдукционно-обдукционная фаза*). Многие современные складчатые зоны – это сильно смятые бывшие задуговые бассейны, например, Большой Кавказ [44].

В настоящее время рассматриваются два механизма зарождения процесса субдукции: потеря плавучести литосферной плиты (автосубдукция) и затаскивание плиты мантийной конвекцией. В первом случае субдукция начинается с пологого пододвигания плиты, затем угол погружения плиты в мантию увеличивается. При этом желоб и дуга отступают в океан и формируется задуговой бассейн.



**Рис. 4. Структура пассивной окраины:**

*а* – основные структурные элементы (по А.А. Андрееву); *б* – глубинное сечение литосферы переходной зоны Южной Бразилии бассейна Сантос (по гравиметрическим и сейсмическим данным)



Рис. 5. Основные структурные элементы зон поддвижения океанической литосферы под континентальную (по А.А. Андрееву)



Анализ показывает, что можно выделить три состояния зон субдукции: равновесия, сжатия и растяжения [125]. Состоянию равновесия отвечает скорость схождения плит (конвергенции)  $v$  около 7,2 см/год. При такой скорости над зоной субдукции формируется вулканический пояс и не происходит ни сжатия, ни растяжения. При  $v > 7,2$  см/год зона субдукции становится более пологой, активно формируются аккреционная призма и преддуговой осадочный бассейн, а также задуговой молассовый (краевой) прогиб. При более медленной скорости схождения ( $v < 7,2$  см/год) возникает состояние растяжения. При этом зона субдукции становится круче и откатывается назад (в сторону океана). При этом, если наклон субдуцирующей плиты (в мантии) был достаточно пологим ( $\alpha < 45\text{--}60^\circ$ ), то при вращении подвигаемой плиты и ее откатывании рвется задуговая часть литосферы и формируется японский тип задугового бассейна. Если же наклон плиты был крутым ( $\alpha > 45\text{--}60^\circ$ ), то разрыв происходит по оси вулканической дуги, как наиболее пластичной ее части и формируется междуговой бассейн типа марианского. В любом случае замедление скорости схождения плит резко увеличивает вероятность формирования задуговых бассейнов [125]. Пример – экзотическое раскрытие задуговых бассейнов в Альпийском поясе на фоне коллизии и медленного сближения Африканской и Евразийской плит (бассейны Алжиро-Прованский, Тирренский, Эгейский и частично Панонский). По гипотезе того же автора будет иметь место самооткат субдуцирующей плиты со скоростью около 7,2 см/год, если скорость схождения плит уменьшится до нуля.

Переход к следующему этапу – к полному «захлопыванию» океанической впадины в результате столкновения материковых краев литосферных плит, сопровождающемуся процессами орогенеза, осуществляется постепенно, многоступенчато. Он включает длительный период, когда происходит значительное количество более мелких столкновений пассивных окраин, островных дуг, цепочек подводных гор и микроконтинентов (пример – современная граница между Австралийской и Евразийскими плитами). В течении этого этапа развития осадочные бассейны преобразуются или частично разрушаются, а их реликты входят в состав орогенных бассейнов предгорного или межгорного типа (рис. 2, *e*). Для шовных зон, сформированных в условиях сжатия, характерно наличие систем надвигов со значительными горизонтальными перемещениями. Причем под надвинутыми сложноскладчатыми пластинами горных гряд могут сохраняться относительно слабо деформированные и практически нематаморфизированные осадочные отложения пассивной переходной зоны (рис. 6). При столкновении литосферных плит отложения пассивной окраины

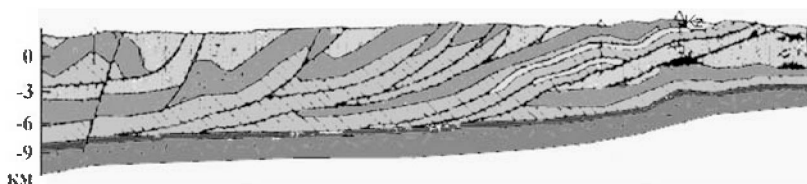


Рис. 6. Пояс надвигов фронтальной части Кордильер на активизированную платформу Скалистых гор (зона надвигов Айдахо-Вайоминг, США)

могут быть «содраны» субдущирующей плитой и смяты в складки, образующие обрамление предгорного бассейна – внешнюю («миогеосинклиальную») зону складчатых сооружений (Загрос, Восточные Кордильеры Канады). Эта зона часто оказывается надвинутой на осадочное выполнение предгорного прогиба, «платформенная» часть которого, залегающая под молассаами, также представляет собой комплекс отложений древней пассивной окраины [39, 40]. Иногда комплексы отложений пассивной окраины прослеживаются на больших расстояниях (до 160 км в Аппалачах) под надвинутыми на них комплексами отложений бывшей активной окраины («эвгеосинклинали») или породами кристаллического фундамента (рис. 6).

Касаясь вопроса о влиянии надвигов на процессы формирования месторождений УВ, нельзя не сказать об уникальных месторождениях Персидского залива. Их происхождение некоторые исследователи связывают исключительно с тектоническим влиянием зоны Загрос [51]. Однако, многие геологи-нефтяники не разделяют этого мнения. Они полагают, что формирование такого уникального нефтегазового района, как Персидский пролив, обязано исключительно благоприятному стечению нескольких обстоятельств, среди которых тектонический фактор Загроса, хотя и имел определенное влияние, но не был решающим [10]. Последнее подтверждается и тем, что ширина передовых прогибов (области влияния орогенов) не превышает, как правило, 200 км, тогда как месторождения рассматриваемой области распределены в зоне шириной 400–800 км от границы Загроса [3, 10, 106, 120]. К числу благоприятных обстоятельств формирования месторождений Персидского залива относят прежде всего обширность, длительность и непрерывность прогибания территории бассейна, отсутствие длительных инверсионных воздыманий. Преимущественный режим погружения в геологическом развитии бассейна привел не только к накоплению здесь огромного объема осадочных пород и органического вещества, но и к широкому развитию нефтегазоматеринских отложений, пород-

коллекторов и региональных флюидопоров, т.е. к наиболее благоприятному сочетанию условий генерации углеводородов, аккумуляции их в залежи и консервации скоплений. Нефтегазоматеринские породы присутствуют практически во всем разрезе осадочного чехла и наиболее широко развиты в мезозойских отложениях, с которыми связано основное количество залежей нефти и газа [10]. Широкое развитие мощных карбонатных толщ, характеризующихся высокой матричной пористостью и вторичной интенсивной трещиноватостью, а также мощных пачек высокопористых песчаников обусловило высокие емкостные и фильтрационные качества разреза. Суммарный объем природных резервуаров всех комплексов отложений только до глубины 7 км превышает 1,5 млн км<sup>3</sup>, а в целом для бассейна превышает 2,5 млн км<sup>3</sup>.

Максимальным генерационным потенциалом на рассматриваемой территории обладают нижнемеловые материнские отложения. В Месопотамском прогибе к ним относятся глубоководные высокобитуминозные мергели «эвксинской фации». Основная масса углеводородов, генерировавшихся в нижнемеловых отложениях, мигрировала в коллекторы в верхнемеловых–олигоцен-нижнемиоценовых отложениях. Нефтегазообразование можно связывать и с темными битуминозными глинами и глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками свит Ратави, Зубейр и отчасти Бурган и Нахр-Умр (нижний мел), которые содержат крупнейшие нефтяные скопления в центральном и южном Кувейте и Саудовской Аравии. Равномерное погружение и отсутствие инверсионных движений привело к тому, что генерирующие отложения попали в условия нефтеобразования уже к концу позднего мела (т.е. до того, как в ларамийскую фазу тектогенеза были сформированы ловушки в нижнемеловых коллекторах). Заполнению ловушек способствовала ранняя генерация углеводородов [10]. В позднем мелу и кайнозое после слабых кратковременных поднятий здесь имел место еще ряд быстрых погружений. Некоторые из горизонтов относительно глубоководных глинистых отложений этого времени являются хорошими покрывками [4]. Таким образом, благоприятная история осадконакопления, относительно высокий тепловой поток, характерный для района в течение мела и кайнозоя, вместе с обилием нефтематеринских пород и резервуаров явились основными факторами формирования уникальных месторождений Персидского залива.

Анализ тектонической истории осадочного бассейна должен учитывать, что развитие бассейна может быть прервано на любом этапе эволюции литосферы в пределах ее полного цикла (рис. 2, 3). При этом осадочный бассейн либо вступает в «пас-

сивную» стадию развития, либо испытывает в дальнейшем стадию регенерации активного тектонического режима и, как следствие, новый этап, возвращение к одной из предшествующих стадий, повторение значительной части эволюционного цикла [1, 40]. При таком эволюционном подходе важно рассматривать не только сохранившиеся и явно выраженные осадочные бассейны, но и те области палеосадочных бассейнов, которые оказались сильно преобразованными в ходе эволюции: например, вошли в состав фундамента (мезозой и палеозой Венского бассейна) или образовали горно-складчатое обрамление современного осадочного бассейна (внешняя зона Загроса рядом с бассейном Персидского залива). Эволюционный мобилистский подход позволяет естественно объяснить причину обнаружения крупных осадочных нефтегазоносных бассейнов под надвигами кристаллических пород.

Тем самым, современная структура осадочных бассейнов является результатом длительной, часто многоэтапной эволюции, причем переход от этапа к этапу может сопровождаться такими перестройками, которые приводят к изменению тектонического типа бассейна, его термобарических условий, а следовательно, и характерных для него особенностей нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Тогда успешный поиск месторождений нефти и газа во многом предопределяется правильным пониманием геологической истории бассейна в рамках эволюционной теории развития литосферы.

Как отмечалось выше, на заключительных стадиях и фазах закрытия океанических структур происходит скупивание вещества, его аккреция (рис. 2, *е*). Формируются складчатые сооружения, в пределах которых сравнительно большие мощности осадков зачастую определены не тектоническим прогибанием, компенсированным осадконакоплением, а аккрецией, т.е. тектоническим скупиванием вещества за счет поддвига литосферных плит (процесс скрепинга). Две последние фазы, по нашему мнению, соответствуют собственно геосинклинальному процессу в его традиционном понимании. В фазу полной субдукции (субдукционно-обдукционная) происходит закрытие океана и возникновение на его месте континентальной структуры, что говорит о начале нового этапа развития литосферы.

*Континентогенез* выражается в упрочении и наращивании мощности континентальной литосферы. Начальная (эпиконтинентальная) стадия этого этапа характеризуется формированием и ростом горноскладчатых сооружений (*орогенная фаза*). В классическом учении о геосинклиналях она соответствует заключительной стадии развития этих структур. Дальнейшая пенизация рельефа и уменьшение тектонической активности

недр приводит к вступлению региона в платформенную стадию развития. Применительно к истории древних платформ в качестве начальной фазы этой стадии иногда выделяют *фазу кратонизации*, за ней следует *авлакогенная (доплитная, тафрогенная)*, далее *синеклиз- и плитная фаза*.

Авлакогенная фаза характеризуется растяжением коры и начальными этапами формирования континентальных рифтов (рис. 2, а). В качестве возможного механизма этого процесса можно рассматривать термическую усадку недр после завершения активного этапа океаногенеза (или геосинклинальной стадии развития коры в классической трактовке геологических событий). Над зонами проседания закладываются грабенообразные прогибы (авлакогены по Н.С. Шатскому, палеорифты). В этом случае процесс рифтогенеза можно рассматривать как пассивный. Нарушение герметичности литосферы приводит к кратковременной активизации магматической деятельности.

Дальнейшее прогибание коры приводит к оформлению над авлакогенами изолированных депрессий (синеклиз), которые, сливаясь, в дальнейшем образуют плитное пространство платформ (плитная фаза).

Конечным результатом платформенной стадии развития литосферы является оформление платформ различного возраста, которые, последовательно причленяясь друг к другу, формируют континентальное пространство. В дальнейшем на платформенных участках континентов возможна некоторая активизация магматизма и тектонических движений вследствие влияния деструктивных процессов, возникающих при столкновении литосферных плит или при начале нового цикла океанообразования. Чаще всего коробление платформенных частей континентов с образованием глыбовых гор обычно происходит как результат реакции литосферы на столкновение краев континентальных блоков. Так, при коллизии Индийского субконтинента с Евразией образовалась целая система возрожденных гор от Тибета до Северного Тянь-Шаня и Алтая. Эту стадию развития литосферы предлагается рассматривать как *эпиплатформенную*, состоящую из фазы *эпиплатформенной активизации*. Стадия соответствует определенному тектоническому режиму развития континента и является частью общего этапа континентогенеза.

Активизация тектономагматической деятельности на континенте часто является следствием начавшегося нового этапа океанообразования, стартовым проявлением которого служит фаза начальной деструкции литосферы. Это означает, что для данного сегмента литосферы этап континентогенеза завершился и

зарождается новый цикл океанообразования. Однако океаногенез может ограничиться только возникновением континентальных или даже морских рифтов (рис. 2, а, б), и за начальными фазами развития океана может последовать фаза синеклиз, выражающаяся в заполнении рифтовых прогибов осадками и образованием на их месте крупных областей прогибания (синеклиз), т.е. в продолжение платформенной стадии эволюции литосферы.

Таким образом, выделенные этапы, стадии и фазы геодинамического цикла развития литосферы не обязательно проявляются в полном составе. Все зависит от характера тектонических режимов в недрах Земли, т.е. фактически от структуры и интенсивности возникших в мантии конвекционных течений и от расположения по отношению к ним конкретных континентов.

В отличие от классического цикла Вильсона, предлагаемая схема полного геодинамического цикла эволюции литосферы характеризуется более системным подходом, большей детальностью в описании геологических событий, включением в этот цикл континентального этапа эволюции литосферы со своими стадиями и фазами, определением места геосинклинального режима развития литосферы, допущением возможности существования и неполных циклов, прерывающихся на той или иной фазе своего развития в зависимости от энергетики земных недр. Предлагаемый геодинамический цикл эволюции литосферы может быть плодотворно использован для нового понимания причин образования месторождений полезных ископаемых, в частности, месторождений нефти и газа, и закономерностей размещения скоплений минерального сырья в земной коре.

*Циклы Бертрана.* В конце XIX в. французский геолог М. Бертран обратил внимание на повторяемость определенного типа литологических формаций (прежде всего флиша и молласы) в складчатых системах различного возраста. В соответствии с этим он выделил гуронский, каледонский, герцинский и альпийский циклы. Гуронский цикл в последствии утратил свое значение, остальные же сохранились и до наших дней. В список тектонических циклов был добавлен байкальский цикл (Н.С. Шатский). Обычно цикл Бертрана распадался на две стадии – собственно геосинклинальную (активное прогибание и накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ) и орогенную (инверсия тектонического режима с образованием горноскладчатых сооружений на месте геосинклинальных прогибов).

По отношению к циклам Вильсона циклы Бертрана занимают второй порядок, их продолжительность в среднем в три раза короче. Циклы Бертрана выражаются, как правило, в раскрытии и

последующем закрытии малых океанических бассейнов и являются составными частями более продолжительных по времени циклов Вильсона.

*Циклы Штилле.* В 20-х годах прошлого столетия выдающимся немецким геологом Г. Штилле была выдвинута идея о существовании особых орогенических фаз, приводящих к образованию горноскладчатых сооружений на месте конкретных геосинклинальных прогибов. Периодичность проявления орогенических фаз примерно 30 млн лет. Если цикл Бертрана имеет продолжительность 150–200 млн лет, то в рамках проявления этого цикла можно насчитать до пяти циклов Штилле. Каждый из них следует рассматривать как проявление предварительной, частной орогенической фазы, их сумма приводит к завершающему орогенезу, на чем собственно и завершается цикл Бертрана. В фанерозойской истории Земли насчитывают от 20 до 33 орогенических фаз (циклов Штилле).

В представлении В.Е. Хаина, если завершение цикла Вильсона проявляется в полной коллизии между континентами и окончательном замыкании крупных океанических бассейнов, то завершение цикла Бертрана видится им в коллизии между микроконтинентами и континентами, в закрытии частных, небольших по размерам морских пространств. Циклы Штилле в этом процессе отражают отдельные эпизоды сближения микроконтинентов и закрытия разделяющих их морских бассейнов.

Причинами проявления циклов Вильсона, Бертрана и Штилле В.Е. Хаин считает глубинные процессы. За возникновение циклов Вильсона (рис. 2; табл. 1) ответственна крупномасштабная химико-плотностная конвекция в мантии; циклы Бертрана инициируются процессами в верхней мантии (до глубины 670 км); циклы Штилле – в астеносфере. По мнению В.Е. Хаина [56], в периоды между существованием суперконтинентов в мантии Земли превалирует двухъярусная конвекция с относительно небольшими по горизонтальному протяжению конвекционными ячейками в верхней мантии. Под влиянием верхнемантийной конвекции циклы Бертрана разыгрываются на пространствах между микроконтинентами и континентами, а циклы Штилле – между островной дугой и континентами или микроконтинентами.

Определенную роль в цикличности геологических процессов могут играть и астрономические причины. Например, периодическое пересечение Землей на ее пути вдоль галактической орбиты струйных потоков галактического вещества. Такие события могут ускорить течение тектонических процессов, способствовать активизации всей тектономагматической деятельности на Земле. Однако основную причину в крупномасштабной цикличности

тектонических событий В.Е. Хаин все же видит в глубинных явлениях.

Изложенное показывает сложность циклических процессов, прослеживающихся на протяжении геологической эволюции Земли, их многопричинность и наложение одних циклов на другие.

В настоящем пособии в основу геодинамического анализа нефтегазоносных бассейнов положена крупномасштабная цикличность, т.е. циклы Вильсона или геодинамическая цикличность эволюции литосферы в авторском изложении (рис. 2).

## **КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ**

1. Нефтегазоносный бассейн как геологическая структура.
2. Дивергентные, конвергентные и трансформные границы плит и ассоциированные с ними бассейны.
3. Стадии эволюции литосферы Земли и характерные для них современные осадочные бассейны.
4. Рифтогенные осадочные бассейны. Тепловая активизация и растяжение литосферы в истории погружения бассейна.
5. Бассейны континентального рифтогенеза, авлакогены. Особенности формирования осадочной толщи и теплового режима таких бассейнов.
6. Бассейны молодых океанов и пассивных окраин, их перспективы нефтегазоносности.
7. Природа формирования дельтовых бассейнов в пределах пассивных окраин океана.
8. Зоны субдукции океанической литосферы и приуроченные к ним осадочные бассейны.
9. Геодинамические предпосылки формирования задуговых и междуговых бассейнов (японского и марианского типов).
10. Бассейны предорогенной, раннеорогенной и посторогенной стадий эволюции литосферы.
11. Формирование месторождений УВ при надвигании моласс предгорного прогиба и самого орогена (включающего иногда и породы фундамента) на комплекс отложений пассивной окраины.
12. Перспективность бассейнов межгорных впадин, сформированных в пределах шовных зон в процессе аккреции микроконтинентов.
13. Природа формирования уникальных месторождений нефти Месопотамского залива и Аравии и оценка возможной роли в их образовании процессов надвигания в комплексе Загрос.
14. Многоэтапность развития нефтегазоносных бассейнов.



## Глава 2

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ

Геодинамическая цикличность в эволюции литосферы, обсуждавшаяся в главе 1, положена в основу понимания процессов образования и накопления нефти и газа в земной коре. Авторы учебника исходят из того, что геодинамический режим недр (прежде всего термобарические условия) напрямую влияет на генезис углеводородов и накопление их в залежи.

Определяющим фактором нефтегазообразования является степень прогретости недр, что неоднократно подчеркивалось ведущими геологами-нефтяниками нашей страны: Н.Б. Вассоевичем, А.А. Бакировым, А.А. Геодекианом, А.А. Трофимуком и др. Для начала процесса нефтегазообразования главным условием является не глубина погружения бассейна, а достаточная прогретость недр. При температурах до 65 °С из органического вещества (ОВ) генерируется лишь углеводородный газ (биогенный), в интервале температур 65–149 °С – нефть и частично газ, а при более высоких температурах – преимущественно газ (термогенный газ). При этом зона нефтегазообразования может залегать на различной глубине – от нескольких метров (при геотермическом градиенте 70–90 °С/км) до нескольких километров (при геотермическом градиенте 10–20 °С/км). Это объясняется следующим образом. Процесс преобразования ОВ можно рассматривать как диссоциацию различных соединений: кислот, восков, спиртов, эфиров, стеаринов, терпенов и т.д. Все эти процессы протекают с разрывом химических связей, в первую очередь между углеродом и гетероатомами (кислородом, азотом, серой). В то же время, разрывы химических связей могут происходить лишь при значительных затратах энергии. М.К. Калинин приводит такие данные по энергии разрыва в газообразных молекулах и радикалах органических веществ: для разрыва связи С-С, С-Н и С-S необходимо затратить 292–417 кДж/моль, для разрыва связи С-О – 292–834, С-N – 250–830 кДж/моль. При недостаточности теплового воздействия материнская порода будет характеризоваться лишь «точечной битуминозностью».

Наиболее благоприятная ситуация для нефтегазообразования возникает тогда, когда уже на ранних стадиях диагенеза осадки с рассеянным ОВ попадают в зону температур, достаточных для развития явлений его деструкции. В такой ситуации процессы

нефтегазообразования развиваются быстро и сравнительно полно. При этом за относительно короткий отрезок геологического времени (несколько миллионов лет) могут сформироваться крупные залежи нефти и газа, как это имеет место в рифтовых структурах земной коры.

Исследованиями И.И. Амосова, Н.П. Гречишникова и В.И. Горшкова было установлено, что главные запасы нефти в месторождениях мира размещаются в областях, характеризующихся палеотемпературами от 75 до 175 °С. Имеющийся опыт нефтегазопоисковых работ свидетельствует о том, что для формирования зон максимальных концентраций запасов нефти или газа при прочих равных условиях наиболее благоприятны те области литосферы, которые в течение рассматриваемого геологического отрезка времени обладали сравнительно более высокими параметрами палеогеотермического градиента и повышенным тепловым потоком Земли [13].

Если вернуться к стадиям и фазам эволюции литосферы, образующим полный геодинамический цикл ее развития, то наиболее энергетически активными будут фаза морского рифта, проявляющаяся в начале раскрытия океанов и субдукционно-обдукционная фаза, завершающая их развитие (рис. 2, б, д, е, табл. 1). Кроме высокой термической и сейсмической активности, что является определяющим фактором быстрой, в геологическом смысле времени, трансформации ОВ в углеводородные соединения и их миграции к местам скопления, эти фазы характеризуются накоплением значительных осадочных масс, обогащенных органикой, и максимальной раскрытостью недр, что создает благоприятные условия для взаимного обмена флюидами поверхностных и глубинных сфер.

В соответствии с этим предлагается выделять два основных механизма (модели) генезиса нефти и газа: субдукционно-обдукционный и рифтогенный.

Субдукционно-обдукционная модель нефтегазообразования характерна для зон субдукций, расположенных по окраинам океанов, и для коллизионных зон столкновения континентов при закрытии океанических пространств. Механизм предусматривает сгущение огромных масс осадков с рассеянным ОВ (аккреционные призмы), их затягивание непосредственно в зону поглощения, где они оказываются в жестких термобарических условиях. Находясь под действием высоких температур (100–400 °С) в течение 1–2 млн лет, органика попадает в ситуацию, сопоставимую с искусственной перегонкой органики в лабораторных условиях, где за короткий отрезок времени, но при сильном температурном воздействии, из растительных и животных остатков можно получить синтетическую нефть.

Сомнения в возможности такого механизма образования УВ, как правило, вызываются скудностью органических остатков в пелагических илах. Однако по мере продвижения к зоне субдукции эти илы получают дополнительные порции органики, и в зонах глубоководных желобов среднее содержание органического углерода достигает уже 0,78 %.

Океанические осадки, попавшие в зону поддвига, всегда насыщены поровыми и кристаллизационными водами, концентрация которых нередко достигает 50 %. При разогреве эти воды превращаются в термальные флюиды с температурой до 400 °С и давлением более  $2 \cdot 10^7$  Па. Кроме того, в зонах субдукции в результате дегидратации океанической коры высвобождается в большом количестве связанная вода, которая также участвует в образовании термальных флюидов. Флюиды будут стремиться уйти из-под зоны поддвига в область меньшего давления. На своем пути они неизбежно начнут выжимать, растворять и выносить капельножидкую нефть. Этот мощный фактор выноса микроневфти из материнской породы обеспечивает эффективное вытеснение и миграцию рассеянной микроневфти. Поднимающиеся по трещинам термальные воды с УВ (в свободном или растворенном состоянии) будут разгружаться в пределах литосферного выступа и в тылу островодужной системы с образованием залежей нефти и газа. В предложенном механизме мобилизация, миграция рассеянных УВ и формирование их месторождений происходят за счет активной «промывки» осадочных слоев термальными водами. Последние вовлекают образовавшиеся УВ в общий глубинный водоминеральный поток, направленный в сторону уменьшения давления, т.е. в сторону от зоны поддвига. Избыточное давление термальных вод поддерживается постоянной мобилизацией и перегревом поровых вод океанических осадков, а также вод, освобождающихся при дегидратации коры в зоне субдукции. По мере удаления от зон поддвига температура и давление термальных вод уменьшаются, замедляется и скорость фильтрации. Создаются условия, благоприятные для аккумуляции УВ в залежи. Используя плитотектоническую модель эволюции литосферы можно оценить современные масштабы этого процесса. Длина ныне действующих зон поддвига составляет примерно 40 тыс. км, а средняя толщина осадочного слоя океана – 500 м. При средней скорости 7 см/год под островные дуги и активные окраины континентов ежегодно затягивается около 3 млрд т осадков. Если принять среднее содержание органики в океанических осадках 0,5 %, а выход из них углеводов – 30 %, то ежегодно в зонах субдукции генерируется около 5 млн т УВ [44]. За весь фанерозой (последние 500–600 млн лет) при принятых условиях могло образоваться порядка  $(2,5-3) \cdot 10^{15}$  т

углеводородов, что в 1000 раз больше всех выявленных запасов нефти и газа [51].

Однако, если такое количество УВ и было генерировано в фанерозое, то остается существенная проблема, связанная с миграцией, аккумуляцией и сохранением генерированных углеводородов. Из общих соображений ясно, что в такой динамически активной зоне с обилием разломов и подвижек по ним углеводороды, генерированные в собственно зоне подвига, будут в основном рассеяны и по времени и, главное, по площади – ведь островные дуги, а вместе с ними и центры генерации мигрируют, а в моменты перестройки границ плит меняют свое положение скачкообразно. Возможно, с этим обстоятельством и связан тот факт, что почти отсутствуют свидетельства о накоплениях УВ, приуроченных к современным зонам активного поддвига. Там же, где они казалось бы есть (Яванская зона поддвига), месторождения связаны с задуговым или внутридуговым рифтингом и хорошо объясняются в рамках механизма локального рифтогенеза. Логично предположить, однако, что механизм термической деструкции ОВ пелагических осадков в зонах поддвига вносит вклад в генерацию метана и что часть этого метана выходит с вулканическими газами в атмосферу.

Накопление нефти и газа под действием субдукционно-обдукционного механизма достигает своего апогея в период окончательного закрытия океана, когда на месте океанических пространств формируются горноскладчатые области, отделенные от континентальных платформ передовыми прогибами (рис. 2, *e*).

Различают два основных механизма, приводящих к генерации УВ в зонах конвергенции плит. Первый, обусловленный поддвижением океанической плиты под островные дуги или континенты (субдукция), обсуждался выше, а второй, связанный с надвиганием островной дуги или края континента на пассивную окраину другого континента (обдукция), рассматривается ниже. Вторым механизмом (субдукционно-обдукционный) по масштабам образования нефти и газа должен существенно превосходить первый (рис. 6). Объясняется это тем, что в процесс обдукции вовлекается пассивная окраина континента, которая всегда имеет в своем основании мощную линзу осадочных пород (до 10–15 км). Этим объясняется высокая нефтегазонасыщенность недр платформенных окраин, прилегающих к горноскладчатым областям (рис. 6). В геологическом смысле – это передовые (предгорные) прогибы и прилегающие склоны платформ.

Наиболее крупные месторождения передовых прогибов связаны с их нижним, платформенным этажом, т.е. также с комплексом отложений пассивной окраины (Месопотамский, Западноканадский, Аквитанский, Предкавказские бассейны). По мере захо-

ронения комплекса отложений пассивной окраины под молассами предгорного прогиба и их пододвигания под формирующийся ороген происходит дополнительная генерация углеводородов в материнских толщах этого комплекса и их региональная латеральная миграция вверх по восстанию. В межгорных бассейнах отложения бывшей пассивной окраины часто слагают крупные тектонические покровы, подстилающие орогенный комплекс (рис. 6). Во всех этих случаях они остаются перспективными для поисков нефти и газа. Однако известные немецкие геологи-нефтяники считают, что сами орогенические пояса и зоны сжатия не относятся к местам, благоприятным для формирования достаточно протяженных, проницаемых путей миграции УВ. Напротив, в силу обилия активных разломов, складок, гетерогенного осадконакопления вертикальные или относительно короткие по горизонтали пути миграции будут более типичны для этих областей [155, 160]. Просачивание и выходы нефти на поверхность, ее биодеградация – довольно частые явления для активных орогенных областей. Но к их преимуществам относится обилие антиклинальных ловушек, приуроченных к складкам, сформированным в обстановке сжатия. Поэтому большую роль, особенно на складчатом борту передового прогиба, будет играть вертикальная миграция углеводородов по разломам из отложений пассивной окраины в перекрывающие отложения передового прогиба (например, в Месопотамском бассейне). Часть нефти и газа сохраняется в поднадвиговых зонах, образуя там крупные скопления. Примером могут служить обнаруженные в конце 70-х годов XX в. богатейшие месторождения нефти и газа под надвигами Скалистых гор и Аппалачей (рис. 6), под офиолитовым покровом на Кубе, в Швейцарских Альпах, Новой Зеландии, провинции Загрос и других районах мира. В России это прежде всего район Урала, где по результатам бурения и данным сейсморазведки под складчатым комплексом Уральских гор на глубинах 3–4 км находятся слабодислоцированные и почти горизонтальные платформенные комплексы (В.П. Гаврилов, 1998). Другими перспективными районами для поиска поднадвиговых месторождений углеводородов являются Северный Урал, Новая Земля, Пай-Хой и, конечно, Верхоянский антиклинорий, надвинутый на восточный край Сибирской платформы, где в зоне контакта располагаются Предверхооянский и Лено-Анабарский передовые прогибы, продолжающиеся в море Лаптевых [14].

Рифтогенная модель нефтегазообразования подразумевает накопление мощной толщи осадков (до 10–12 км), отложившейся вначале в континентальных условиях, а затем в обстановке межконтинентальных морей, типа современного Красного моря (рис. 7). Застойный режим осадконакопления благоприятен



Рис. 7. Этапы формирования осадочной толщи бассейнов континентального рифтогенеза [1]

ятствует формированию глинистых пород, обогащенных органикой в восстановительной геохимической обстановке.

Высокий тепловой поток, который идет от приближенной к подошве литосферы горячей мантии (астеносферный выступ), активизирует процессы переработки органики в капельножидкую нефть. В этой ситуации вовсе не обязательно, чтобы нефтегазоматеринские породы были погружены на значительную глубину. Образование нефти и газа может начаться и активно протекать уже в донных осадках, как это имеет место, например, в «горячих ямах» Красного моря и в наши дни.

Последующая эволюция пассивных окраин сопровождается опусканием их фундамента и дополнительным осадконакоплением (рис. 4). Из этого следует, что пассивные окраины континентов подвержены воздействию того же механизма нефтегазообразования, что и рифты, а именно: лавинное осадконакопление, в котором активное участие принимают речные артерии; повышенное содержание ОВ в отложениях; высокий прогрев недр.

Если процессы рифтогенеза не сопровождаются раскрытием океана, а останавливаются на фазе рифта, то над рифтовыми структурами обычно происходит заложение крупных впадин и синеклиз (рис. 7). Сначала идет накопление осадков большой мощности (4–7 км) за короткий (5–20 млн лет) промежуток времени (терригенные континентальные или озерные красноцветы с терригенно-вулканогенными породами в низах разреза). Источниками сноса служат как «плечи» рифта, так и внутренние горсты. Выше по разрезу, в течение первых морских трансгрессий, часто накапливаются мощные соленосные толщи. Для поздних стадий характерно накопление морских терригенных и карбонатных пород. Послерифтовый комплекс формируется в условиях равномерного опускания региона на площади, значительно пре-

вышающей площадь проявления рифтогенеза. Как правило, он отделен от рифтового комплекса региональным несогласием и характеризуется относительно спокойным, ненарушенным залеганием слагающих его осадочных толщ. Формируются региональные зоны нефтегазонакопления рифтогенного типа внутри континентов, к ним относятся, например, месторождения Западной Сибири, Северного моря, Суэцкого залива и ряда других регионов. Энергии недр в этих «несостоявшихся океанах» хватило лишь на образование системы рифтов различного типа, которые в дальнейшем переродились в крупные надрифтовые платформенные депрессии (синеклизы).

Таким образом, рифтогенные геодинамические режимы могут проявляться внутри континентов и быть внутриконтинентальными, а могут затрагивать и пассивные континентальные окраины и являться как бы окраинно-континентальными.

В качестве примера можно привести последовательность формирования пассивных окраин Южной Атлантики в мезозойскую эру, по которой имеется достаточный фактический материал.

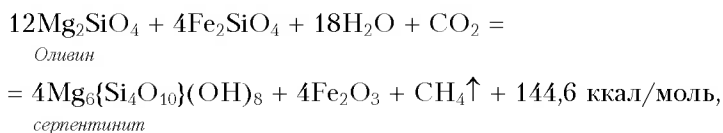
В юрский период суперконтинент Гондвана уже был охвачен рифтогенезом в начальной стадии с заложением системы внутриконтинентальных рифтов, которые расчленили его на фрагменты, ставшие впоследствии континентами южного полушария. В меловое время суперконтинент вступает в океаническую стадию развития. В конце поздне мелового времени система внутриконтинентальных рифтов преобразуется в систему межконтинентальных морских рифтов, отделявших Южную Америку от Африки, лишь в районе современного Гвинейского залива существовала структурная перемычка. Накопление ОВ происходило в условиях эстуариевых застойных бассейнов с высокой прогреваемостью недр, что, несомненно, играло решающую роль в процессах образования нефти и газа и предопределило образование в этих комплексах нефтегазоматеринских свит. В настоящее время отложения неосома, апта и альба регионально-нефтегазоносны как на атлантическом шельфе Африки, так и на шельфе Южной Америки. Аналогичный механизм формирования месторождений нефти и газа характерен и для других современных пассивных окраин континентов (рис. 4).

Наряду с рассмотренными двумя основными геодинамическими режимами, во многом определяющими «рождение» нефти в литосфере, не отвергается существование традиционной *депресссионной* или *бассейновой* модели нефтегазообразования, которая характерна для ряда крупных внутриплатформенных впадин, возможно, для некоторых межгорных впадин, не осложненных рифтогенезом. В отличие от субдукционно-обдукционного и

рифтогенного режимов депрессионный режим отличается относительно меньшей прогремостью недр и, следовательно, более «вялым» течением процессов нефтегазообразования. Для их активизации исходным осадкам требуется погрузиться на глубину 2–3 км, т.е. попасть в наиболее благоприятные термобарические условия (в главную зону нефтегазообразования по Н.Б. Вассоевичу).

Практически вся современная теория нефтегазообразования и все установленные закономерности накопления и размещения в земной коре нефти и газа были сформулированы под углом зрения депрессионного (бассейнового) мировоззрения. С этих позиций для образования УВ было необходимо: наличие солончатых водных бассейнов; восстановительная геохимическая обстановка осадконакопления; особые нефтегазоматеринские свиты; длительный (сотни миллионов лет) и устойчивый режим тектонического прогибания; погружение исходного пласта на достаточную глубину, чтобы он оказывался в условиях высоких температур (главная зона нефтегазообразования по Ro); значительные геостатические давления, которые отжимали бы протонефть из нефтегазоматеринских пород в пласты-коллекторы и т.д. Между тем, если осадочные породы с рассеянной органикой попадают в условия субдукционно-обдукционного или рифтогенного геодинамического режима, то значимость вышеперечисленного набора необходимых условий для генезиса УВ как бы отходит на второй план, уступая более мощному и более определяющему фактору нефтегазообразования в литосфере – геодинамическому режиму недр.

Важным преимуществом рифтогенной и субдукционно-обдукционной моделей нефтегазообразования, как уже отмечалось, является раскрытость недр, что предопределяет взаимный флюидный обмен поверхностных и глубинных сфер. При этом в низах коры создаются благоприятные возможности для гидротермальной синтеза метана за счет термической диссоциации океанической воды и растворенного в ней углекислого газа при участии железистых оливинов. При сравнительно небольших температурах порядка 200–300 °С реакция образования метана из серпентинита может протекать по следующей схеме [51]:



Авторы приведенной схемы оценивают масштаб этого явления до 10 млн т метана в год.



Таким образом, на современном этапе развития геологии нефти и газа представляется весьма вероятным существование в земной коре, гидросфере и атмосфере двух углеводородных потоков: органического и неорганического происхождения, которые в своей эволюции испытывают взаимное проникновение и смешение. Если посмотреть на эту проблему шире, то углеводороды, по крайней мере, в виде своих главных составляющих – углерода и водорода, как уже отмечалось выше, способны проникать и в мантию в зонах субдукции и уходить в космос, периодически возвращаясь из него на Землю (рис. 1). Растения и животные усваивают углерод, откуда бы он ни попал на Землю, и перерабатывают его в ОВ. В дальнейшем происходят частичная «утечка» углерода и консервация его в литосфере в виде залежей нефти и газа, каменного угля и карбонатов. Значительная часть углерода попадает через зоны поддвига в мантию Земли. Пройдя в ней сложные превращения, углерод в виде «газового дыхания» недр, содержащего  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  и другие эманации, вновь возвращается в литосферу, гидросферу, биосферу и атмосферу (рис. 1). И на этих восходящих ветвях круговорота углерода также происходят его «утечка», консервация в залежах и горных породах. Значительная его часть возвращается в атмосферу и частично рассеивается в космическом околоземном пространстве. Общим для двух типов круговорота углерода в природе является то, что углерод проходит через живые организмы и растения биосферы.

Думается, что предлагаемый геодинамический подход к пониманию круговорота углерода и водорода в природе в известной мере может примирить «органиков» и «неоргаников». Даже если УВ-газы и поступают на поверхность Земли из низов коры или из верхов мантии, то все равно углерод, входящий в их состав, когда-то был в живых организмах, видоизменялся в биосфере Земли. Касаясь вопроса о генезисе нефти, подчеркнем еще раз, что с геодинамических (микстгенетических) позиций он теряет смысл, ибо углерод, водород, как и другие «нефтяные» составляющие, присутствовали в разное время и в космосе, и в живых организмах, в коре и мантии Земли.

В отложениях древних геологических эпох, когда органическая жизнь в видовом и количественном отношении была ограничена, и на планете не существовало биосферы в ее современном понимании, углерод при своем обращении не образовывал УВ-соединений в заметных количествах. Они стали появляться уже в те времена, когда на Земле возникла биосфера. Причем по мере расцвета органической жизни увеличивается и «производство» нефти (рис. 8). Так, если проследить изменение ее запасов, содержащихся в древних и более молодых толщах, то оно выглядит следующим образом.

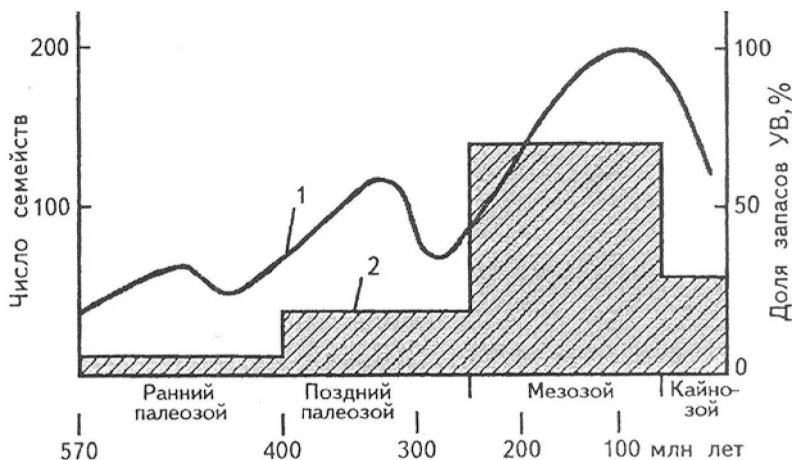


Рис. 8. Изменение числа семейств органического мира и доля запасов углеводородов в отложениях фанерозоя [15]:  
 1 – кривая изменения числа семейств органического мира (по С.А. Ушакову и Н.А. Ясаманову); 2 – диаграмма изменения доли запасов УВ в отложениях фанерозоя (по А.А. Бакирову)

В докембрийских образованиях залежей нефти обнаружено пока очень мало. На долю нижнепалеозойских отложений приходится 3,1 % общемировых запасов нефти, верхнепалеозойских – 3,7, мезозойских – 68,0 %, кайнозойских – 25,2 %. То же можно сказать и о УВ-газе – соответственно: 0,4; 26,3; 62,0; 11,3 %. Если проанализировать изменение числа семейств органического мира по этим же отрезкам геологического времени, то можно увидеть, что от древних эр к молодым «волны жизни» делаются все мощнее и значительнее (рис. 8). Максимум обоих показателей приходится на вторую половину мезозоя (юра, мел). По нашему мнению, это указывает на то, что только с появлением биосферы создаются условия для образования нефти и газа.

Оценивая с геодинамических позиций проблему генезиса нефти и газа, представляется необходимым на современном этапе развития нефтегазовой науки признать многофакторность, многовариантность этого процесса, отказаться от противостояния «органиков» и «неоргаников». Образование углеводородов обязано различным причинам, носит смешанный микстгенетический (полигенный) характер. В процессе глобальной эволюции вещества в природе нефти разного генезиса объединяются, формируя единую, порой противоречивую семью углеводородных соединений. Исходя из этого, целесообразно скорректировать

устоявшиеся представления о некоторых закономерностях распределения месторождений в земной коре и объектах поисково-разведочных работ.

### **КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ**

1. Каковы определяющие факторы для процессов генерации УВ?
2. Какие геологические циклы Вам известны?
3. Каковы основные циклы, стадии и фазы геодинамической модели нефтегазообразования?
4. Основные положения субдукционно-обдукционной модели нефтегазообразования. Приведите примеры.
5. Какова роль бывшей пассивной окраины континента в формировании зон нефтегазонакопления передовых прогибов?
6. Рифтогенная модель нефтегазообразования (бассейны внутриконтинентальные и окраинно-континентальные, т.е. пассивных континентальных окраин). Приведите примеры.
7. Образование метана при серпентинизации океанической коры.
8. Круговорот углерода (органического и неорганического) в природе.
9. Перечислить основные положения бассейновой модели нефтегазообразования.
10. Каковы основные положения современной микстенетической теории нефтегазообразования? Изложите ваше мнение.

## **Глава 3**

### **ЗАДАЧИ И ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РАБОТЫ СИСТЕМ МОДЕЛИРОВАНИЯ БАССЕЙНОВ**

Осадочный нефтегазоносный бассейн подобен химическому реактору, который генерирует углеводороды [155]. Однако, в отличие от реактора, где исходный состав продуктов, продолжительность реакций, температура и давление контролируются техническими средствами, в осадочных бассейнах мы можем лишь с некоторой точностью реконструировать условия формирования залежей нефти и газа. И лучшим средством для реконструкций служат компьютерные системы моделирования бассейнов. В предлагаемом курсе дается краткое описание аппарата моделиро-

вания бассейнов («Basin Modeling») и его применений к численной реконструкции истории погружения, изменения температуры и условий созревания органического вещества (ОВ) осадочных пород бассейна, а также истории генерации углеводородов материнскими свитами бассейна. Появление систем моделирования бассейнов 15–20 лет назад совпало с бурным развитием вычислительной техники, и в настоящее время системы «Basin Modeling» рассматриваются как обязательный инструмент оценки перспектив нефтегазосности бассейнов в большинстве компаний мира, ведущих разведку на нефть и газ.

Моделирование рассматривает эволюцию нефтегазоносных осадочных бассейнов, под которыми понимают сравнительно крупные геологические осадочные образования, в которых реализуются процессы генерации, миграции, аккумуляции, консервации и разрушения углеводородов (УВ), приводящие к формированию, а иногда и к разрушению месторождений нефти и газа. Генерация УВ в таких бассейнах осуществляется за счет разложения (термического крекинга) органического вещества (ОВ), захваченного погружающимися осадками.

В настоящее время в мире известен ряд пакетов моделирования бассейнов, разработанных ведущими исследовательскими центрами мира: «Basin Mod» (Platte River Associates, Inc., USA), «Temis Pack», «Temis-3D» (IFP, France), «Petro Mod», «Petro Gen» (IES, Germany), «BaseVal», «Kinetics», (ICU, Norway) и другие. Эти пакеты различаются по способу ввода, обработки и объему используемой информации, они используют всю мощь современного аппарата компьютерной графики для представления результатов моделирования в одно-, двух-, трехмерном виде с желаемой степенью детализации изучаемого участка бассейна и разреза. Однако часто за этой мощью графического интерфейса остаются в тени алгоритмы и физические принципы, лежащие в основе расчетов. Эти принципы опираются на изучение геологических, физических и химических характеристик процессов, протекающих в бассейнах, и являются общими для всех пакетов моделирования в той же степени, насколько общими являются рассматриваемые процессы в природе. Основная цель данного учебника – познакомить читателей с основными алгоритмами и допущениями, лежащими в основе моделирования бассейнов, чтобы способствовать более глубокому пониманию результатов моделирования и обосновать степень доверия к ним. Изложение материала будет вестись на примере системы ГАЛО, которую авторы применяли для численного моделирования осадочных нефтегазоносных бассейнов в течение последних 15–20 лет.

В числе основных задач, решаемых системами моделирования бассейнов, можно назвать следующие.

1. Численное восстановление истории погружения бассейна.

2. Расчет изменения термического режима осадочной толщи и подстилающей литосферы бассейна в условиях термической и тектонической активизации района, внедрения интрузий и резких колебаний климата.

3. Численная оценка изменения степени метаморфизма ОВ, захваченного осадочными породами бассейна.

4. Реконструкция истории реализации нефтегазогенерационного потенциала бассейна и оценка порога первичной эмиграции жидких УВ.

5. Восстановление спектра химико-кинетических реакций, управляющих процессами созревания ОВ материнских свит бассейна.

Блок-схема системы моделирования бассейнов включает три основных блока: 1) ввода данных по структуре и эволюции бассейна; 2) подготовки параметров, необходимых для моделирования бассейна (мощности уплотненных осадков, теплофизических характеристик слагающих пород, температуры в основании области счета и др.) и получаемых на основании обработки данных, введенных в первом блоке; 3) блока численного моделирования процессов погружения, теплопереноса и генерации углеводородов в бассейне. Первый блок содержит исходную базу данных и включает в себя современный осадочный разрез бассейна (мощности и возраст слоев), оценку амплитуд эрозии и длительностей перерывов в осадконакоплении, литологический состав и петрофизические характеристики пород осадочного разреза, структуру слоев и петрофизические характеристики пород подстилающей литосферы, индикаторы палеотемпературной истории бассейна (отражательная способность витринита, характеристики биомаркеров и другие), палеоклиматические данные, оценки палеоглубины моря в разные периоды развития бассейна, современный тепловой поток и измерения температур в скважинах, описание палеотектонической обстановки эволюции бассейна, составленное на основе анализа имеющейся геолого-геофизической информации по развитию бассейна.

Толщины и возраст слоев осадков, распределение пористости в уплотненных породах, давление в породах, изменение степени зрелости ОВ осадков с глубиной, измерения глубинных температур, оценки палеотемператур пород (по включениям жидкостей или другим методам), геохимические характеристики генерационных свойств пород (экстракция и данные пиролиза образцов материнских пород) и другие получаются в результате обработки данных бурения. Разумеется, не во всех случаях мы располагаем перечисленной базой данных, но пополнение ее повышает надежность результатов моделирования.

Часть исходной базы данных для моделирования бассейнов приводится в табл. 2 на примере реконструкции истории погружения и температурной эволюции осадочного бассейна Уэд эль Миа в Восточном Алжире в районе скв. Такхухт [119]. Таблица включает информацию по современным глубинам осадочных слоев, продолжительности различных периодов развития бассейна, литологическому составу пород осадочного разреза, вариациям температур на поверхности бассейна (палеоклимат; рис. 9, *a*) и глубин моря (рис. 9, *e*) за весь интервал развития бассейна. Второй блок системы моделирования имеет дело с подготовкой набора параметров, необходимых для численного моделирования термической эволюции бассейна. Он включает алгоритмы и программные модули, ответственные за вычисление объема неуплотненных осадков, отлагающихся на поверхности бассейна, оценки времени и амплитуд тектонических и термических событий в фундаменте (тепловой активизации или растяжения литосферы и др.; см. рис. 9, *e*), вычисление начального профиля температуры в литосфере бассейна (кривая 2 на рис. 9, *d*) и определение температуры в основании области счета. И, наконец, третий блок использует подготовленные исходные параметры модели для численного воспроизведения истории погружения, термической эволюции и созревания органического вещества в осадках (рис. 9, *b*). Сравнение пористости пород, температур и отражательной способности витринита, вычисленных в этом блоке, с измеренными значениями этих параметров (звездочки на рис. 9, *v* и *z*), содержащимися в базе данных, а также вычисление значений относительных вариаций амплитуд тектонического погружения фундамента, используются для корректировки исходных параметров моделирования бассейна

Третий блок системы моделирования бассейнов включает также пакет программ химико-кинетического моделирования. Кинетические спектры эффективных реакций созревания ОВ нефтематеринских пород (т.е. наборы значений энергии активации,  $E_i$ , частотных факторов  $A_i$ , и исходных потенциалов реакций  $X_i$ ) используются в этом блоке для вычисления генерации УВ и оценки порога первичной эмиграции жидких УВ (рис. 9, *z*, *u*). При наличии данных экспериментального пиролиза (открытого или замкнутого) образцов нефтегазоматеринских пород программы этого блока позволяют численно восстанавливать кинетические спектры эффективных реакций созревания ОВ этих пород.

Рис. 9 служит общей иллюстрацией результатов работы разных блоков системы моделирования бассейнов ГАЛО на примере восстановления истории погружения, эволюции температурного режима, созревания ОВ и реализации потенциала генерации УВ

Таблица 2

**Основные этапы эволюции бассейна Уэд эль Миа в районе скв. ТКТ-1  
(Восточный Алжир; [113])**

Номер	Этапы эволюции	Геологич. время, млн лет	Глубина, м	Литология		Палеоклимат, °С	Палеоглубина моря, м
				Гл:вл:ал:пс:из:дл:сл:ан:мр			
1	осадк.	0–65	0–125	00:00:00:90:10:00:00:00:00	15	0	
2	перерыв	65–91	125	–	15–18	0	
3	осадк.	91–93	125–322	00:00:00:00:50:40:00:00:10	12–18	0–30	
4	осадк.	93–97,5	322–870	00:00:00:00:00:00:40:60:00	12–13	30–80	
5	осадк.	97,5–113	870–1042	40:00:00:00:00:00:00:60:00	13–15	80–170	
6	осадк.	113–119	1042–1489	50:00:00:50:00:00:00:00:00	15	170	
7	осадк.	119–144	1489–2033	40:00:20:00:00:20:00:00:20	15–18	170–130	
8	осадк.	144–213	2033–2886	05:00:00:00:00:05:55:30:05	18	130–0	
9	осадк.	213–231	2886–3485	20:00:00:00:00:00:65:15:00	18	0	
10	осадк.	231–243	3485–3540	60:00:00:35:00:00:05:00:00	18	0	
11	осад.	243–248	3540–3711	00:100:00:00:00:00:00:00:00	18	0	
12	эрозия	248–286	2200	–	15–18	0	
13	перерыв	286–360	3711–3711	–	8–15	0	
14	осад.	360–408	3711–3711	54:00:00:46:00:00:00:00:00	7–8	0–240	
15	осад.	408–428	3711–3854	90:00:00:10:00:00:00:00:00	5–7	240–350	
16	осад.	428–438	3854–3924	90:00:00:10:00:00:00:00:00	5	350	
17	осад.	438–590	3924–4100	90:00:00:10:00:00:00:00:00	5–15	350–0	

З а м е ч а н и я : «Глубина» – современные глубины подошвы и кровли осадочного слоя или амплитуда эрозии. «осад.» – осадко-накопление, гл – глины, вл – вулканиты, ал – алевролиты, пс – песчаники, из – известняки, дл – доломиты, сл – соль, ан – ангидриты, мр – мергели.

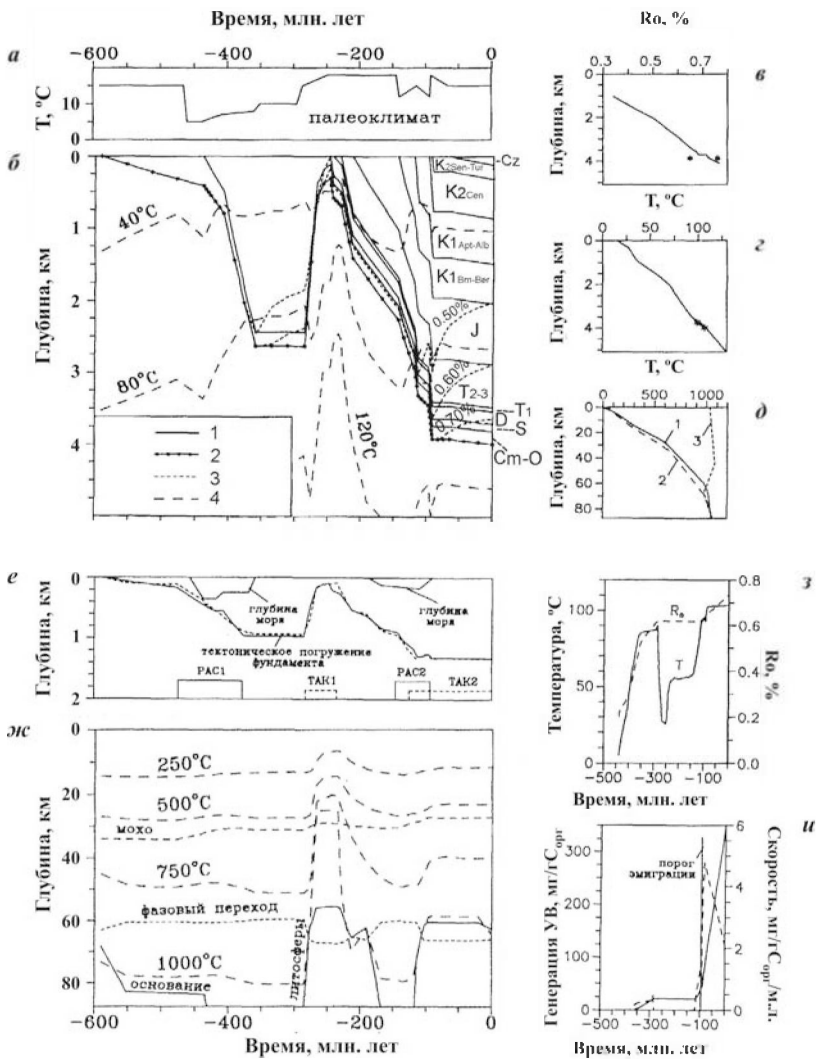


Рис. 9. Реконструкция температурно-временной истории бассейна Уэд эль Миа на площади Такхухт, Восточный Алжир [16, 114]

материнскими свитами бассейна Уэд эль Миа (табл. 2). На этом рисунке представлена реконструкция истории погружения бассейна, начиная с кембрия по настоящий период времени. Показаны изменения глубин осадочных слоев, изотерм, изолиний от-



ражательной способности витринита в истории погружения бассейна. Так, резкое воздымание слоев на рис. 9, б соответствует периоду эрозии в перми. Изолинии  $R_0$  характеризуют степень созревания ОВ в разные периоды эволюции бассейна. Рис. 9, а характеризует палеоклиматические условия развития бассейна. На рис. 9, е представлены вариации в глубинах моря и вычисленные значения тектонического погружения поверхности фундамента в истории погружения бассейна. Показаны периоды тепловой и тектонической активизаций литосферы бассейна, предполагаемые моделированием. Рис. 9, ж иллюстрирует реконструированную тепловую историю литосферы бассейна. Здесь показаны положения изотерм, глубин основания коры (поверхности Мохо) и подошвы литосферы а также глубины фазовых переходов в пределах мантии. На рис. 9, в, з вычисленные значения температур и степени зрелости ОВ сопоставляются со значениями, измеренными в современном разрезе бассейна. Рис. 9, д показывает профили температур в литосфере, вычисленные для периода зарождения бассейна (кривая 2) и настоящего времени (кривая 1) и сопоставляет их с кривой солидуса пород литосферы (кривая 3), определяющей термическую глубину основания литосферы. Рис. 9, з показывает изменение температуры и степени созревания ОВ в истории погружения материнской свиты силура в бассейне Уэд эль Миа. И, наконец, рис. 9, и демонстрирует вычисленную историю реализации нефтематеринского потенциала свиты, а также скорости генерации УВ и положение порога первичной эмиграции жидких УВ для пород свиты.

## **КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ**

1. Перечислить основные задачи, решаемые с применением систем численного моделирования осадочных нефтегазоносных бассейнов.
2. Дать характеристику основным графикам, представляющим результаты численного моделирования осадочного бассейна (на примере реконструкции конкретного осадочного бассейна).
3. Перечислить основные процессы, рассматриваемые в системах моделирования бассейнов и оказывающие влияние на генерацию УВ и формирование их месторождений.
4. Какие основные геологические, геофизические и геохимические данные используются в численном моделировании эволюции осадочных бассейнов и истории реализации их потенциала генерации УВ?
5. Какие параметры используются для контроля справедливости рассчитанной модели эволюции бассейна?

6. Назвать область применения систем моделирования бассейнов и охарактеризовать содержание отдельных блоков пакета моделирования.

7. Для осадочной свиты силура бассейна Уэд эль Миа на рис. 9, б указать время вхождения свиты в «окно генерации жидких УВ».

## Глава 4

### УПЛОТНЕНИЕ ОСАДКОВ, ИСТОРИЯ ПОГРУЖЕНИЯ БАСЕЙНА И ПОРИСТОСТЬ ПОРОД

#### 4.1. ИЗМЕНЕНИЕ ПОРИСТОСТИ И УПЛОТНЕНИЕ ПОРОД С ГЛУБИНОЙ

С погружением бассейна осадочные породы сжимаются, уменьшая объем порового пространства и высвобождая часть поровых вод. В системах моделирования бассейнов вместо вычисления скоростей смещения твердого скелета обычно имеют дело с вертикальными деформациями элементов сети (скелета) при уплотнении пород. Соотношение (1), отражающее факт пренебрежимости уменьшения объема скелета при погружении породы на глубину по сравнению с уменьшением порового пространства [128] служит основой процедуры «разуплотнения» (decompaction), применяемой для восстановления истории погружения осадочных бассейнов во всех пакетах по моделированию бассейнов:

$$\Delta z_1(1 - \varphi(z_1)) = \Delta z_2(1 - \varphi(z_2)). \quad (1)$$

Здесь  $\varphi(z)$  – пористость на глубине  $z$ ,  $\Delta z_1$  и  $\Delta z_2$  – толщины слоя на глубинах  $z_1$  и  $z_2$ , соответственно. Левый член уравнения (1) – это объем скелета пород элементарного слоя на глубине  $z_1$  (на единицу площади), справа объем скелета пород того же слоя на глубине  $z_2$ . Консолидация осадков под нагрузкой элементарного слоя  $\Delta z$  предполагается мгновенной, то есть следующей сразу же после отложения элементарного слоя  $\Delta z$  (рис. 10). И, напротив, в периоды эрозии и перерывов в осадконакоплении мощности осадков  $\Delta z_k$  не меняются.

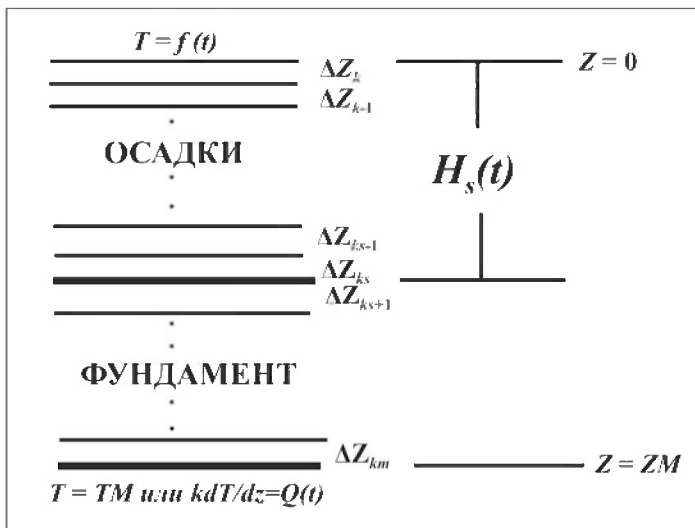


Рис. 10. Формирование области счета и граничные условия в численной реконструкции истории погружения и эволюции термических условий осадочных бассейнов в системе моделирования ГАЛО

В процедуре «разуплотнения» рассчитывается уменьшение пористости лежащих ниже пород, вызванное отложением элементарного слоя осадков на поверхности бассейна. Пористость – важнейшая характеристика осадочных пород, определяющая их тепловые и механические свойства. Пористость – функция эффективного напряжения в скелете пород  $\sigma$ , передающегося от кристалла к кристаллу на контактах зерен:

$$\varphi = \varphi(\sigma),$$

где  $\sigma = S_g - P$ ,  $P$  – поровое давление, минимальное значение которого равно гидростатическому давлению  $P_{гид} = \rho_w \cdot g \cdot z$ ;  $S_g$  – полная нагрузка от давления осадков, определяемая по формуле

$$S_g = \int_0^z \rho_s \cdot g \cdot dz' = \rho_b \cdot g \cdot z.$$

Здесь  $\rho_b$  – средняя плотность пород в столбце осадков высотой  $z$ ;  $\rho_s$  – плотность осадков на глубине  $z$ ;  $\rho_w$  – плотность воды. Следовательно, вес слоя осадков,  $S_g$ , поддерживается совместным действием эффективных напряжений скелета  $\sigma$  и давлением

жидкости в порах  $P$ , т.е.  $S_g = \sigma + P$ . В случае так называемого нормального давления поровое давление равно гидростатическому  $P_{гид}$  и тогда:  $\sigma = (\rho_b - \rho_w) \cdot g \cdot z$ , а величина эффективных напряжений в скелете определяется глубиной погружения и разностью между средней плотностью насыщенных водой осадков и плотностью воды.

Однако, в определении пористости при этом остаются проблемы, связанные с тем, что в глубоких частях бассейна ( $z > 2-3$  км,  $T \geq 70-100$  °С консолидация осадков может привлекать процессы растворения и осаждения минералов (кварца и др.), которые сильно зависят от температуры и значительно меньше от эффективных напряжений  $\sigma$  [124, 155]. Консолидация осадков, вызванная химическим диагенезом, т.е. немеханическая, может вызвать более интенсивное сокращение пористости, чем обычная механическая консолидация. Химические процессы более эффективно уменьшают проницаемость пород за счет цементации материала, чем обычное уплотнение [124].

Ситуация, когда пористость пород в разрезе является однозначной функцией давления или глубины, является признаком нормального распределения порового давления в бассейне с глубиной, т.е. когда оно соответствует гидростатическому градиенту на данной глубине. Во многих случаях зоны аномальных давлений (АПД) развиваются в сравнительно ограниченных областях осадочного разреза, и их возникновение является локальным событием по месту и времени своего проявления. Развитие ряда бассейнов протекало в отсутствии заметных аномальных поровых давлений в породах бассейна.

Поэтому использование заранее известной зависимости пористости от давления или глубины является общепринятым в системах моделирования бассейнов. При этом влияние локальных зон АВПД, анализируется обычно в рамках приближенных решений с подбором масштаба уплотнения породы. При моделировании бассейнов задают свой закон изменения пористости породы с глубиной для каждой из однородных литологических единиц осадочных слоев бассейна. При этом рассматривают три возможности:

1) экспоненциальная зависимость пористости от глубины:

$$\varphi = \varphi(0) \exp(-z/B); \quad (2)$$

2) линейная (некоторые песчаники):

$$\begin{aligned} \varphi(z) &= 0 \text{ для } z > B; \\ \varphi(z) &= \varphi(0)(1 - z/B) \text{ для } 0 \leq z \leq B; \end{aligned} \quad (3)$$

3) произвольная заданная функция  $\varphi = \varphi(z)$ , где  $\varphi(0)$  – пористость осадков при отложении на поверхности (средняя пористость верхних 100–150 м осадков данной литологии) и  $B$  – масштаб изменения пористости с глубиной.

В процедуре численного моделирования бассейнов процесс формирования осадочной толщи воспроизводится последовательным отложением тонких слоев неуплотненных осадков  $\Delta z$  на поверхности бассейна (рис. 10). Поэтому оценки необходимого объема неуплотненных осадков являются составной частью моделирования. При отложении элементарного слоя на поверхности, породы, лежащие ниже, уплотняются. Применяя соотношение (1) к мощности данного слоя  $z_1 \leq z \leq z_2$ , наблюдаемой в современном разрезе, получаем объем неуплотненных литологически однородных осадков  $H_0$ , который необходимо отложить дискретными порциями  $\Delta z_1$  на поверхности бассейна, чтобы в итоге с учетом уплотнения получить наблюдаемую в современном разрезе толщу:

$$H_0 = \frac{\int_{z_1}^{z_2} [1 - \varphi(z)] \cdot dz}{[1 - \varphi(0)]}. \quad (4)$$

Для экспоненциального закона (2) отсюда получаем:

$$H_0 = \frac{(z_2 - z_1)}{[1 - \varphi(0)]} \cdot \left[ 1 + \frac{\varphi(0) \cdot B}{(z_2 - z_1)} \cdot \left[ \exp\left(-\frac{z_2}{B}\right) - \exp\left(-\frac{z_1}{B}\right) \right] \right]. \quad (5)$$

Зависимость (2) справедлива в случаях, когда градиент давления не превышает гидростатический более чем на 100 м/км [129]. В зависимости от начальной пористости осадков значение  $H_0$  может в 2–3 раза превосходить мощность слоя в современном разрезе. Процесс уменьшения толщины слоя по мере его погружения в бассейне можно видеть на численных реконструкциях истории погружения осадочных бассейнов. Например, мощности неуплотненных осадков, которые при моделировании откладывались на поверхности осадочного разреза Тарумовской скважины в Восточном Предкавказье для самого нижнего слоя составляли  $H_0 \approx 2030$  м, что более чем в два раза превосходило мощность слоя  $4700 \leq z \leq 5500$  ( $\Delta H = 800$  м) в современном разрезе скважины. Для нефтематеринской пачки силура на рис. 9  $H_0 \approx 123$  м при  $\Delta H = 70$  м в современном разрезе. Значения  $H_0$  и интервал времени отложения слоя определяют среднюю скорость отложения осадков при формировании слоя в процессе моделирования.

Если известна зависимость  $\varphi(z)$ , то смещения скелета вычисляются по соотношению (1). Такое приближение, широко используемое в процедурах моделирования бассейнов ([147, 148, 155] и др.), дает возможность избежать громоздких вычислений в рамках теории консолидации неоднородной пористой среды с таким сильно изменчивым и трудно определяемым параметром, как проницаемость пород. Возможное влияние отклонений, вызванных локальными зонами АВПД, анализируется обычно в рамках приближенных решений или подбором параметров уплотнения породы в зависимости (2).

Параметры уплотнения пород слоя  $\varphi(0)$  и  $B$  в соотношениях (2) и (3) определяются либо из данных по измерению петрофизических свойств пород в кернах конкретных скважин, либо на основании среднемировых данных, приведенных для основных литологических единиц в табл. 3. В целом, параметры в табл. 3 отражают среднемировые данные для рассматриваемого типа пород с тенденцией к описанию свойств осадочных пород, отложенных в условиях морских бассейнов, типа Северного моря ([138, 93, 77] и т.д.). Эти значения можно использовать как первое приближение для пород реального осадочного бассейна, но

Таблица 3

Среднемировые значения петрофизических параметров основных осадочных фаций [65, 74, 77, 78, 80, 83, 84, 92, 93, 101, 119, 122, 123, 138, 142, 147, 148]

Но- мер	Порода	$\varphi(0)$	$B$ , км	$K_m$ , Вт/м <sup>2</sup> ·°С	$\Delta l$ , °С <sup>-1</sup>	$C_v$ , МДж/м <sup>3</sup> ·°К	$\rho_m$ , г/см <sup>3</sup>	$A$ , мкВт/м <sup>3</sup>
1	Глина	0,70	1,80	2,09	0,0005	2,26	2,70	2,09
2	Вулканит	0,50	3,27	2,01	0,0001	2,50	2,70	0,10
3	Алевролит	0,54	2,25	3,39	0,0020	2,68	2,66	1,21
4	Песчаник	0,40	3,00	5,44	0,0030	2,89	2,65	0,84
5	Известняк	0,60	1,90	2,97	0,0005	2,72	2,71	0,63
6	Доломит	0,50	2,00	4,61	0,0020	2,70	2,75	0,36
7	Соль	0,00	0,01	5,86	0,0050	1,85	2,16	0,00
8	Ангидрит	0,35	0,90	5,44	0,0050	2,01	2,40	0,08
9	Мергель	0,65	1,84	2,60	0,0005	2,54	2,71	1,21
10	Уголь	0,10	1,47	0,42	0,0001	1,00	1,40	0,00

Замечания:  $\varphi(0)$  – средняя пористость верхних (0–200 м) осадочных пород,  $B$  – масштаб изменения пористости с глубиной в зависимости:  $\varphi(z) = \varphi(0)\exp(-z/B)$ ,  $K_m$  – теплопроводность матрицы пород при температуре  $T = 0$  °С;  $\Delta l$  – коэффициент температурного изменения матричной теплопроводности:  $K_m(T) = K_m/(1 + \Delta l \cdot T(°C))$ ,  $C_v$  – объемная теплоемкость матрицы пород,  $\rho_m$  – плотность матрицы пород,  $A$  – объемная генерация радиогенного тепла в осадках.

желателен соответствующий контроль параметров по данным бурения.

Как правило, породы осадочных свит представляют собой смесь нескольких литологических единиц (см. табл. 2). Пористость таких пород вычисляется в соответствии с соотношением [80]

$$\frac{1}{1 - \varphi(z)} = \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{1 - \varphi_i(z)},$$

где  $C_i$  – доля  $i$ -й литологической единицы в породе,  $n$  – число литологических единиц в породе и  $\varphi_i(z)$  – пористость пород  $i$ -й литологической единицы на глубине  $z$ . Табл. 4 дает пример таких расчетов в систем моделирования ГАЛО для состава пород из табл. 2. Рис. 11 дает пример моделирования изменений пористости с глубиной в осадочном разрезе скв. 411 Уренгойского месторождения. Как видно, основными источниками этих

Таблица 4

**Петрофизические параметры осадочных пород бассейна Уэд эль Миа, скв. ТКТ-1**

Но- мер	$\varphi(0)$	$B$ , км	$K_m$ , Вт/м·°С	$Al$ , °С <sup>-1</sup>	$C_v$ , МДж/м <sup>3</sup> ·°К	$\rho_m$ , г/см <sup>3</sup>	$A$ , мкВт/м <sup>3</sup>
1	0,429	2,77	4,00	0,0027	2,872	2,66	0,816
2	–	–	–	–	–	–	–
3	0,572	1,91	3,49	0,0011	2,696	2,73	0,578
4	0,244	0,86	5,61	0,0050	1,943	2,30	0,050
5	0,577	1,39	3,71	0,0030	2,332	2,52	0,888
6	0,600	2,06	2,96	0,0017	2,575	2,71	1,465
7	0,635	1,88	2,82	0,0011	2,487	2,70	1,394
8	0,296	1,20	5,17	0,0043	1,993	2,32	0,209
9	0,354	1,24	4,72	0,0040	1,955	2,30	0,431
10	0,620	1,94	2,81	0,0015	2,462	2,66	1,549
11	0,500	3,27	2,01	0,0001	2,500	2,70	1,005
12	–	–	–	–	–	–	–
13	–	–	–	–	–	–	–
14	0,610	2,03	2,88	0,0016	2,549	2,68	1,516
15	0,684	1,84	2,24	0,0007	2,324	2,69	1,968
16	0,684	1,84	2,24	0,0007	2,324	2,69	6,699
17	0,684	1,84	2,24	0,0007	2,324	2,69	1,968

Замечание. Значения коэффициентов в таблице относятся к смесям литофаций, представленным в соответствующих строках табл. 2.

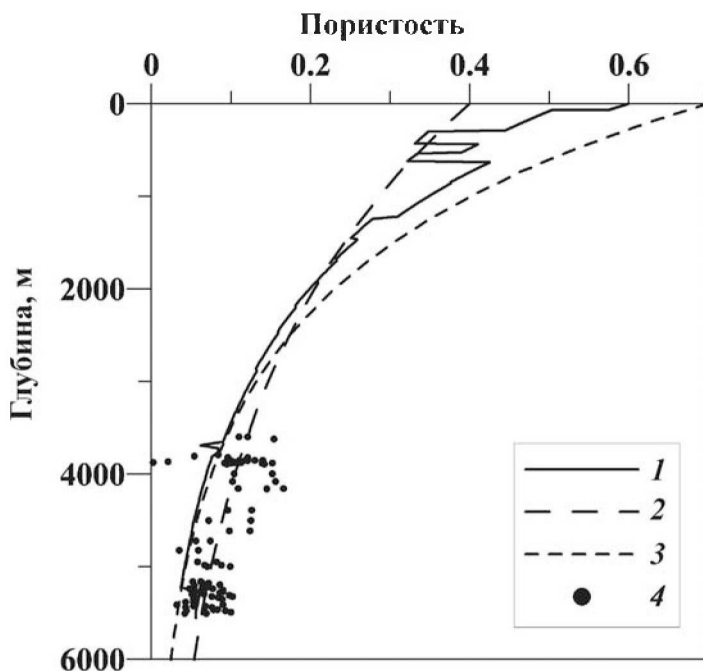


Рис. 11. Распределение пористости с глубиной осадочном разрезе скв. 411 Уренгойской площади [16]:

1 – значения, рассчитанные в модели; 2 – пористость, рассчитанная для чисто песчаного разреза, когда  $\varphi(z) = 0,4 \exp(-z/3)$ ; 3 – расчеты для чисто глинистого разреза с изменением пористости с глубиной по закону;  $\varphi(z) = 0,7 \exp(-z/1,8)$  (глубина  $z$  в км); 4 – значения пористости, измеренные в песчаных линзах

изменений являются постепенное уменьшение пористости с глубиной и ее скачкообразное изменение в зависимости от литологии пород.

## 4.2. ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ

Проницаемость относится к числу наиболее резко меняющихся и трудно определяемых параметров осадочных пород. Проницаемость определяет скорость течения жидкости в пористых средах, вызванную градиентом давления  $dP/dx_i$  в направлении оси  $x_i$

$$(V_{\text{Darcy}}) = -\frac{k}{\mu} \cdot \frac{dP}{dx_i}$$

Здесь  $k$  – проницаемость,  $\mu$  – динамическая вязкость жидкости (для воды  $\mu_w \approx 1,14 \times 10^{-3}$  Па·сек) и  $P$  давление в Па. Например,



для проницаемости  $k = 10^{-17} \text{ м}^2$  и градиента давления  $dP/dx = (100 \text{ м } \rho \cdot g / 1000 \text{ м}) \approx 10^3 \text{ н/м}^3 = 10^3 \text{ Па/м}$  объем грунтовых вод в  $\text{м}^3$ , переносимый в 1 сек через  $1 \text{ м}^2$  породы (или скорость Дарси), равен  $V_{\text{Darcy}} = 8,8 \times 10^{-12} \text{ м}^3/\text{м}^2\text{сек}$ . В таком течении скорость жидкости будет равна  $v = V_{\text{Darcy}}/\phi$ , и составляет около  $4,4 \times 10^{-11} \text{ м/сек} \approx 1,39 \times 10^{-3} \text{ м/год}$ .

По проницаемости породы грубо делятся на шесть категорий: высокопроницаемые –  $k > 1$  Дарси (грубые песчаники, трещиноватые известняки;  $1 \text{ Дарси} = 10^{-12} \text{ м}^2$ ), умеренно проницаемые –  $k = 0,001 - 1$  Дарси (песчаники), плохо проницаемые  $k = 0,001 - 10^{-6}$  Дарси (цементированные песчаники), практически непроницаемые  $k = 10^{-6} - 10^{-9}$  Дарси (мрамор, глинистые сланцы, гранит) и непроницаемые  $k < 10^{-9}$  Дарси (уплотненные глинистые сланцы, плотные известняки, в которых затруднено измерение проницаемости [148]). Непроницаемые и отчасти практически непроницаемые породы характеризуются частым проявлением гидролитического растрескивания. Скорость Дарси имеет размерность скорости, но по физическому смыслу это объем поровой жидкости, проходящий в направлении  $x_i$  через  $1 \text{ м}^2$  породы в секунду. Как отмечалось в рассмотренном выше примере, скорость течения такой жидкости будет равна  $v_{\text{flow}} = v_{\text{Darcy}}/\phi$ . Непроницаемые и отчасти практически непроницаемые породы характеризуются частым проявлением гидролитического растрескивания, возникающего в ответ на генерацию в порях аномально высоких давлений. Проницаемость пород  $k_x$  для течений вдоль простирания слоя, как правило, заметно больше, чем проницаемость  $k_z$  для потоков вкрест его простирания. Так, для песчаных пород  $k_x/k_z = 2,5$ , а для глинистых сланцев  $k_x/k_z = 10$ . Для оценки проницаемости по значениям пористости используется соотношение  $\log_{10}(k) = C + D\phi \text{ м}^2$ , где  $C = -13$  и  $-19$  и  $D = 2$  и  $8$  для песчаников и глинистых сланцев, соответственно [67]. Следует отметить, что соотношение пористость–проницаемость наименее коррелированы с наблюдаемыми данными в известняках, где часто встречаются пористые, но абсолютно непроницаемые известняки.

### 4.3. АНОМАЛЬНО ВЫСОКОЕ ПОРОВОЕ ДАВЛЕНИЕ

Давление поровой жидкости будет аномально высоким, если оно превышает гидростатическое давление  $P_g = \rho_w \cdot g \cdot z$  на данной глубине, где  $\rho_w$  – плотность воды и  $z$  – глубина. Аномальное давление препятствует консолидации пород и способствует сохранению более высоких значений пористости пород, чем было бы при нормальном уплотнении. В природе аномально высокое поровое

давление (АВПД) может развиваться за счет целого ряда процессов, связанных с сокращением объема пор, увеличением объема поровой жидкости и гидрогеологическими факторами. Рост АВПД за счет изменений объема пор и поровой жидкости будет эффективным лишь при хорошем качестве изоляции жидкости в порах или в ловушке. Поэтому пересмотр роли некоторых механизмов генерации АВПД в последние 10–15 лет в основном был связан с изменением в оценках водоизолирующих свойств пород [124].

а) **АВПД при неравновесном уплотнении** развивается тогда, когда жидкость не может покинуть область консолидации осадков достаточно быстро, например, в силу низкой проницаемости вмещающих пород, и тогда давление поровой жидкости начинает превышать гидростатическое. Условия его появления – быстрое погружение и низкая проницаемость пород, например, мощные слои глин, сланцев, мраморов при быстром погружении. При скоростях осадконакопления меньших 100 м/млн лет появление зон АВПД за счет механизма неравновесного уплотнения маловероятно. Аномальное давление, создаваемое неравновесным уплотнением, относится, как правило, к нестационарным эффектам. Со временем оно должно диссипировать либо за счет медленного вертикального потока жидкости и газа, либо за счет латеральной миграции через водоносные горизонты, вмещенные в слои глинистых сланцев [124].

б) **АВПД при тектоническом сжатии.** Латеральное тектоническое сжатие может привести к росту порового давления тем же путем, что и вертикальные напряжения, вызывающие появление АВПД при неравновесном уплотнении (обширная зона с аномальным давлением, имеющая ширину 40–150 км и длину 650–800 км, связанная с трансформным разломом Сан Андреас в Калифорнии, аномально сжатые осадки под аккреционными призмами, соляной диапиризм). Тектонические процессы могут привести к быстрому возникновению зон АВПД и к столь же быстрой их релаксации в зависимости от геологического строения области и от характера тектонической активности в районе [124].

в) **АВПД за счет акватермального расширения поровой жидкости.** Расширение объема жидкости при этом оказывается сравнительно малым (на 1,65 % при росте температуры от 54 до 93 °С) и легко диссипирует путем истекания жидкости из объема в том числе и в низкопроницаемых породах. Акватермальное повышение порового давления оказывается пренебрежимым по сравнению с эффектом неравновесного уплотнения даже в породах с проницаемостью  $3 \cdot 10^{-12}$  мД (1 Дарси =  $10^{-12}$  м<sup>2</sup>), тогда как измеренная проницаемость реальных глин варьирует от  $1 \cdot 10^{-1}$ – $1 \cdot 10^{-8}$  мД [124].

г) **АВПД** за счет процессов диагенеза пород. Рост объема жидкости, связанный с дегидратацией смектита, будет слишком мал и не сможет генерировать заметных АПД даже при идеальных ловушках для жидкости. Реакции перехода смектита в иллит достаточно медленны и в условиях реальных бассейнов приводят к плавному, постепенному (а не обвальному) высвобождению воды. Реакции преобразования гипса в ангидрит ( $40 < T < 60$  °С; потеря 39 % связанной воды) вряд ли могут участвовать в создании аномальных зон на глубинах выше 1 км. Влияние цементации на уменьшение проницаемости пород и стимулирование через это формирования АВПД в механизме неравновесного уплотнения вполне вероятно [124].

д) **Генерация углеводородов как причина АВПД.** Доказательства роста порового давления при созревании ОВ следуют из самого факта первичной миграции УВ из слабопроницаемых материнских пород. Эта миграция предполагает высокие внутренние поровые давления в материнских породах, которые способствуют выделению нефти через микропоры или микротрещины. Рис. 12 иллюстрирует историю изменения порового давления в процессе погружения пород баженовской нефтематеринской свиты Уренгойской площади Западно-Сибирского бассейна в районе скв. 411. Рост аномального порового давления в материнских породах баженовской свиты, перекрытых мощным (до 300 м) слоем глинистых сланцев ачимовской свиты, совпадает с началом заметной генерации жидких УВ. С приближением к порогу миграции поровое давление достигает предела образования микротрещин растяжения и поддерживаемое продолжающейся генера-

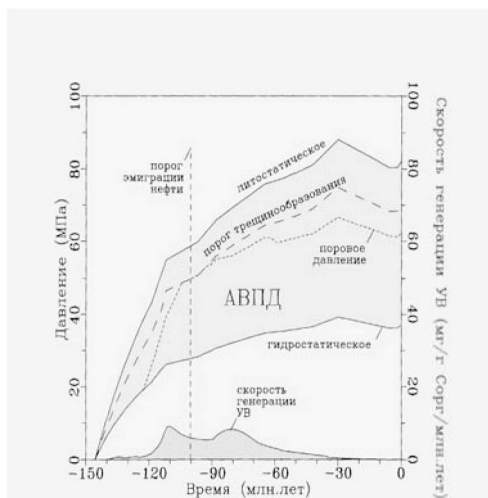


Рис. 12. Численная реконструкция эволюции порового давления для пород кровли баженовской свиты в осадочном разрезе Уренгойской площади Западно-Сибирского бассейна, скв. 411

цией УВ сохраняется некоторое время на этом уровне. Затем оно может релаксировать. В разрезе скв. 411 продолжающаяся генерация и хорошее качество ловушек поддерживают АВПД на уровне 1,6–1,7 от гидростатического давления и в современном разрезе, тогда как для Геологической площади того же бассейна в районе скв. 35, аномальное давление релаксировало до гидростатического.

В этом примере порог микрорастрескивания (начала эмиграции жидких УВ) достигается, когда поровое давление возрастает до значения 0,85 литостатического давления. Считается, что этот момент наступает при заполнении 20 % порового объема жидкими УВ [82, 149]. Время достижения порога эмиграции жидких УВ отмечено на рис. 12 вертикальной линией.

Исследования показывают, что генерация газа при вторичном крекинге жидких УВ на газ и кокс является весьма вероятным механизмом формирования АВПД на больших глубинах. Крекинг только 1 % нефти способен повысить поровое давление до литостатического, т.е. превышающего предел гидрорастрескивания [149].

е) **Движение метеорных вод** под действием гидравлического напора может создавать аномалии давления в неглубоких осадочных горизонтах с обильным обводнением. Для функционирования этого механизма требуется существование приподнятых структур (горы, плато) и латеральная непрерывность резервуаров под непрерывной крышкой.

**В моделировании бассейнов** предполагают, как правило, нормальный ход давления с глубиной и задаются заранее известной зависимостью изменения пористости с глубиной. Возможные отклонения в зависимости, вызванные локальными зонами АВПД, анализируются в рамках приближенных решений.

## **КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ**

1. Каков физический смысл соотношения, связывающего изменение мощности элементарного слоя осадков с его пористостью и используемого в моделировании для реконструкции истории погружения бассейна?

2. Привести наиболее известные законы изменения пористости осадочных пород с глубиной. Назвать наиболее и наименее сжимаемые породы осадочного разреза.

3. По какому алгоритму вычисляется изменение пористости с глубиной в осадочных породах, представленных смесью литологических единиц?

4. Как можно оценить проницаемость породы, зная ее пористость?

## ЗАДАЧИ

1. Используя среднемировые данные теплофизических параметров пород из табл. 3 и принимая экспоненциальный закон (2) изменения пористости пород с глубиной, определить, на какой глубине пористость глинистых (карбонатных, песчаных, алевролитовых, мергелей) пород уменьшается в 3 раза по сравнению со значениями на поверхности и на какой глубине она будет меньше 20 %, 5 % и 2 %?

2. Используя данные табл. 2, оценить поверхностную пористость  $\phi(0)$ , а также пористость на глубине 3 км для смесей пород: (а) 50 % глини и 50 % песчаников; (б) 30 % алевролитов, 30 % известняков и 40 % мергелей; (в) 40 % глини и 60 % ангидритов.

3. Оценить приближенно, на какой глубине пористость смесей пород, указанных в задаче 2, будет меньше 20 %, 5 % и 2 %?

4. Какова должна быть доля примеси галита в глинистом песчанике, чтобы пористость смеси пород не превышала 10 % на глубине 2 км?

5. Получить формулу для оценки объема литологически однородных неуплотненных осадков, формирующих слой на глубине  $Z_1 \leq Z \leq Z_2$  при произвольном законе изменения пористости с глубиной. Рассмотреть предельный случай больших глубин.

6. То же, что и в задаче 5, но для экспоненциального закона изменения пористости с глубиной.

7. Оценить объем (мощность) неуплотненных осадков, представленных смесью пород (50 % глини и 50 % песчаников; 30 % алевролитов, 30 % известняков и 40 % мергелей; 40 % глини и 60 % ангидритов) и формирующих слой на глубинах: а) от 2,5 до 2,7 км; б) от 3,4 до 4,2 км; в) от 5,5 до 6,8 км.

8. Для уплотненных глини со специфической поверхностью  $S_0 = (1-3) \cdot 10^8 \text{ м}^2/\text{м}^3$  оценить по формулам Карнеги–Кармана проницаемость для вертикального и горизонтального течений Дарси при пористости пород, равной 20, 10, 5 и 2 %.

9. Оценить скорости объемного течения (Дарси) и скорости жидкости в породе для проницаемостей и пористостей пород, рассчитанных в задаче 8. Оценки сделать для течений по напластованию и нормально к нему, считая, что продольное течение вызвано подъемом горизонта на 200 м на расстоянии 2 км.

10. Получить оценки тех же параметров, что и в задачах 8, 9, но для пород песчаников.

### Указания к задачам (8–10).

Формула Карнеги–Кармана, связывающая пористость породы  $\phi$  с ее проницаемостью  $k$  имеет вид [67, 68, 148]

$$k = 0,2\varphi^3 / [(1 - \varphi)^2 S_0^2] \text{ для } \varphi \geq 10 \%;$$

$$k = 0,2\varphi^5 / [(1 - \varphi)^2 S_0^2] \text{ для } \varphi < 10 \%.$$

Скорость течения жидкости Дарси в пористых средах, вызванного градиентом давления  $dP/dx_i$  в направлении оси  $x_i$  равно:

$$(v_{\text{Дарси}}) = -\frac{k}{\mu} \cdot \frac{dP}{dx_i},$$

где  $k$  – проницаемость,  $\mu$  – динамическая вязкость жидкости (кинематическая вязкость воды  $\nu = \mu_w/\rho_w$ ) и  $P$  давление. Динамическая вязкость воды  $\mu_w = 1,14 \times 10^{-3}$  Па·сек (1 Па = 1 н/м<sup>2</sup> = 10 дин/см<sup>2</sup> = 10<sup>-5</sup> бар = 1,02 × 10<sup>-5</sup> атм = 0,102 кгс/м<sup>2</sup>) = 1,14 × 10<sup>-3</sup> (н/м<sup>2</sup>)·сек.

Горизонтальный градиент давления,  $dP/dx$ , вызван перепадом давления в наклонном пласте, поднятом на 200 м на расстоянии 2 000 м, а вертикальный,  $dP/dz$  – разностью давления вертикальной нагрузки осадков и порового давления:

$$dP/dx = (200 \text{ м} \cdot \rho \cdot g / 2000 \text{ м}) \approx 103 \text{ н/м}^3 = 10^3 \text{ Па/м};$$

$$dP/dz \approx ((\rho - \rho_w) \cdot g) \approx 1,5 \times 10^4 \text{ н/м}^3 = 1,5 \times 10^4 \text{ Па/м}.$$

#### Ответ к задачам 8–10:

$\varphi$	0,20	0,10	0,05
$k$ (м <sup>2</sup> ) (Карман; глины)	$6,25 \times 10^{-20}$	$6,2 \times 10^{-21}$	$1,7 \times 10^{-23}$
$v_{\text{Дарси}}$ (м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> сек) ( $x$ )	$5,48 \times 10^{-14}$	$5,44 \times 10^{-15}$	$1,49 \times 10^{-17}$
$v_{\text{Дарси}}$ (м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> сек) ( $z$ )	$8,22 \times 10^{-13}$	$8,16 \times 10^{-14}$	$2,23 \times 10^{-16}$
$Vx = v_{\text{Дарси}}/\varphi$ (м/сек)	$2,74 \times 10^{-13}$	$5,44 \times 10^{-14}$	$2,98 \times 10^{-16}$
$Vz = v_{\text{Дарси}}/\varphi$ (м/сек)	$4,11 \times 10^{-12}$	$8,16 \times 10^{-13}$	$4,46 \times 10^{-15}$
$k_x = 10^{(-19+8\varphi)}$ м <sup>2</sup> (глины)	$3,98 \times 10^{-18}$	$6,31 \times 10^{-19}$	$2,52 \times 10^{-19}$ [67]
$v_{\text{Дарси}}$ (м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> сек) ( $x$ )	$3,49 \times 10^{-12}$	$5,53 \times 10^{-13}$	$2,21 \times 10^{-13}$
$v_{\text{Дарси}}$ (м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> сек) ( $z$ )	$5,23 \times 10^{-11}$	$8,29 \times 10^{-12}$	$3,31 \times 10^{-12}$
$Vx = v_{\text{Дарси}}/\varphi$ (м/сек)	$1,75 \times 10^{-11}$	$5,53 \times 10^{-12}$	$5,04 \times 10^{-12}$
$Vz = v_{\text{Дарси}}/\varphi$ (м/сек)	$2,62 \times 10^{-10}$	$8,29 \times 10^{-11}$	$6,62 \times 10^{-11}$
$k = 10^{(-13+2\varphi)}$ м <sup>2</sup> (песчаник)	$2,51 \times 10^{-13}$	$1,58 \times 10^{-13}$	$1,26 \times 10^{-13}$ [67]
$v_{\text{Дарси}}$ (м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> сек) ( $x$ )	$2,20 \times 10^{-7}$	$1,39 \times 10^{-9}$	$1,11 \times 10^{-11}$
$v_{\text{Дарси}}$ (м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> сек) ( $z$ )	$3,30 \times 10^{-6}$	$2,08 \times 10^{-10}$	$1,66 \times 10^{-10}$
$Vx = v_{\text{Дарси}}/\varphi$ (м/сек)	$1,10 \times 10^{-6}$	$1,39 \times 10^{-8}$	$2,22 \times 10^{-10}$
$Vz = v_{\text{Дарси}}/\varphi$ (м/сек)	$1,15 \times 10^{-5}$	$2,08 \times 10^{-9}$	$3,32 \times 10^{-9}$

## Глава 5

### ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ПОГРУЖЕНИЯ БАСЕЙНА

#### 5.1. УРАВНЕНИЕ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

В системах моделирования бассейнов распределение температуры в осадочной толще и подстилающей литосфере находится решением уравнения теплопереноса:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial [C_v(z, t) \cdot T(z, t)]}{\partial t} + \frac{\partial [C_{vm}(z, t) \cdot V(z, t) \cdot T(z, t)]}{\partial z} = \\ & = \frac{\partial \left[ K(z, t) \cdot \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right]}{\partial z} + A(z, t). \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь  $T$  – температура,  $K$  – теплопроводность,  $C_v = \rho C_p$  и  $C_p$  – теплоемкости на единицу объема и массы породы, соответственно,  $\rho$  – плотность,  $A$  – генерация тепла в единице объема,  $z$  – глубина и  $t$  – время. Скорости грунтовых вод и выжимаемой поровой жидкости ( $V$ ) рассматриваются в системе координат, связанной с «неподвижным» фундаментом. В той же системе координат и находилось решение уравнения (6). Алгоритм численного решения воспроизводил природный процесс осадконакопления путем наращивания сверху области счета на элемент  $dz$  каждый элементарный промежуток времени  $dt$  (рис. 10),  $dz$  есть объем осадков (на единицу площади), отложенных на поверхности бассейна за интервал времени  $dt$  при температуре, отвечающей климатическим условиям бассейна в этот интервал времени. Рассчитывалась консолидация осадков под действием веса вновь отложенного элемента и соответствующие деформационные смещения узловой сетки [16]. Распределение температур, достигнутое к концу предшествующего шага времени, смешалось вместе с узлами деформируемой решетки и рассматривалось в качестве начального для решения уравнения (6) на последующем шаге времени.

Рассматриваемый вариант уравнения теплопроводности является одномерным и применяется к анализу так называемых «плоских» бассейнов. Для многих осадочных бассейнов мира или их отдельных площадей, где толщина осадочного покрова и литологический состав пород не меняются заметно на расстоянии,

сравнимом с мощностью покрова, это ограничение оправдано. В то же время одномерный вариант позволяет создать более универсальную систему моделирования, позволяющую анализировать такие процессы, как тепловое взаимодействие осадочной толщи и фундамента бассейна, вариации тектонического погружения фундамента, формирование и деградация криолитозон, тепловое влияние интрузий, тектоническая или тепловая активизация литосферы бассейна. Анализ всех этих процессов в варианте двумерного бассейна был бы сильно затруднен, а в ряде случаев и просто невозможен.

## 5.2. КОНВЕКТИВНАЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ

Вклад конвективного теплопереноса в тепловой баланс системы часто оценивают, используя распределение температуры в пористом слое с вертикальным течением грунтовых вод. Если в кровле слоя  $z = z_1$  и в его основании  $z = z_2$  поддерживается температура  $T_1$  и  $T_2$ , соответственно, и  $v_w$  – скорость движения грунтовых вод ( $v_w > 0$  для нисходящего движения), то стационарное распределение температур имеет вид:

$$\frac{T(z) - T_1}{T_2 - T_1} = \frac{\exp(Pe \cdot \xi) - 1}{\exp(Pe) - 1}, \quad (7)$$

где  $\xi = (z - z_1)(z_2 - z_1)$  – безразмерная глубина и

$$Pe = \frac{q_{\text{convect}}}{q_{\text{conduct}}} = \frac{(\rho_w \cdot C_{Pw} \cdot v_w \cdot \Delta T)}{\left(K \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z}\right)} = \frac{\rho_w \cdot C_{Pw} \cdot v_w \cdot \Delta z}{K} \quad (8)$$

– число Пекле, характеризующее теплоперенос в конвектирующем слое  $\Delta z = z_2 - z_1$ . Это число равно безразмерному отношению конвективной составляющей теплового потока с температурой  $\Delta T = T_2 - T_1$  к кондуктивной [71]. Число Пекле эквивалентно числу Нуссельта в теории гидротермального теплопереноса. При оценках интенсивности гидротермального теплопереноса можно отметить, что обычная термическая конвекция грунтовых вод будет сильно подавляться в слоях, характеризующихся ростом солёности вод с глубиной [107]. Последнее типично для многих бассейнов и поэтому свободная термическая конвекция наблюдается либо в пресных грунтовых водах, либо в водах с однородной по глубине солёностью. Отметим также, что фильтрационное течение грунтовых вод по простиранию квазигоризонтальных осадочных слоев протяженностью в сотни километров может практически не влиять на **вертикальное (глубинное)** распределение



температур, если изучаемая область достаточно удалена от мест инфильтрации метеорных вод на поверхности бассейна. Причина в том, что вода таких удаленных участков водоносных горизонтов успевает достичь теплового равновесия с вмещающими породами на расстояниях  $x \gg [v_w \cdot (\Delta h)^2 / \kappa_{\text{rock}}]$ , где  $v_w$  – скорость воды в водоносном горизонте,  $\Delta h$  – мощность горизонта и  $\kappa_{\text{rock}}$  – термическая диффузия пород горизонта, поры которых насыщены грунтовыми водами. Например, для течения со скоростью  $v_w = 10$  м/год в слое мощностью  $\Delta h = 100$  м с термической диффузией пород  $\kappa_{\text{rock}} = 3 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/сек тепловое равновесие водоносного горизонта с вмещающими породами достигается уже на расстояниях 300–500 м от входного сечения горизонта. В любом случае оценка эффективности конвективного теплопереноса требует адекватной оценки скорости движения поровых вод.

### 5.3. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Основной особенностью уравнения (6) является заметное изменение его коэффициентов с глубиной и временем, определяемое зависимостью теплофизических параметров пород от их литологического состава, пористости  $\phi$  и температуры  $T$ . В системах моделирования бассейнов плотность осадочных пород ( $\rho_s$ ), их объемная теплоемкость ( $CV_s$ ) и теплопроводность ( $K_s$ ) определяются через значения этих параметров для минерального скелета ( $\rho_m, CV_m, K_m$ ) и воды ( $\rho_w, CV_w, K_w$ ) [147–149]

$$\rho_s(z) = \rho_m[1 - \phi(z)] + \rho_w\phi(z),$$

$$CV_s(Z) = CV_m[1 - \phi(z)] + CV_w\phi(z), \quad (9)$$

$$K_s(Z) = K_m^{(1-\phi(z))} K_w^{\phi(z)}.$$

Со своей стороны, термофизические параметры воды и скелета осадочных пород в (7) изменяются с температурой  $T$  и давлением  $P$ . Теплопроводность минерального скелета  $K_m$  уменьшается с ростом температуры по закону:

$$K_m = K_m(T = 0 \text{ } ^\circ\text{C}) / (1 + A \cdot T). \quad (10)$$

Для галита, ангидритов и песчаников изменения теплопроводности с температурой оказываются наиболее сильными (табл. 5). На больших глубинах, при высоких температурах эти изменения могут стать заметными и для других пород (рис. 13).

Таблица 5

Пределы изменения теплопроводности пород ( $K$ ) и их матрицы ( $K_m$ ) с глубиной  $z$ , температурой  $T$ , и пористостью  $\phi$ , вычисленные для песчаника, глины и глинистого песчаника на основании формул (2, 9, 10) и табл. 3

$z$ , км		0	1	2	3	4	5	6
$T$ , °C		0	30	60	90	120	150	180
Глины	$\phi$	0,700	0,402	0,230	0,132	0,076	0,0435	0,025
	$K_m$	2,090	2,059	2,029	2,000	1,972	1,944	1,917
	$K$	0,836	1,224	1,512	1,693	1,793	1,842	1,859
Песчаники	$\phi$	0,400	0,287	0,205	0,147	0,105	0,0755	0,054
	$K_m$	5,440	4,991	4,610	4,283	4,000	3,752	3,532
	$K$	2,198	2,671	2,998	3,180	3,257	3,252	3,199
Глин. песчаники	$\phi$	0,600	0,349	0,218	0,140	0,091	0,0598	0,0397
	$K_m$	3,229	3,206	3,058	2,927	2,808	2,701	2,602
	$K$	1,135	1,749	2,116	2,325	2,426	2,460	2,449

Замечания: теплопроводности  $K$  и  $K_m$  в единицах Вт/м·°К. В расчетах предполагался постоянный градиент температуры  $dT/dz = 30$  °С/км; теплопроводность воды бралась постоянной  $K_w = 0,565$  Вт/м·°К; пористость и теплопроводности пород вычислялись по формулам (2,9–11).

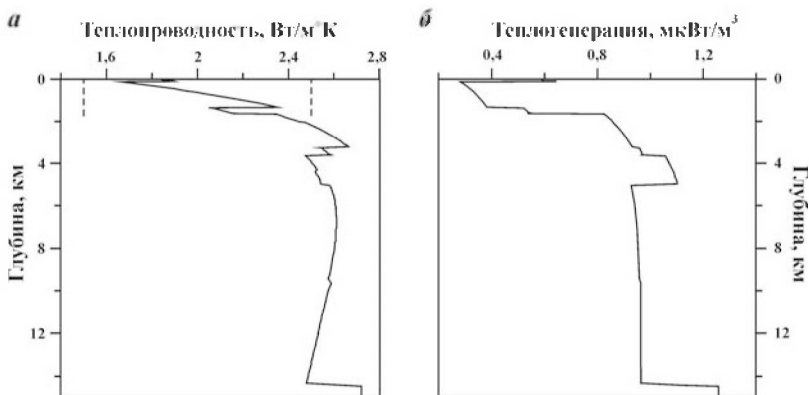


Рис. 13. Вычисленные вариации теплопроводности (а) и теплогенерации (б) с глубиной в современном осадочном разрезе Ахмеровской площади осадочного бассейна Башкортостана [18].

Значения параметров, измеренные для пород изучаемой области, менялись в пределах, ограниченных вертикальными пунктирными линиями (см. главу 12)

\*Породы верхнего венда с максимальным содержанием песчаной фракции характеризуются максимальной теплопроводностью (табл. 1–4). Для глубин менее 6 км преобладает эффект увеличения теплопроводности с глубиной, связанный с уменьшением пористости. Для пород, залегающих глубже 6 км, теплопроводность уменьшается с глубиной вследствие температурной зависимости ее матричной составляющей.

\*\*Породы среднего рифея с максимальным содержанием глинистой фракции характеризуются максимальной теплогенерацией (табл. 1–4).

Для пород, представленных комбинацией литологических единиц, теплофизические параметры скелета вычисляются как весовое арифметическое и геометрическое среднее из значений, характерных для отдельных единиц [148].

В уравнениях (7) теплоемкость воды принимается равной  $C_{p_w} = 4186,8$  Дж/кг·°C, а изменение ее плотности в общем случае описывается уравнением [78]

$$\rho_w = 1000 \cdot \exp[B_w \cdot (P - 0,1) - \alpha_w \cdot (T - 25 \text{ } ^\circ\text{C})] \quad (\text{кг/м}^3),$$

где коэффициент сжимаемости воды  $B_w = 4,3 \cdot 10^{-10}$  Па<sup>-1</sup> и ее параметр термического расширения  $\alpha = 0,0005$  °C<sup>-1</sup>. В пределах осадочного покрова бассейнов зависимостью теплофизических параметров воды от давления можно пренебречь. Тогда в интервале температур  $0 \leq T \leq 300$  °C справедливы следующие соотношения [77, 78]

$$\rho_w = \rho_{w_0} \cdot [1 - 0,000317 \cdot (T - T_0) - 0,00000256 \cdot (T - T_0)^2],$$

$$K_w = 0,565 + 0,00188 \cdot T - 0,00000723 \cdot T^2 \quad (0 < T < 137 \text{ } ^\circ\text{C}),$$

$$K_w = 0,602 + 0,00131 \cdot T - 0,00000514 \cdot T^2 \quad (137 < T < 300 \text{ } ^\circ\text{C}).$$

В этих выражениях  $\rho_{w_0} = 998,2$  кг/м<sup>3</sup> – плотность пресной воды при температуре 10 °C (для морской воды  $\rho_{w_0} \approx 1030$  кг/м<sup>3</sup>) и теплопроводность  $K_w$  представлена в единицах Вт/м·К. Плотность воды уменьшается на 5,7 % и 16,6 % при возрастании температуры на 100 и 200 °C, соответственно. При этом ее теплопроводность растет от 0,565 Вт/м·К при  $T = 0$  °C до 0,681 Вт/м·К при  $T = 100$  °C, снижаясь затем до 0,658 Вт/м·К при  $T = 200$  °C и до 0,532 Вт/м·К при  $T = 300$  °C. Тем самым вариации теплопроводности и плотности воды в указанном интервале температур достигают 30 % и могут оказывать влияние на распределение температур в пористых осадках.

Значения параметров  $K_m$ ,  $CV_m$ ,  $\rho_m$  в уравнениях (9), а также объемной генерации тепла  $A$  и температурного коэффициента матричной теплопроводности  $A_l$ , могут определяться как по данным изучения петрофизических свойств пород из керна скважин изучаемого района, так и на основании среднемировых данных для основных литологических единиц осадочных пород. Последние приведены в табл. 3, составленной на основании анализа большого числа данных, опубликованных в мировой литературе [65, 74, 77, 92, 93, 101, 122, 138, 142].

Реальные осадочные породы бассейнов представляют обычно комбинацию нескольких литологических единиц (см., например, табл. 2). Теплофизические параметры скелета пород для таких комбинаций вычисляются с помощью процедур арифметического и геометрического осреднения [80, 148]

$$\rho_m = \rho_{m1} \cdot C_1 + \rho_{m2} \cdot C_2 + \dots + \rho_{mn} \cdot C_n;$$

$$\rho_m \cdot C_{pm} = \rho_{m1} \cdot C_{p1} \cdot C_1 + \rho_{m2} \cdot C_{p2} \cdot C_2 + \dots + \rho_{mn} \cdot C_{pn} \cdot C_n; \quad (11)$$

$$K_m = K_{m1}^{C_1} \cdot K_{m2}^{C_2} \dots K_{mn}^{C_n};$$

$$A_m = A_{m1} \cdot C_1 + A_{m2} \cdot C_2 + \dots + A_{mn} \cdot C_n.$$

Эффективный коэффициент температурной зависимости матричного скелета пород  $Al$  в уравнении (10) для смеси  $n$  литологических единиц определяется приближенно из формул (10) и (11) для значений  $K_m$  и  $K_{mi}$  при 100 °С:

$$Al = 0,01 \cdot \left\{ \exp \left[ \sum_{i=1}^n \text{Ln} (C_i \cdot \text{Ln} (1 + 100 \cdot Al_i)) \right] - 1 \right\}. \quad (12)$$

В уравнениях (11) и (12)  $C_i$  – доля  $i$ -й литологической компоненты в рассматриваемой осадочной породе,  $\rho_{mi}$ ,  $\rho_{mi} \cdot C_{pi}$ ,  $K_{mi}$ , и  $Al_i$  – термофизические характеристики  $i$ -й литологической компоненты.

Табл. 5 иллюстрирует пределы изменения теплопроводности пород и их матрицы с глубиной, вычисленные для песчаника, глин и глинистого песчаника на основании формул (9, 10) и табл. 3.

Таблица показывает, что теплопроводность песчаников увеличивается от значения 1,256 Вт/м·К на поверхности до 3,2 Вт/м·К на больших глубинах. Для глин аналогичные пределы изменения составляют от 0,92 Вт/м·К до 2,1 Вт/м·К. Вариации в значениях теплопроводности обуславливают заметные изменения градиента температур в осадочной толще (рис. 9, з). Прямые расчеты показывают, что изменение теплофизических параметров пород с глубиной в процессе консолидации осадков существенно влияет на результаты моделирования термической истории бассейна [18].

Коротко рассмотрим вопрос влияния объемной генерации тепла на температурную историю бассейна. Известно, что генерация тепла радиоактивности  $A$  ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ), может быть выражена че-

рез концентрации калия  $C_K$  (в весовых процентах в породе), урана  $C_U$  и тория  $C_{Th}$  (в ppm =  $10^{-6}$  г/г) [103, 155]

$$A = \rho(3,35 C_K + 9,79 C_U + 2,64 C_{Th})10^{-5}. \quad (13)$$

где  $\rho$  – плотность породы (в кг/м<sup>3</sup>). Среднее содержание радиоактивных элементов в осадочных породах и их объемная теплогенерация приведены в табл. 6. В моделировании бассейнов обычно используют средние значения генерации тепла радиоактивности для пород одной литологии, опирающиеся на измерения теплофизических свойств пород в различных районах мира (табл. 5). Считают, что эти значения характеризуют уплотненные породы с пористостью, близкой к нулю (почти матрицу), и тогда в среднем генерация тепла в осадках по мере их погружения должна увеличиваться по закону:  $A(z) = A_m[1 - \varphi(z)]$  (рис. 13, б). Вклад тепла от радиоактивных элементов в осадках в поверхностный тепловой поток растет с толщиной осадочного покрова и для бассейнов с мощным осадочным заполнением может достигать 20 мВт/м<sup>2</sup> (Берингоморский бассейн; бассейн Мексиканского залива).

В то же время тепловой эффект выделения аномального тепла радиоактивности в сравнительно узких слоях нефтематеринских пород (мощностью до 100 м) не оказывает заметного влияния на

Таблица 6

Средняя теплогенерация и содержание радиоактивных элементов в осадочных порода [135]

Порода	U (ppm)	Th (ppm)	K, %	Th/U	$\rho$ , т/м <sup>3</sup>	A, $\mu W/m^3$
<i>Карбонаты</i>						
Известняк	2,0	1,5	0,3	0,75	2,6	0,62
Доломит	1,0	0,8	0,7	0,80	2,6	0,36
<i>Эвапориты</i>						
Соль	0,02	0,01	0,1	0,50	2,2	0,012
Ангидрит	0,1	0,3	0,4	3,00	2,9	0,090
Глин. сланцы, аргил.	3,7	12,0	2,7	3,2	2,4	1,8
Черные глин. слан.	20,2	0,9	2,6	0,54	2,4	5,5
<i>Песчаники</i>						
Кварциты	0,6	1,8	0,9	3,0	2,4	0,32
Аркозы	1,5	5,0	2,3	3,3	2,4	0,84
Грауваки	2,0	7,0	1,3	3,5	2,4	0,99
Глубинные морские осадки	2,1	11,0	2,5	5,2	1,3	0,74
(1 ppm = $10^{-6}$ г/г).						

температурную историю и процесс созревания ОВ в этих породах [16]. Чтобы проверить это утверждение, мы провели сравнительные расчеты температурно-временной истории бассейна для двух вариантов, отличавшихся значением генерации радиоактивного тепла в нижнем слое силурийских глин (слой 16 в табл. 2, табл. 6); [113]. Содержание U и Th в верхних 70 метрах силурийских глин достигало 25 ppm и 10 ppm ( $1 \text{ ppm} = 10^{-6} \text{ г/г}$ ), соответственно. В расчетах мы принимали для первого варианта значение  $A = 0,84 \text{ мкВт/м}^3$ , среднее для разреза скв. Такхухт (табл. 6), а для второго –  $A = 6,7 \text{ мкВт/м}^3$ , что соответствовало отмеченному выше содержанию U и Th в силурийских глинах. Уже оценки в рамках стационарной термической модели предполагают, что увеличение внутренней генерации тепла на  $5,9 \text{ мкВт/м}^3$  в слое мощностью 70 м приведет к возрастанию поверхностного теплового потока всего лишь на  $0,42 \text{ мВт/м}^2$ , что составляет менее 1% первоначальной величины. Такого же порядка ожидаются и следствия для теплового режима осадочного слоя. Это подтверждается и более строгими расчетами в рамках нестационарной модели. Так, если современная температура в основании осадочного слоя в модели со значением  $A = 6,7 \text{ мкВт/м}^3$  составляла  $T = 108,8 \text{ }^\circ\text{C}$  на глубине  $z = 4,1 \text{ км}$  (основание осадочной толщи), то в модели с  $A = 0,84 \text{ мкВт/м}^3$  она была ниже всего лишь на  $0,45 \text{ }^\circ\text{C}$ . Современные температуры в основании и подошве самого слоя силурийских глин отличались в обоих вариантах всего лишь на  $0,4 \text{ }^\circ\text{C}$ , что соответствовало смещению глубин изотерм осадочной толщи не более чем на 30 м за всю историю развития бассейна. Аналогичные расчеты были повторены и с вариацией генерации тепла в пределах 42-метрового слоя баженовской свиты Талинской площади Западно-Сибирского бассейна [16]. И здесь увеличение генерации тепла в пределах нефтематеринской свиты в 10 раз имело следствием минимальное поднятие изотерм на 10–30 м и рост современных температур в разрезе менее чем на  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Таким образом, тепловой эффект выделения аномального тепла радиоактивности в сравнительно узких слоях нефтематеринских пород (мощностью 100–150 м) не может иметь заметного влияния на температурную историю и процесс созревания ОВ в этих породах. Ошибочность противоположного мнения, разделяемого и некоторыми геологами, основана на ошибочном представлении о теплоизолированности рассматриваемых аномальных слоев. Длительное время теплового контакта с вмещающими породами, заметная теплопроводность и теплоемкость пород – все это приводит к размазыванию тепловой аномалии на большой интервал глубин с понижением ее амплитуды до незначительных величин, как это и было показано выше.

## 5.4. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД ФУНДАМЕНТА

Температурная история осадочной толщи бассейна тесно связана с тепловой эволюцией его фундамента. Осадочные бассейны могут развиваться на литосфере самого разного типа, который может меняться и в процессе развития бассейна в соответствии с глобальным циклом эволюции литосферы Земли (рис. 2). Более того, разные площади одного бассейна могут отвечать разным типам литосферы (пассивные окраины, рис. 4). Система ГАЛО предлагает выбор из 4-х вариантов, три из которых приведены в табл. 7, представляющей средний эталон литосферы для трех типов фундамента, используемых системой моделирования по умолчанию. В 4-м варианте фундамента число слоев литосферы, их мощность, плотность, теплопроводность и объемная теплогенерация слагающих пород произвольны и задаются пользователем в режиме диалога. Литосфера окраинного моря отличается

Таблица 7

Структура литосферы и термофизические характеристики слагающих ее пород [63]

Интервал глубин, км	Теплопроводность, Вт/м·К	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Генерация тепла, мкВт/м <sup>3</sup>
КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРА			
<i>Кора «гранитный слой»</i>			
$0 \leq z \leq 15$	2,72	2,75	1,465 ( $0 \leq z \leq 5$ ) 0,840 ( $5 \leq z \leq 15$ )
<i>Кора «базальтовый слой»</i>			
$15 \leq z \leq 35$	1,88	2,90	0,21
<i>Мантия</i>			
$z \geq 35$	3,56 или $F(T)^*$	3,30	0,0042
ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЛИТОСФЕРА			
<i>Кора</i>			
$0 \leq z \leq 6,5$	1,88	2,85	0,630
<i>Мантия</i>			
$z \geq 6,5$	3,56 или $F(T)^*$	3,30	0,0042
ЛИТОСФЕРА КРАЕВЫХ МОРЕЙ			
<i>Кора</i>			
$0 \leq z \leq 16$	2,51	2,85	0,630
<i>Мантия</i>			
$z \geq 16$	3,56 или $F(T)^*$	3,30	0,0042

\*Теплопроводность, меняющаяся с температурой по формуле (14).

от океанической увеличенной мощностью базальтового слоя и значением средней теплопроводности пород в этом слое. Вклад радиогенной составляющей пород литосферы в поверхностный тепловой поток увеличивается от  $Q_{\text{рад}} = 10,5$  мВт/м<sup>2</sup> для океанической и  $Q_{\text{рад}} = 13\text{--}15$  мВт/м<sup>2</sup> для литосферы окраинных морей до  $Q_{\text{рад}} = 23\text{--}25$  мВт/м<sup>2</sup> для континентальной литосферы. Такие значения генерации тепла  $Q_{\text{рад}}$  означают, что, например, для потока тепла на поверхности около 40 мВт/м<sup>2</sup> температура пород океанической мантии будет расти с глубиной почти в два раза быстрее, чем континентальной.

В расчетах эволюции теплового режима литосферы бассейна учитывается изменение теплопроводности с глубиной и влияние скрытой теплоты плавления пород коры и мантии. В недавней работе [99] были пересмотрены экспериментальные и теоретические оценки теплопроводности пород мантии и предложено аналитическое выражение для температурной зависимости  $k = k(T)$ . Автор показал, что теплопроводность пород мантии контролируется двумя процессами. С ростом температуры увеличивается плотность фононов, но падает длина их свободного пробега, т.е. длина пути пробега между столкновениями фононов. Это ведет к падению теплопроводности на первом участке роста температуры. Но одновременно с ростом температуры растет интенсивность радиационного переноса тепла фотонами. Этот процесс заметно зависит от концентрации железа в оливине и пироксене. Для описания зависимости  $k(T)$  мы используем выражение из работы [118]

$$k_H(T) = \frac{b}{1+c \cdot T} + \sum_0^3 d_m \cdot (T + 273)^m, \quad (14)$$

которое является слегка упрощенным выражением работы [99] и хорошо описывает данные экспериментальных измерений теплопроводности мантийных пород, отличаясь от них не более чем на стандартное отклонение (рис. 14). В уравнении (14)  $T$  в °С,  $b = 5,3$ ,  $c = 0,015$ ,  $d_0 = 1,753 \times 10^{-2}$ ,  $d_1 = -1,0365 \times 10^{-4}$ ,  $d_2 = 2,245 \times 10^{-7}$ ,  $d_3 = -3,4071 \times 10^{-11}$ . Значения  $k(T)$ , вычисленные по формуле (14), показаны кривой 2 на рис. 14. Там же показан и вклад радиационной составляющей в теплопроводность мантийных пород, который оказался заметно меньше предполагаемого в работе [121] из теоретических соображений. Соответственно, и теплопроводность пород мантии, оцениваемая в статье [137] по формуле:

$$K = F(T) = K_0 \cdot \frac{88,33}{31+0,21 \cdot (T \text{ °С} + 273,15)} \text{ для } T \leq 226,85 \text{ °С (500 К)},$$



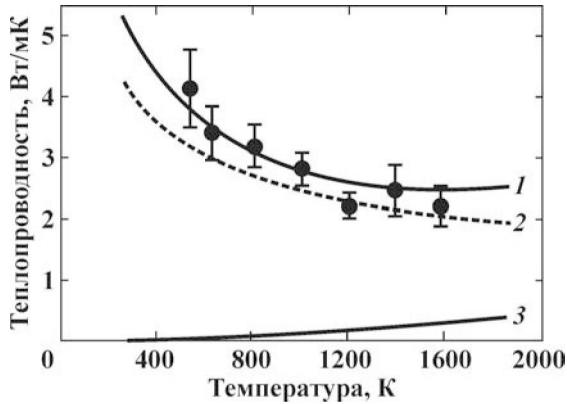


Рис. 14. Изменение теплопроводности пород мантии с температурой. Измерения, показанные точками, и их неопределенности взяты из работы [137]: 1 – значения  $k(T)$ , вычисленные по уравнению (14); 2 – значения, вычисленные по уравнению, предложенному в работе [159]

$$K = F(T) = K_0 \left[ \frac{88,33}{31 + 0,21 \cdot (T \text{ } ^\circ\text{C} + 273,15)} + 4,86 \cdot 10^{-4} \cdot (T \text{ } ^\circ\text{C} - 226,85) \right]$$

для  $T > 226,85 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,

где  $K_0 = 0,0113 \text{ кал/см}\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{сек} = 4,73 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ , должна быть пересмотрена при температурах  $T \geq 1000 \text{ К}$  в сторону уменьшения.

Вариации теплоемкости пород мантии с температурой  $C_p(T)$ , мы определяем, пользуясь работой [118]

$$C_p(T) = k_0 + k_1 \cdot T^{-1/2} + k_3 \cdot T^{-3} \text{ (Дж/моль}\cdot\text{К)}, \quad (15)$$

где  $k_0 = 233,18$ ,  $k_1 = -1801,6$ ,  $k_3 = -26,794 \times 10^7$  – для форстерита и  $k_0 = 252$ ,  $k_1 = -2013,7$ ,  $k_3 = -6,219 \times 10^7$  – для фаялита. Температура  $T$  в К. Следуя [118] предполагаем, что молярная доля фаялита в мантии равна 0,11 и, следовательно форстерита – 0,89. Тогда для смеси в уравнении (15) получаем:  $k_0 = 235,25$ ,  $k_1 = -1825$ ,  $k_3 = -24,53 \times 10^7$  – для смеси форстерита и фаялита. Зная молярный вес форстерита ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 = 48 + 28 + 64 = 140 \text{ г/моль}$ ) и фаялита ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 = 112 + 28 + 64 = 204 \text{ г/моль}$ ), а также диоксида ( $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2 = 40 + 24 + (28 + 48) \times 2 = 216 \text{ г/моль}$ ), получаем массовую теплоемкость

форстерита:

$$C_p \text{ (форстерит)} = 1665,6 - 12868,6/\text{SQRT}(T \text{ К}) - 191,4 \times 10^7/T \text{ (К)}^3 \text{ (Дж/кг}\cdot\text{К)},$$

фаялита:

$$C_p (\text{фаялит}) = 1235,3 - 9871,1/\text{SQRT}(T \text{ К}) - 30,48 \times 10^7 / T(\text{К})^3 \text{ (Дж/кг}\cdot\text{К)}$$

и диопсида, как породы мантии (смесь 0,89 форстерита и 0,11 фаялита):

$$\begin{aligned} C_p &= 235,25 - 1825,0/\text{SQRT}(T) - 24,53 \times 10^7 / T^3 \text{ (Дж/моль}\cdot\text{К)} = \\ &= 1618,27 - 12538,9/\text{SQRT}(T \text{ К}) - \\ &- 173,7 \times 10^7 / T(\text{К})^3 \text{ (Дж/кг}\cdot\text{К)}. \end{aligned} \quad (16)$$

Выражение (16) неплохо согласуется с литературными данными для диопсида из работ [69, 76, 132]. Пределы изменения  $C_p$  с температурой можно представить из табл. 8.

Вклад скрытой теплоты плавления, выделяемой или поглощаемой при изменении толщины литосферы и внедрении и остывании интрузий, в тепловой баланс бассейна рассматривается в энтальпийном приближении, когда теплоемкость пород  $C_p$  в первом члене уравнения (6) увеличивается в интервале температур  $T_s < T < T_l$  на величину  $L(dX/dT)$ , где  $X$  – доля плавления мантийной породы,  $L$  – скрытая теплота плавления,  $T_s$  и  $T_l$  – температуры солидуса и ликвидуса пород, соответственно. Если доля плавления  $X$  линейно растет в интервале температур  $T_s < T < T_l$ , то есть  $X = (T - T_s)/(T_l - T_s)$ , то

$$C'_p = C_p + \frac{L}{T_l - T_s}.$$

Скрытая теплота плавления  $L$ , составляет 90–100 кал/г для перидотитовых пород,  $C_p \approx 0,25$  кал/г·К,  $T_l - T_s \approx 450$ – $600$  °С [85], поэтому  $C'_p$  может превосходить  $C_p$  почти в два раза в интервале температур  $T_s < T < T_l$  и еще более для базальта, для которого  $T_l - T_s \approx 75$ – $100$  °С.

Температура  $T_s$  и для пород мантии литосферы меняется с глубиной. Для перидотитовых пород, содержащих менее 0,2 %

Таблица 8

Изменение значений  $C_p$  с температурой согласно уравнению (16)

$T$ , °К	298,15	600	1000	1600
$T$ , °С	25	226,85	726,85	1326,85
$C_p$ , Дж/кг·К	826,55	1098,3	1220,0	1304,4

$\text{H}_2\text{O}$ , она определяется по кривой солидуса  $T_s(P)$  как функция давления (рис. 9, *д*; [157]):

$$T_s = 1,03 + 0,00391 \cdot P \quad (0 \leq P \leq 12,8);$$

$$T_s = 1,236 - 0,0122 \cdot P \quad (12,8 \leq P \leq 20,16); \quad (17)$$

$$T_s = 0,742 + 0,0122 \cdot P \quad (P \leq 20,16).$$

Здесь температура солидуса  $T_s$  в  $1000^\circ\text{C}$  и давление  $P$  в Кбар. Кривая солидуса (17) близка к кривой плавления лерцолита с содержанием летучих менее  $0,5\%$   $\text{H}_2\text{O}$  [96]. При этом температура ликвидуса линейно связана с солидусом пород. Для мантии она определяется соотношением:  $T_l = T_s + 450\text{--}600^\circ\text{C}$ , а для базальтовых пород:  $T_l = T_s + 75\text{--}100^\circ\text{C}$  [52]. Кривая солидуса (17) используется для определения глубины подошвы литосферы в реконструкции рис. 9, *д*, *ж* и рис. 15.

Однако, эксперименты показывают, что для плавления мантийной породы более типичны сухие условия. Это связано еще и с тем, что растворимость воды в базальте при давлении  $P = 0,3$  ГПа ( $Z \approx 9,3$  км) почти в 2500 раз больше, чем в оливине, то есть даже небольшая доля расплава может заметно высушивать мантию. Содержание воды в оливине уменьшается с уменьшением глубины, так как даже незначительные доли базальтового расплава, растворяя в себе воду, могут заметно уменьшить концентрацию воды в твердом оливиновом ансамбле и тем самым увеличить вязкость оливинового агрегата (рис. 16). Рисунок

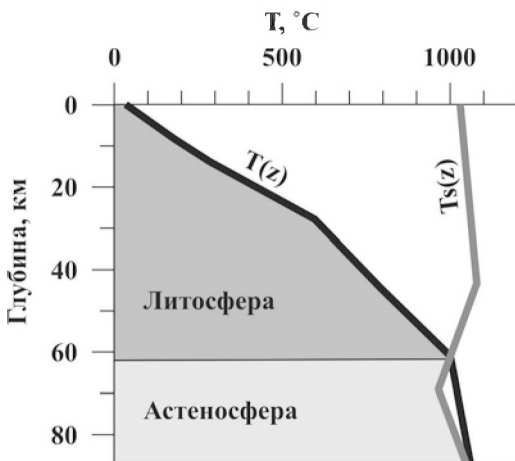


Рис. 15. Основание литосферы и ее термическая толщина определяются пересечением кривой солидуса пород мантии  $T_s(z)$  с текущей геотермой литосферы  $T(z)$

показывает изменение содержания воды в оливине с глубиной под срединно-океаническими хребтами (СОХ).

Из рис. 16 видно, что для глубин  $0 < z < 60$  км в расчетах литосферы осевых зон срединно-океанических хребтов должен предполагаться состав мантии, соответствующий сухому перидотиту, тогда как в области начала плавления оливинового агрегата ( $Z \approx 120$  км) содержание воды в перидотите может составлять около  $810 \text{ H}/10^6 \text{ Si}$ , что соответствует значению  $m(\text{H}_2\text{O})/m(\text{peridotite}) = \{[(2 + 16) \times N(\text{H}) \times (1/2)] / [(28 + 32) \times N(\text{Si})]\} \times [m(\text{SiO}_2)/m(\text{peridotite})] = (9/60) \times [N(\text{H})/N(\text{Si})] \times 0,45 = (9/60) \times 810 \cdot 10^{-6} \times 0,45 = 54,675 \cdot 10^{-6} = 0,00547 \% \text{ (wt H}_2\text{O)} = 54,7 \text{ ppm H}_2\text{O}$ .

Разнообразие кривых солидуса и ликвидуса мантийных пород, рассматриваемых в литературе, представлено на рис. 17.

Рис. 17 демонстрирует близость всех кривых солидуса сухих мантийных пород (см. кривые 3, 4, 10 и 11) и значительную зависимость кривых солидуса от содержания воды и других летучих. Сравнив кривые 4, 6 и 8, а также 9 и 10, видно что это приводит к заметному понижению температур солидуса (начала плавления) в областях с повышенным содержанием летучих в мантии, как, например, в Сахарских бассейнах Алжира [114]. Этим оправдано использование кривой солидуса 7 при определении глубины подошвы литосферы на рис. 9 и 15. Салидус нормального сухого перидотита (кривая 11)  $T_s(P) = 1120,661 + 132,899 \cdot P - 5,04 \cdot P^2$ , где  $P$  в ГПа и  $T$  в °С, предлагается использовать для определения подошвы литосферы континентальных бассейнов в районах с нормальным содержанием в летучих в области давлений  $0 < P < 10 \text{ GPa}$  ( $0 < Z < 330 \text{ км}$ ; [97]. Эта кривая

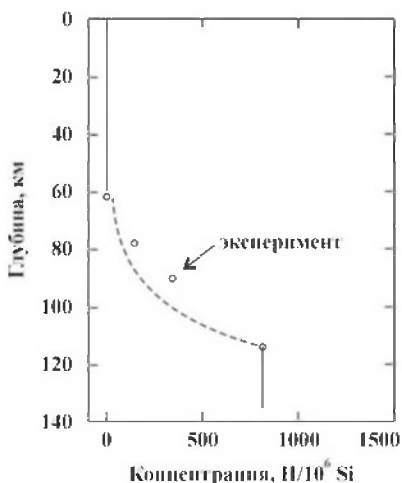


Рис. 16. Содержание воды в оливине с глубиной под СОХ [98]

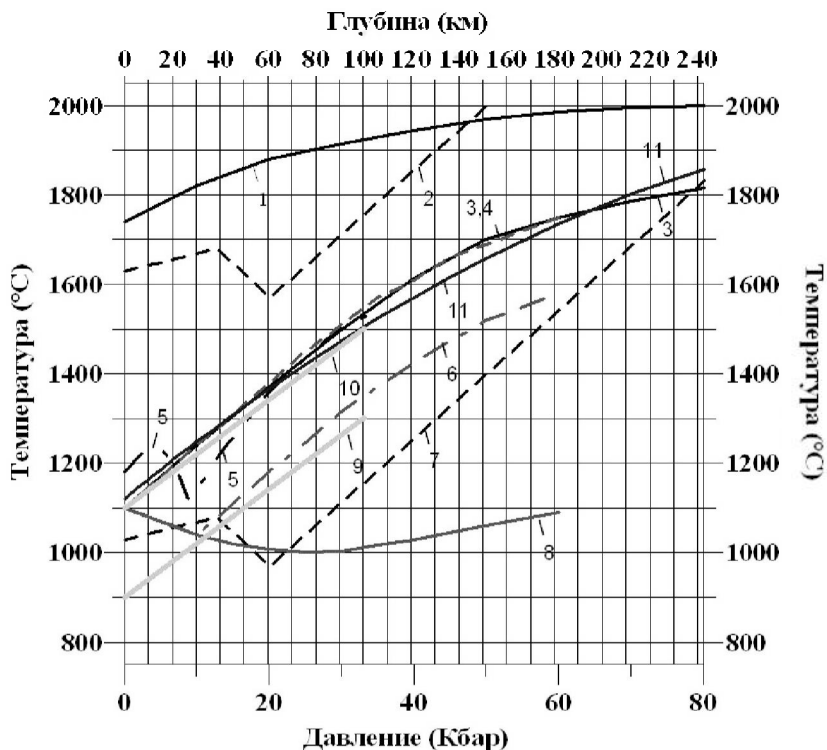


Рис. 17. Кривые солидуса (начала плавления)  $T_s$ ; (кривые 3–11) и ликвидуса (конца плавления)  $T_l$  (кривые 1, 2) мантийных пород разного состава и с разным содержанием летучих элементов:

1 и 3 – ликвидус и солидус сухого гранатового перидотита [117]; 2 и 7 – ликвидус и солидус (влажного) перидотита с 0,5 %  $H_2O$  (рис. 15; 9, ж; уравнение 17; [157]; 4 – солидус для сухого оливина; 6 – солидус для оливина, содержащего  $810 H/10^6 Si = 0,00547\%$  (wt  $H_2O$ ) – типичное содержание летучих в породах мантии на глубинах 90–120 км, генерирующих базальт под осевыми зонами СОХ; 8 – солидус влажного оливина [98]; 5 – кривая солидуса перидотита океанической литосферы из работы (Asimov et al., 2001); 9 и 10 – кривые солидуса влажного (damp) и сухого (dry) перидотита [70]; 11 – солидус нормального сухого перидотита [97]

близка к солидусу 3 гранатового перидотита [117] и к остальным кривым сухого солидуса на рис. 17. Для океанической литосферы данные детальных экспериментальных исследований говорят в пользу кривой солидуса из работы [62], которая при давлениях  $P > 20$  кбар ( $Z > 60$  км) близка к остальным кривым солидуса на рис. 17, но при  $P < 20$  кбар отличается от последних наличием локального максимума и минимума (кривая 5 на рис. 17 и нижняя кривая на рис. 18).

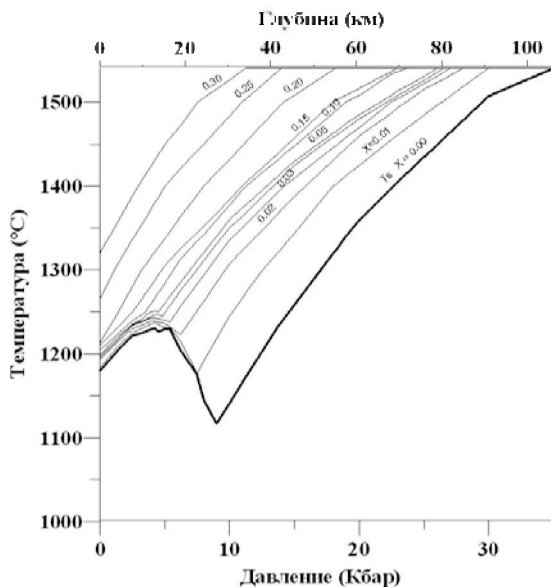


Рис. 18. Кривые плавления для перидотита океанической литосферы из работы [62]:  $X$  – доля плавления породы,  $X = 0$  – кривая солидуса ( $T_s$ ), показанная также кривой 5 на рис. 17

Особенно важным является то, что экспериментальные исследования процесса плавления мантийных пород ясно показывают, что доля плавления пород мантии существенно нелинейно зависит от их температуры и что даже в породах с заметным содержанием воды и при температурах, заметно превышающих  $T_s$ , она не будет превышать 2–3 % до тех пор пока не будет достигнута температура сухого солидуса мантийных пород. Эта ситуация хорошо отражена в распределениях доли плавления перидотита от температуры и давления на рис. 18. В целом, процессы выделения и поглощения скрытой теплоты плавления замедляют остывание и нагревание литосферы бассейна в периоды ее тепловой релаксации и активизации.

## 5.5. ГРАНИЧНЫЕ И НАЧАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

**Условия на верхней границе области счета.** При решении уравнения (6) температура на верхней границе области счета ( $Z = 0$ ) определяется палеоклиматическими условиями, характерными для эволюции бассейна (рис. 9, а). Информация о па-

леогеографической обстановке зарождения и развития бассейна необходима как для оценки температур в момент отложения осадков на поверхности осадочной толщи, так и для определения исходного содержания и типа органического вещества (ОВ) в связи с оценкой нефтегенерационного потенциала бассейна. Вариации поверхностной температуры в процессе развития бассейна могут влиять и на скорости созревания ОВ в осадках при условии, что они охватывают достаточно большой промежуток времени. Возмущения в температуре пород, вызванные вариациями поверхностной температуры, имеют тенденцию затухать с глубиной [31, 38, 47].

В моделировании бассейнов при формировании граничных условий для уравнения теплопроводности (6) используется усредненная по годовым колебаниям поверхностная температура, то есть температура на глубине нейтрального слоя, не подверженная влиянию сезонных колебаний температуры воздуха. При отложении морских осадков за «поверхностную» температуру принимается температура дна моря в соответствующий период времени. Расчет последней должен проводиться с учетом закономерности уменьшения температуры воды с глубиной, которая зависит от общей палеоклиматической обстановки на Земле и от вида бассейна. Так, для современных открытых океанов характерно убывание температуры воды с градиентом около  $4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  в верхних 200 м воды и около  $2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  в более глубоких слоях при минимальной температуре воды на больших глубинах около  $1\text{--}2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Однако, такое распределение температур в водах океана тоже не универсально. Так, своеобразное распределение температуры воды характерно для Полярных морей. Здесь на поверхности вода (лед) имеет отрицательную температуру воздуха, до глубины 2 м наблюдается увеличение температуры воды до  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , затем легкое увеличение до значений выше  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , затем следует уменьшение ее, вторичный переход через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  на глубине около 7–8 м и дальнейшее ее понижение с достижением температуры  $(-1,7)\text{--}(-1,8)\text{ }^{\circ}\text{C}$  на глубине  $z = 35\text{--}40\text{ м}$ . Вода остается при такой температуре до глубин 150–200 м и не подвержена здесь сезонным колебаниям температуры. На глубинах выше 150–200 м температура начинает расти и достигает  $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  на глубине  $z = 500\text{ м}$  [46]. Такой ход температуры типичен для Арктических морей и, в частности, для Баренцева моря.

В системе ГАЛО алгоритм и разностная схема позволяют анализировать ситуации с произвольными, в том числе и резкими, колебаниями климата в истории бассейна и оценивать влияние конкретных вариаций климата в прошлом на современный температурный режим бассейна и условия созревания его органического вещества.

**Условия на нижней границе области счета.** Как отмечалось выше, область счета температуры в системе моделирования бассейнов ГАЛО включает в себя осадочную толщю бассейна и его фундамент. Последний, кроме литосферы, мог включать в себя и верхнюю часть астеносферы (см. рис. 9, ж). Основным требованием при выборе нижней границы области счета в моделировании являлась ее достаточная глубина, такая чтобы изменения в ее положении слабо влияли на результаты расчетов температурного режима осадочной толщи бассейна. К тому же в системе ГАЛО нижняя граница области счета служит одновременно и уровнем изостазии, используемым при расчетах тектонического погружения поверхности фундамента. Поэтому, нижняя граница области счета  $ZM$  (см. рис. 10) располагалась в пределах реологически слабого слоя мантии, залегая либо глубже подошвы литосферы, либо в ее нижних слоях. Для определения  $ZM$  рассчитывалось распределение температуры  $T(z, Q_{\min})$  с глубиной в фундаменте для предполагаемого минимального теплового потока на поверхности в истории бассейна  $Q = Q_{\min}$ . Расчет осуществлялся с помощью стационарного варианта уравнения (6):

$$T(Z, Q) = T_0 + \int_0^Z \left[ \frac{Q - \int_0^{Z'} A(Z'') \cdot dZ''}{K(Z')} \right] dZ'. \quad (18)$$

Здесь  $Q$  – значение теплового потока на поверхности,  $T_0$  – палеотемпература поверхности в рассматриваемый этап развития бассейна,  $K(Z)$  – теплопроводность пород фундамента,  $A(Z)$  – генерация тепла в единице объема этих пород и  $Z$  – глубина. В частности, для слоисто-однородного фундамента распределение температуры и теплового потока в пределах  $i$ -го слоя  $A(z) = A_i$ ,  $K(z) = K_i$  для  $z_{i-1} \leq z \leq z_i$  имело вид [31]

$$T(z) = T_{i-1} + \frac{1}{K_i} \cdot \left[ Q_{i-1} \cdot (z - z_{i-1}) - \frac{A_i \cdot (z - z_{i-1})^2}{2} \right] \quad (19)$$

для  $z_{i-1} \leq z \leq z_i$

$$Q(z) = K_i \cdot \frac{dT}{dz} = Q_{i-1} - A_i \cdot (z - z_{i-1}).$$

Здесь  $Q_i = Q(z = z_i)$  – тепловой поток в основании  $i$ -го слоя,  $Q_0 = Q$  – тепловой поток на поверхности фундамента ( $z = z_0$ ),  $i = 1, \dots, n$ , где  $n$  – число слоев фундамента. Температура и тепловой поток рассчитываются по формулам (19) последовательно, начиная от верхнего слоя  $i = 1$  до текущего слоя  $i$ . Для геотермы,



вычисленной по уравнениям (18) или (19), определялась глубина подошвы литосферы по ее пересечению с кривой солидуса (см. рис. 9, д, 15). В том случае, когда отсутствовало пересечение кривой солидуса с рассчитанной геотермой максимально холодной литосферы бассейна, нижняя граница области счета выбиралась на глубине 200 км. Такая ситуация имела место, например, в бассейнах Башкортостана [18]. На нижней границе области счета  $Z = ZM$  поддерживалась постоянная температура  $T_M$ , отвечающая значению рассчитанной геотермы на глубине  $ZM$ :

$$T_M = T(ZM, Q_{\min}).$$

Реологическое ослабление мантии предполагает возможность перемещения вещества под действием минимальных разностей напряжений. Такое движение будет способствовать выравниванию температурных условий в горизонтах мантии на глубинах порядка  $ZM$  и установлению здесь термического режима со сравнительно слабым изменением температуры, характеризующимся градиентами, близкими к адиабатическим (около  $0,3 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ ). По этой причине, в большинстве наших моделей в основании области счета поддерживалась температура, а не тепловой поток, хотя программный пакет предусматривает обе возможности. Можно отметить также, что задание температуры в основании области счета более оправдано и с физической точки зрения, чем поддержание здесь теплового потока. В самом деле, в термически активных районах (в периоды рифтогенеза или тепловой активизации района) поддержание на границе высокого теплового потока приводит к завышению температурных градиентов и появлению здесь аномально высоких температур, достигающих  $1600\text{--}1800 \text{ }^\circ\text{C}$ . Эти значения противоречат геофизическим оценкам верхнего предела  $1400\text{--}1500 \text{ }^\circ\text{C}$  для температур мантийных пород на глубинах от 100 до 300 км [60, 61].

В ряде систем моделирования бассейнов тепловой поток задается в подошве осадочного слоя. Этот метод заметно упрощает процедуру моделирования, позволяя избежать вычисления температур в фундаменте. Такой подход, в частности, принят в ряде известных интегрированных системах анализа нефтегазоносности бассейнов: MATOIL, GENEX, TEMISPACK, PDI ([16, 77, 88, 114, 149, 150, 160]). Тепловой поток в них задается в виде ступенчатой функции геологического времени. Высота ступеней, т.е. значения потока на каждый интервал времени, подбираются из условия совпадения вычисленных и наблюдаемых значений отражательной способности витринита,  $R_o$ . Предполагается, что имеются измерения значений  $R_o$  в пределах почти всей осадоч-

ной толщи в разрезах так называемых реперных скважин. Однако, задание теплового потока непосредственно в подошве осадочного слоя обуславливает излишне жесткую привязку модельных результатов к измеренным значениям  $Q_0$ . Допуская трудно объяснимые резкие скачки теплового потока и температур на сравнительно небольших глубинах литосферы, такой подход подчас лишает модель физической обоснованности. В системе ГАЛО измерения отражательной способности витринита также используются для контроля палеотемпературных условий в бассейне, но задание в этой системе нижней границы области счета на больших глубинах (у подошвы литосферы) делает эти модели физически более обоснованными.

**Формирование начального распределения температур в литосфере.** В качестве одного из вариантов задания начального распределения температур в системе моделирования предусмотрен ввод произвольного кусочно-линейного распределения температуры с глубиной. Такой вариант используется при анализе тепловой релаксации надвиговых структур или бассейнов с межпластовыми интрузиями в осадочной толще или фундаменте. Однако, в большинстве вариантов моделирования начальное распределение температур (в момент зарождения бассейна) определялось через задание начального теплового потока на поверхности бассейна  $Q_0$  (или градиента температуры), и решение стационарного уравнения (16) с известными (предполагаемыми априори) термofизическими характеристиками слоев фундамента литосферы. Так, величина потока  $Q_0 \cong 100\text{--}110 \text{ мВт/м}^2$  может считаться типичной для осевых зон континентальных рифтов (озеро Байкал, Африканская рифтовая система), а  $Q_0 \sim 65\text{--}85 \text{ мВт/м}^2$  – для плечей рифтовых структур [47]. Для бассейнов, зародившихся на океанической коре, начальный тепловой поток можно грубо оценить в модели остывающего полупространства по формуле [50, 116]

$$Q_0 = \frac{500}{\sqrt{t}}, \quad (20)$$

где  $Q_0$  в мВт/м<sup>2</sup> и  $t$  – возраст коры в млн лет. Она может использоваться как при анализе классических океанических бассейнов, так и «океанических» бассейнов – останцев, возникающих на нерегулярностях континентальных границ при закрытии океанов.

Однако, полученные значения  $Q_0$  служат лишь грубым приближением величины начального теплового потока. Дальнейшие ограничения на допустимые значения  $Q_0$  могут быть получены в системе ГАЛО из анализа вариаций амплитуд тектонического

погружения фундамента. Например, для реконструкций рис. 9 вариации тектонического погружения (рис. 9, *e*) предполагают умеренное значение ( $Q_0 = 52$  мвт/м<sup>2</sup>) теплового потока во время зарождения бассейна. Кривая 2 на рис. 9, *д* представляет начальное распределения температур, построенное для стандартной модели континентальной литосферы (см. табл. 7) с  $Q_0 = 52$  мвт/м<sup>2</sup>, глубиной нижней границы области счета  $ZM \approx 90$  км и температурой  $TM \approx 1050$  °С, поддерживаемой в основании этой области.

Влияние выбора начальных термических условий на распределение температур и условия созревания органического вещества осадочной толщи бассейна зависит от нескольких параметров, характеризующих начальный этап развития бассейна, таких как длительность его начальной тепловой активизации, скорость отложения осадков, интенсивность термического прогревания, а также от времени, прошедшим после прогревания. Так, для осадков, отложившихся в рифтовый этап развития бассейна, это влияние может быть значительным, но оно будет мало для осадочных формаций, накопившихся через 40–50 млн лет после эпизода рифтинга [16, 113]. Система моделирования позволяет провести прямую оценку этого влияния на рассчитанное распределение температур осадочной толщи и подстилающей литосферы и условия созревания ОВ в бассейне.

## 5.6. РАЗНОСТНАЯ СХЕМА РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Уравнение теплопроводности (6) решалось с использованием неявной конечно-разностной схемы, близкой к рассмотренной в [127], но приспособленной к изменяющимся значениям термодинамических параметров пород и переменным шагам по времени и глубине [16]

$$\begin{aligned} & \frac{(\rho \cdot C_p \cdot T)_k^{n+1} - (\rho \cdot C_p \cdot T)_k^n}{dt} + \frac{(\rho_w \cdot C_{pw} \cdot V \cdot T)_{k+1}^{n+1} - (\rho_w \cdot C_{pw} \cdot V \cdot T)_{k-1}^{n+1}}{dZ_k + dZ_{k+1}} = \\ & = \frac{2 \cdot K_{k,k+1}^{n+1} \cdot (T_{k+1}^{n+1} - T_k^{n+1})}{dZ_{k+1} \cdot (dZ_k + dZ_{k+1})} - \frac{2 \cdot K_{k,k-1}^{n+1} \cdot (T_k^{n+1} - T_{k-1}^{n+1})}{dZ_k \cdot (dZ_k + dZ_{k+1})} + A_k^{n+1}, \end{aligned} \quad (21)$$

где  $K_{k,k+1}^{n+1}$  и  $K_{k,k-1}^{n+1}$  являются коэффициентами теплопроводности, осредненными по соседним слоям  $dZ_k$ ,  $dZ_{k+1}$  и  $dZ_k$ ,  $dZ_{k-1}$  на  $(n + 1)$ -м шаге времени:

$$K_{k, k+1} = \frac{dZ_k + dZ_{k+1}}{\frac{dZ_k}{K_k} + \frac{dZ_{k+1}}{K_{k+1}}} \dots \text{ и } \dots K_{k, k-1} = \frac{dZ_k + dZ_{k-1}}{\frac{dZ_k}{K_k} + \frac{dZ_{k-1}}{K_{k-1}}}. \quad (22)$$

Тридиагональная система уравнений для искоемых значений температур в узлах решетки  $T_{k+1}^{n+1}$ ,  $T_k^{n+1}$  и  $T_{k-1}^{n+1}$ ,  $T_{k+1}^{n+1}$  дополненная граничными условиями на поверхности и в основании области счета, решалась методом прогонки. В результате получалось распределение температур на следующем,  $(n + 1)$ -м, шаге времени. Шаг  $\Delta z$  менялся как непрерывная функция глубины от значений 0,5–20 м на поверхности осадочной толщи до 1000–3000 м в основании области счета на глубине 100–200 км.

Для постоянных значений теплофизических параметров и при отсутствии конвективных членов неявная конечно-разностная схема (20–22) уравнения теплопроводности обладает безусловной устойчивостью. Однако, мы видели, что теплофизические параметры меняются с глубиной и временем как функции пористости, литологии пород, истории их погружения, имеют место эффекты выделения и поглощения тепла плавления, движения выжатых вод, консолидации осадков и т.д. Все это затрудняет явную оценку сходимости разностной схемы. В таких случаях, корректность применяемой разностной схемы проверяется сравнением численных решений с имеющимися аналитическими и полуаналитическими аналогами, а также сравнением результатов последовательных расчетов с уменьшающимися шагами  $\Delta z$  и  $\Delta t$ . Для оценки точности разностных схем были использованы следующие аналитические решения: отложение осадков на фундамент с идентичными теплофизическими свойствами пород осадочного слоя и фундамента, эрозия однородного полупространства, остывание полупространства с однородной начальной температурой, распределение температур в однородном полупространстве с периодически меняющейся температурой на поверхности [31, 52], а также полуаналитические методы оценки искажения теплового потока и распределения температур при отложении осадков на фундамент с теплофизическими характеристиками, отличающимися для пород осадочного слоя и фундамента [17, 23, 24]. Во всех случаях сравнения решений адекватный подбор шагов  $\Delta z$  и  $\Delta t$  позволял обеспечить совпадение вычисленных температур и тепловых потоков с результатами аналитических и полуаналитических оценок с точностью до десятых долей процента.

## КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Каков физический смысл консервативной формы уравнения теплопроводности; дать описание его отдельных членов.

2. Охарактеризовать влияние конвективного теплопереноса на тепловое поле бассейна и привести приближенные методы его оценки.

3. Дать характеристику зависимости теплопроводности, плотности и теплоемкости от пористости и состава пород.

4. Оценить объемную генерацию тепла радиоактивности в осадочных породах через концентрации элементов калия, урана и тория в матрице пород. Описать характер изменения объемной генерации тепла радиоактивности с глубиной в осадочной толще.

5. Дать оценку теплового эффекта выделения аномального тепла радиоактивности в нефтематеринских формациях на температуру их пород и степень созревания их органического вещества.

6. Привести наиболее характерные черты отличия в строении континентальной и океанической литосфер и охарактеризовать геодинамические и геофизические следствия такого различия.

7. Описать характер изменения теплопроводности пород мантии с глубиной и оценить роль скрытой теплоты плавления в формировании термического режима литосферы осадочного бассейна.

8. Дать краткое описание определения температур на поверхности бассейна и принципов расчета начального распределения температур в бассейне.

## **ЗАДАЧИ**

1. Оценить характерное время кондуктивного остывания плоских слоев толщиной  $\Delta Z$ : а – для силла толщиной 5, 10, 100 и 300 м; б – для литосферы толщиной 10, 30, 50 и 100 км.

**Указание:** воспользоваться формулой  $\tau \approx (\Delta Z)^2 / \kappa$ , где  $\kappa = k / \rho \cdot C_p = 0,01 \text{ см}^2 / \text{с}$  – термическая диффузия породы.

2. Средний коэффициент теплопроводности пород слоя  $K = 0,005 \text{ кал} / \text{см} \cdot \text{°C} / \text{с}$ . Вычислить число Пекле (Нуссельта) и оценить рост температуры в центре 400 метрового слоя с температурами  $T = 40 \text{ °C}$  и  $60 \text{ °C}$  в кровле и основании слоя, соответственно, под влиянием стационарного восходящего течения грунтовых вод со скоростями 0,5, 1, 3, 10 и 30 см/год.

**Указание:** влияние вертикального конвективного теплопереноса на распределение температур в горизонтальном слое оценить с помощью формул (7) и (8).

3. Оценить расстояние от входного сечения горизонта, на котором достигается термическое равновесие квазигоризонтального водоносного горизонта с вмещающими породами слоя. Оценки провести для скоростей движения вод пласта  $v_w = 5, 10, 30$ , и

50 м/год, мощности водоносного горизонта  $\Delta h = 10, 50$  и  $100$  м и коэффициента термической диффузии водонасыщенных пористых пород горизонта  $\kappa_{\text{rock}} = 1,5, 3$ , и  $5 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ .

**Указание:** расстояние, начиная с которого установится тепловое равновесие водоносного горизонта с вмещающими породами (т.е. начиная с которого горизонт не будет возмущать вертикальный градиент температур вмещающих пород), определяется условием:  $\Delta x/V > \tau$ , где  $\tau \approx (\Delta Z)^2/\kappa$  (см. гл. 5).

4. Плотность породы, представленной смесью 50 % песчаников и 50 % известняков составляла  $2,25 \text{ г/см}^3$ . Чему равна пористость породы?

5. Определить температуру, при которой матричная теплопроводность галита (глины, известняка, песчаника) упадет в два раза.

6. Предполагая нормальный градиент температур  $dT/dz = 30 \text{ }^\circ\text{C/км}$ , оценить теплопроводность глинистого песчаника (50:50) на глубинах 2, 3, и 5 км.

7. Для условий предыдущей задачи оценить глубину, на которой прекратится рост теплопроводности осадочной породы с глубиной.

**Замечание:** в задачах 4–7 воспользоваться для расчетов данными табл. 5 и формулами (9), (10).

8. Принимая тепловой поток  $q = 1 \text{ HFU} = 41,868 \text{ мВт/м}^2$  неизменным с глубиной, температуру на поверхности  $T = 0 \text{ }^\circ\text{C}$  и среднюю теплопроводность для каждого из интервалов глубин (0–1000 м), (1000–2000 м), (2000–3000 м), (3000–5000 м), определить температуру на глубинах 1000, 2000, 3000, 4000 и 5000 м в осадочном разрезе, представленном: а) глинами; б) песчаниками; в) карбонатами; г) ангидритами; д) глинистыми песчаниками; е) глинистыми известняками (50:50).

**Указание:** температура определяется решением стационарного уравнения теплопроводности:  $k(dT/dz) = q$ , откуда получаем, что в пределах  $i$ -го слоя  $T(z) = T_i + (q/k_i)(z - Z_i)$ , где  $Z_i$  – кровля  $i$ -го слоя,  $T_i$  – ее температура ( $T_1$  – температура на поверхности осадочного чехла),  $k_i$  – средняя теплопроводность пород  $i$ -го слоя.

9. Какую долю соленосных пород (галит) необходимо добавить к глинам, чтобы в условиях предыдущей задачи температура на глубине 2500 м уменьшилась в два раза по сравнению с вариантом чисто глинистого разреза.

10. Какую долю соленосных пород (галит в табл. 5) необходимо добавить к глинам, чтобы объемная теплогенерация породы оказалась в два раза меньшей, чем в глинах?

11. В осадочной породе с плотностью  $2,3 \text{ г/см}^3$  содержание радиоактивных элементов составляет:  $C_U = 2 \text{ ppm}$ ,  $C_{\text{Th}} = 4 \text{ ppm}$ ,

$C_K = 1,2 \text{ wt } \%$ . Определить объемную теплогенерацию породы, используя формулу (13).

12. Среднее содержание радиоактивных элементов в породе материнской формации с плотностью  $2,4 \text{ г/см}^3$  мощностью 50 м составляет:  $C_U = 30 \text{ ppm}$ ,  $C_{Th} = 12 \text{ ppm}$ ,  $C_K = 2,5 \text{ wt } \%$ . Определить по формуле (13) объемную теплогенерацию пород формации и оценить вклад радиогенных элементов формации в поверхностный тепловой поток бассейна.

13. Для теплового потока  $Q = 41,868 \text{ мВт/м}^2$  (1 ЕТП) и температуры  $T = 10 \text{ }^\circ\text{C}$  на поверхности бассейна определить температуру и тепловой поток на глубинах 1, 5, 10, 20, 50 и 100 км в стандартных типах океанической, континентальной и краевой литосферы.

**Указание:** использовать данные табл. 10 и формулы (19) для расчета стационарного распределения температуры и теплового потока в пределах  $i$ -го слоя ( $A(z) = A_i$ ,  $K(z) = K_i$ ) слоисто-однородного фундамента. Температура и тепловой поток в пределах  $i$ -го слоя рассчитываются последовательно по формуле (19), начиная от кровли слоя с температурой  $T_{i-1}$  и тепловым потоком  $Q_{i-1}$  до его основания.

14. Определить значения теплопроводности мантии на глубинах 1, 5, 10, 20, 50 и 100 км в условиях предыдущей задачи для океанического и континентального фундамента.

**Указание:** теплопроводность пород мантии меняется с температурой по формуле (14).

15. Во сколько раз увеличивается теплоемкость перидотитовых и базальтовых пород в интервале выделения скрытой теплоты плавления? **Указание:** принять  $L = 90\text{--}100 \text{ кал/г}$ ,  $C_p = 0,25 \text{ кал/г}\cdot^\circ\text{C}$ ;  $T_l = T_s + 450\text{--}600 \text{ }^\circ\text{C}$  – для перидотитовых пород мантии;  $T_l = T_s + 75\text{--}100 \text{ }^\circ\text{C}$  – для базальтовых пород и использовать предположение линейного роста доли плавления пород с температурой.

16. Зарождение бассейна имело место в пределах осевой зоны континентального рифта стандартной континентальной литосферы. Оценить тепловой поток и палеотемпературу на глубине 50 км, характерные для начала развития бассейна (растяжение литосферы не учитывать).

17. Зарождение бассейна имело место в пределах стандартной океанической литосферы возраста 70 млн лет с глубиной дна моря 2500 м. Оценить тепловой поток, характерный для начала развития бассейна и температуру в литосфере на глубине 50 км (растяжение литосферы не учитывать).

**Указание:** Для бассейнов, зародившихся на океанической коре, начальный тепловой поток можно грубо оценить в модели остывающего полупространства по формуле (20).

## Глава 6

### АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОГРУЖЕНИЯ БАСЕЙНА

В системе моделирования бассейнов ГАЛО область поиска распределения температуры включала дополнительно к осадочной толще подстилающую литосферу и даже часть астеносферы, если та существовала на глубинах менее 200 км. Это не только обеспечивало корректную трактовку теплообмена между осадочными слоями и фундаментом, но и позволяло вычислять вариации в амплитуде тектонического погружения фундамента, используя рассчитанные на каждом шаге времени распределения плотностей пород литосферы с глубиной.

Тектоническим погружением бассейна по определению называют положение (глубину) поверхности его фундамента после снятия нагрузки воды и осадков. Обычно тектоническое погружение в 2–3 раза меньше действительной глубины поверхности фундамента бассейна (сравни рис. 9, б и 9, е). Долгое время тектоническое погружение использовалось исключительно для анализа истории погружения рифтогенных бассейнов с относительно простой термической историей – монотонным остыванием литосферы после ее прогревания на рифтовом этапе развития бассейна [138, 149]. При этом кривая тектонического погружения использовалась для подтверждения такого хода развития бассейна. Однако, анализ кривых погружения поверхности фундамента свидетельствует о том, что в истории многих бассейнов мира этапы растяжения литосферы повторялись неоднократно (Восточно-Баренцевоморская впадина, северная часть норвежского шельфа, Северное море и другие) [121]. В некоторых бассейнах вслед за первым событием растяжения, связанным с начальным эпизодом рифтогенеза, через 40–100 млн лет могли следовать дополнительные этапы растяжения литосферы с амплитудой 1,03–1,3 [16]. Имеются бассейны, в истории которых рифтовая стадия оказывается промежуточной, в результате чего рифтовые грабены оказываются наложенными на осадочные отложения предшествующих стадий и погребенными под отложениями последующих формаций (верхнемеловой-миоценовый грабен Сирт в Ливийско-Египетском бассейне, юрско-нижнемеловые грабены Центральный и Вайкинг в Северноморском бассейне) [40]. И, наконец, сам процесс рифтогенеза не оказывался мгновенным, как предполагалось в первоначальных моделях, а растягивался на десятки млн лет [16]. Как показано ниже, анализ вариаций тектонического



погружения позволяет рассматривать такие сложные варианты эволюции бассейна и оценивать продолжительность и интенсивность периодов тепловой и тектонической активизаций бассейна.

В состоянии локальной изостазии два основных процесса определяют глубину поверхности фундамента бассейна: нагрузка осадков и воды на поверхность фундамента (амплитуда смещения поверхности  $ZT_s$ ) и изменение в распределении и плотности пород фундамента с глубиной (амплитуда смещения поверхности  $ZT_b$ ) (например, как результат нагревания, охлаждения и растяжения литосферы, смещения фазовых границ, преобразования габбро в эклогит в основании коры и др.). В отсутствии этих процессов глубина поверхности фундамента оставалась бы неизменной.

Принцип вычисления вариаций амплитуды тектонического погружения показан на рис. 19. Они вычисляются из условия, что веса всех столбцов уравниваются на уровне компенсации (нижняя граница области счета  $Z_k$ ), откуда получают уравнения для расчета вариаций составляющих тектонического погружения  $ZT_s$  и  $ZT_b$ . Так, равенство веса столбцов AA и  $A_1A_1$ , а также столбцов BB и  $B_1B_1$  приводят к уравнениям:

$$g \cdot \rho_w \cdot Z_w(0) + G(0) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_w(0) - l_0) = \\ = G(0) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_t(0) - l_0) \quad \text{и}$$

$$g \cdot \rho_w \cdot Z_w(t) + G(t) + g \cdot \rho_s \cdot S(t) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_w(t) - S(t) - l_0) = \\ = G(t) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_t(t) - l_0),$$

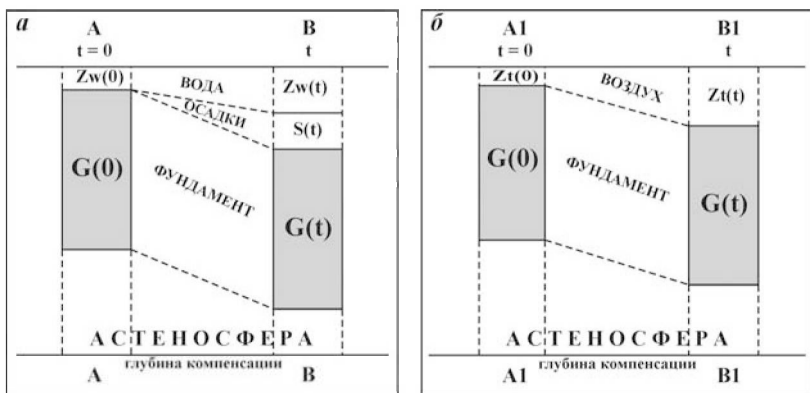


Рис. 19. Принципиальная схема расчета тектонического погружения: веса всех столбцов уравниваются на уровне компенсации, равном глубине нижней границы области счета  $Z_k$

из которых следует соотношение для вычисления «поверхностной» составляющей тектонического погружения фундамента ( $ZT_s$ ), обусловленной изменением в процессе развития бассейна нагрузки на поверхность его фундамента и определяемой весом осадочного покрова и водного покрова (сплошные кривые на рис. 9, е):

$$ZT_s(t) - ZT_s(0) = \frac{\rho_a - \rho_s(t)}{\rho_a} \cdot S(t) + \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} \cdot [Z_w(t) - Z_w(0)]. \quad (23)$$

В этом уравнении  $t$  – время,  $t = 0$  – начало формирования бассейна,  $Z_w(t)$  – палеоглубины водной колонки на время  $t$ ,  $S(t)$  – толщина осадочного покрова,  $\rho_a$  и  $\rho_w$  – плотности астеносферы и воды. Средняя плотность пород в столбце осадков  $\rho_s(t)$  определяется из соотношения:

$$\rho_s(t) = \frac{\int_0^{S(t)} \rho_s(Z, t) \cdot dZ}{S(t)}, \quad (24)$$

включающего полный литолого-стратиграфический разрез осадочной толщи изучаемого участка бассейна. Существенно, что тектоническое погружение (23) явно не зависит от эвстатических колебаний уровня мирового океана, которые могли быть вызваны широкомасштабным таянием ледников, глобальными изменениями в картине спрединга, вытеснением воды при эрозии континентов, осушением или заполнением больших водных бассейнов. В настоящее время амплитуды этих колебаний не могут быть определены с достаточной точностью. Так, используя три наиболее известных эвстатических кривых, можно получить различие в оценках уровня океана в 100–250 м. К тому же, в работах Е.В. Артюшкова и др. [3, 5] было показано, что многие из быстрых флюктуаций глубины морских бассейнов на континентальной коре были обусловленными не эвстатическими колебаниями уровня мирового океана, как полагали прежде, а проявлением в отдельные эпохи относительно быстрых вертикальных тектонических движений коры с амплитудами 20–100 м. Таким образом, имеющиеся в литературе оценки колебаний уровня Мирового океана далеки от совершенства, в то же время учет этих колебаний в анализе вариаций тектонического погружения при умеренных скоростях осадконакопления может затуманивать эффект тектонических событий на реконструируемое положение поверхности фундамента [16]. Поэтому многие исследователи предпочитают вовсе не включать изменение глобального уровня моря в анализ кривых тектонического погружения фундамента,

резонно полагая, что вклад, определяемый мощностью осадочной толщи и палеоглубиной морского бассейна, доминирует в величине тектонического погружения фундамента. Допускаемые при этом ошибки в оценке относительных вариаций амплитуды тектонического погружения фундамента оцениваются в 50–150 м. В то же время уравнение (23) для тектонического погружения содержит глубину моря в некоторый момент времени  $t$  относительно его глубины на этапе зарождения бассейна ( $t = 0$ ) и не включает явно эвстатические колебания уровня моря.

В программном модуле наряду с «поверхностной» ( $ZT_s$ ) рассчитывается также и «глубинная» составляющая ( $ZT_b$ ), которая связана с процессами, изменяющими распределение плотности в колонке фундамента по мере эволюции бассейна (например, с нагреванием и охлаждением пород фундамента, смещением границ фазовых переходов, растяжением бассейна, фазовыми переходами пород в литосфере; мелко пунктирные кривые на рис. 9, е). Вариации тектонического погружения фундамента, вызванные изменением распределения плотностей пород фундамента  $ZT_b$ , получаем из уравнения (25), приравнявая веса столбцов  $A_1A_1$  и  $B_1B_1$  на рис. 19, б:

$$ZT_b(t) - ZT_b(0) = \frac{G(t) - G(0)}{\rho_a \cdot g}. \quad (25)$$

Здесь  $g$  – ускорение силы тяжести;  $G$  – вес столбца фундамента некоторой фиксированной высоты  $l_0$ :

$$G(t) = g \cdot \int_0^{l_0} \rho_l(Z, t) \cdot dZ = g \cdot l_0 \cdot \rho_{\text{среднее}}. \quad (26)$$

В качестве  $l_0$  выбирается нижняя граница  $ZM$  области счета температуры в начальный момент развития бассейна ( $t = 0$ ). При этом толщина столбца фундамента ( $l_0$ ) остается неизменной во все время моделирования бассейна, наращаясь в периоды растяжения литосферы, в то время как  $ZM$  – нижняя граница области счета температуры – может меняться на толщину отложенных или эродированных осадков.

В такой модели глубина изостатической компенсации лежит ниже или совпадает с максимальной глубиной  $ZM$  в процессе моделирования бассейна. Такая глубина изостатической компенсации приходится на реологически слабые породы астеносферы или низов литосферы.

В формуле (26) плотность пород фундамента  $\rho_l(Z, t)$  является функцией температуры  $T(Z, t)$ , давления  $P(Z, t)$  и времени  $t$ . Она меняется также в зависимости от состава пород (кора, мантия,

«гранитный» или «базальтовый» слой; рис. 20), в ее расчете учитываются изменения в глубинном распределении плотности, возникающие при растяжении литосферы, а также фазовые переходы в пределах перидотитовой мантии литосферы [16, 85]: переход плакиоглазового перидотита в шпинелевый со скачком плотности  $3,26 \rightarrow 3,30$  г/см<sup>3</sup> и глубиной перехода  $P(\text{кбар}) = 0,00515 \times T(^{\circ}\text{C}) + 3,92$  и переход шпинелевого перидотита в гранатовый со скачком плотности  $3,30 \rightarrow 3,38$  г/см<sup>3</sup> и глубиной перехода, определяемой уравнением  $P(\text{кбар}) = 0,000025 \times [T(^{\circ}\text{C}) - 900] \times 2 + 15$ . Первый из приведенных переходов приходится на глубины от 12 до 32 км и в континентальной литосфере не имеет места, так как приходится на кору. Второй переход – на глубины от 40 до 70 км. Он объясняет от 200 до 400 м рельефа поверхности фундамента.

Изменение плотности пород мантии с температурой и давлением определяется формулой:

$$\rho_1(Z, t) = \rho_0(Z, t) \cdot [1 - \alpha \cdot T(Z, t) + \beta \cdot P(Z, t)]. \quad (27)$$

где  $\alpha = 3,2 \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  – коэффициент термического расширения (Parsons and Sclater, 1977),  $\beta = 0,00079 \text{ Кбар}^{-1}$  – изотермический коэффициент сжатия пород (Touloukian and Ho, 1981),  $\rho_0(Z, t)$  – распределение плотности пород с глубиной при стандартных условиях ( $P = 1$  атм. и  $T = 20$  °С). Из (27) следует, что для  $P = 30$  кбар ( $z = 93$  км) и  $T = 1000$  °С совместный эффект давления и температуры дает в результате уменьшение плотности  $\Delta\rho = 0,078 - 0,106 = -0,028$ . Следовательно на этих глубинах эффект уменьшения плотности вследствие температурного расширения

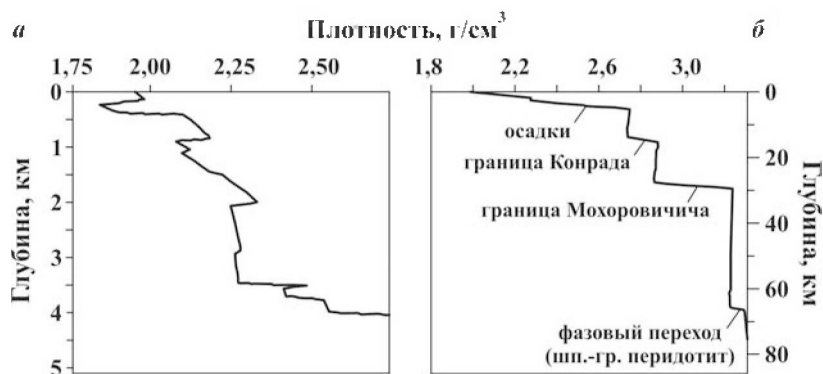


Рис. 20. Вариации плотности пород литосферы бассейна с глубиной в пределах осадочного разреза (а) и фундамента (б) на примере бассейна Уэд эль Миа Восточного Алжира, площадь Такхухт

пород преобладает над эффектом увеличения плотности пород мантии с ростом давления. Однако, при  $P = 50$  кбар ( $z = 154$  км) и  $T = 1200$  °С оба эффекта почти компенсируют друг друга. В целом, температурный эффект на плотность пород мантии будет преобладать на глубинах  $z < 100$  км, а эффект давления при  $z > 200$  км.

Анализ тектонического погружения фундамента в рамках соотношений (23, 25) предполагает локально-изостатический отклик литосферы на нагрузку. Известно, что состояние локальной изостазии достигается, когда характерные горизонтальные размеры нагрузки заметно превышают эффективную упругую толщину литосферы. Это означает, что сокращение последней способствует достижению этого состояния. Не вызывает сомнения локально-изостатический отклик литосферы на поверхностную и внутреннюю (реакция на временные вариации в глубинном распределении плотностей в фундаменте) нагрузки в период рифтогенеза, когда литосфера под действием процессов тепловой активизации и растяжения в значительной степени ослаблена. Исследования последних лет показывают, что и в «нормальном» состоянии континентальная литосфера может быть достаточно слабой. Ранее полагали, что нижняя граница эффективно упругой части литосферы совпадает с изотермой 600–750 °С [52]. Такое определение отчасти оправдано для океанической литосферы, но оно не справедливо для континентальной. В последнем случае определенная таким методом эффективно упругая толщина литосферы составляла бы для континентальных щитов 120–150 км. Однако наблюдения показывают, что древняя континентальная литосфера ведет себя как заметно более слабая структура, чем это следует из приведенных оценок [16].

Основная причина здесь в том, что доминирующий материал нижней коры континентальной литосферы – кварц – имеет низкие энергии активации для начала пластичных деформаций. Неупругие деформации в нижней коре с реологией кварца начинаются при температурах  $T > 250$ – $300$  °С. По этой причине в нижней коре во всех случаях за исключением очень тонкой континентальной коры ( $H_c < 20$ – $25$  км) будет возникать ослабленная зона, позволяющая верхней коре вести себя независимо от мантии (рис. 21).

Во всех трех вариантах, рассмотренных на рис. 21, неупругая реология верхней коры отвечала неупругим деформациям влажного кварцита. Неупругая реология нижней коры соответствовала деформациям сухого анортозита (сплошные линии на левом и среднем рисунках) или влажного кварцита (пунктирные линии на тех же рисунках). Реология влажного кварцита значительно ослабляет нижнюю кору по сравнению с реологией сухого анор-

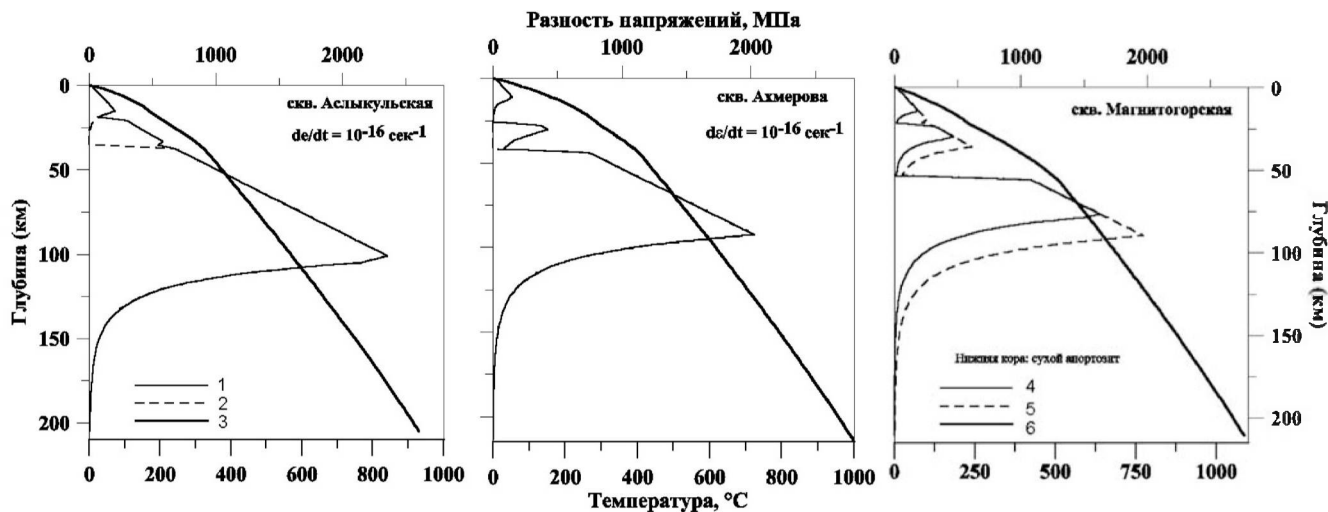


Рис. 21. Изменение прочности ( $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ ) пород литосферы с глубиной  $z$ , вычисленное для современного разреза Аслыкульской и Ахмеровой площадей для скорости деформаций  $\dot{\epsilon} = 10^{-16}$  1/с и разных реологических законов (кривая 1 – породы нижней коры с реологией сухого анортозита; кривая 2 – породы нижней коры с реологией влажного кварцита, см. текст) и для скв. Магнитогорская с реологией сухого анортозита для пород нижней коры и для двух скоростей деформаций:  $\dot{\epsilon} = 10^{-16}$  1/с (кривая 4) и  $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$  1/с (кривая 5) [18].

Распределения температуры с глубиной, использованные в расчетах напряжений вязко-ползучих деформаций, показаны на рисунках жирными линиями (кривые 3 и 6). Вариант с реологией влажного кварца для всей коры (верхней и нижней) дает пренебрежимые значения разности напряжений в пределах нижней коры, так что пунктирная кривая на этих глубинах на левом и среднем рисунках сливается с осью ординат

тозита. Сравнение левого и среднего рисунков показывает, что накопление мощного осадочного покрова (около 5 км на Аслыкульской и 14 км – на Ахмеровой площадях) имеет следствием развитие заметных зон ослабления в основании верхней и нижней коры, как следствие изменения Р-Т условий на соответствующих глубинах в литосфере. Правый рисунок демонстрирует упрочнение литосферы с ростом скорости деформаций от значений  $\partial\varepsilon/\partial t = 10^{-6}$  1/сек, типичных для деформаций континентальной литосферы, до  $\partial\varepsilon/\partial t = 10^{-14}$  1/сек, типичных для деформаций осевых зон срединно-океанических хребтов.

Такие выводы подтверждаются, например, оценками эффективности упругой толщины литосферы Южного Урала из анализа гравитационных аномалий Буге, а также данных по глубинному сейсмическому зондированию района вдоль 1000-километрового профиля где эффективная упругая толщина литосферы в районе Южного Урала оценивается в 50 км. О состоянии литосферы Южного Урала, близком к изостатическому равновесию, свидетельствуют и невысокие амплитуды современных аномалий Фая в изучаемом районе (Artemjjev et al., 1994). Заметные отклонения от состояния локальной изостазии могли возникать в этом районе только в периоды регионального сжатия. Однако, эти периоды были кратковременными (2–30 млн лет) и после их завершения состояние (по крайней мере, региональной) изостазии восстанавливалось.

Для изостатически уравновешенных областей земной литосферы подъем поверхности фундамента в ответ на прогревание литосферы бассейна довольно частый феномен. Повышенный рельеф обрамления Красного моря, Байкала и Восточно-Африканских рифтов представляет пример подобной ситуации. И напротив, растяжение фундамента при относительно слабом воздействии прогревания вызывает его погружение. Рельеф района Афарского треугольника, бассейна Иллизи в Восточном Алжире, северной части Калифорнийского залива сформирован одновременным действием интенсивной тепловой активизации и тектонического растяжения. В динамически активных районах (молодые горные пояса, аккреционные призмы) резкие погружения и подъем поверхности фундамента возможны в ответ на сильные поля сжимающих напряжений в окрестности конвергентных краев литосферных плит. Таковы, например, районы Южного Каспия, многочисленные покровы и надвиги в пределах Альпийско-Гималайского пояса, глубоководные желоба и передовые прогибы островодужной системы Тихого океана (Теркот, Шуберт, 1985). Все эти области характеризуются высокими (более 100 мгл) аномалиями силы тяжести в редукции Фая [55]. Для таких тектонически активных районов или для стадий гори-

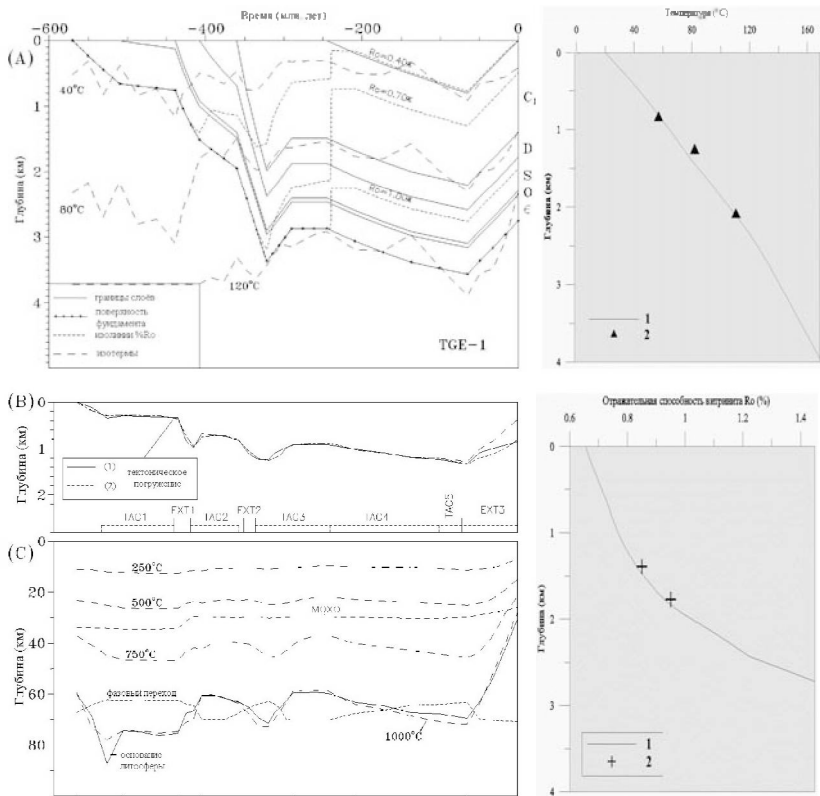
зонтального сжатия на отдельных этапах развития бассейнов, становятся заметными отклонения от изостазии.

Для изостатического отклика литосферы на нагрузку относительные изменения поверхностной составляющей амплитуды тектонического погружения  $ZT_s$  должны быть близкими к изменениям ее глубинной составляющей  $ZT_b$ , так как в этом случае нагрузка на поверхность фундамента и вариации в глубинном распределении плотностей являются единственными причинами изменения глубины поверхности фундамента.

Факт близости двух составляющих тектонического погружения  $ZT_b$  и  $ZT_s$  используется в моделировании для оценки продолжительности и интенсивности тепловых и тектонических реактивизаций бассейна. Рис. 22 демонстрирует пример такого анализа. Здесь иллюстрируется одновременное действие тепловой активизации и растяжения литосферы в кайнозое на примере осадочного бассейна Иллизи в Восточном Алжире. В системе ГАЛО процесс растяжения моделировался в виде последовательности слабых эпизодов растяжений с амплитудами  $\Delta\beta_i$ , отвечающих каждый своему интервалу времени  $\Delta t_i$ , так что полная амплитуда растяжения за время  $\Delta t = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \dots + \Delta t_n$  достигала  $\beta = \Delta\beta_1 \cdot \Delta\beta_2 \dots \Delta\beta_n$ , где  $n$  – полное число элементарных этапов растяжения литосферы. Расчет термического режима проводится в предположении мгновенного адиабатического растяжения области в  $\Delta\beta_i$  раз и последующей термической релаксации в течение интервала времени  $\Delta t_i$ . В большинстве вариантов развития континентальных бассейнов и их моделирования продолжительность эпизодов растяжения литосферы варьирует от 40 до 100 млн лет, а скорости растяжения редко превышают 0,1 мм/год (см. этапы PAC1 и PAC2 и этапы EXT-1 – EXT-3 на рис. 22). В таких условиях процесс растяжения отражался больше в изменениях глубины границы Мохоровичича, чем в вариациях глубин изотерм растягиваемой литосферы (рис. 22). Алгоритмы моделирования позволяют рассматривать сокращение слоя «нормальной» коры не только как результат растяжения литосферы, но и как результат действия фазовых переходов, переводящих породы нижних горизонтов континентальной коры в более плотные гранулитовые и эклогитовые фации [3]. В этом случае процесс утонения коры моделируется эрозией ее нижних слоев.

Наряду с тектонической, тепловая активизация также могла повторяться в истории бассейна неоднократно. Процессы тепловой активизации литосферы моделировались в системе ГАЛО поднятием кровли термического диапира с температурой 1000–1200 °С. При этом распределение температур в литосфере ниже кровли диапира переписывалось на каждом шаге времени на распределение температур, линейно возрастающее от температу-





**Рис. 22.** Численная реконструкция эволюции истории погружения и термического режима осадочной толщи (А) и подстилающей литосферы (С) бассейна Иллиз в районе скв. TGE-1, Восточный Алжир [16].

Рис. В: (1) – тектоническое погружение поверхности фундамента при снятой нагрузке воды и осадков; (2) – то же за счет вариаций распределения плотностей в фундаменте (см. текст). Вычисленная геотерма и измеренные значения температур в современном разрезе бассейна предполагают высокий термический режим литосферы бассейна. В рисунках справа: 1 – вычисленные и 2 – измеренные значения температуры и  $R_o$

ры кровли диапира до значения  $T_{low}$ , поддерживаемое в основной области счета. Полагалось, что в течении определенного времени становления «теплового диапира» (от 5 до 50 млн лет в разных вариантах моделирования) его кровля поднималась с постоянной скоростью (от 0.5 до 5 км/млн лет) от своего начального положения до конечной глубины. Затем диапир либо поддерживался на той же глубине, либо частично релаксировал, либо

продолжал воздымание до окончания тепловой активизации. Например, в варианте моделирования бассейна Уэд эль-Миа площади Такхухт, представленного на рис. 9, первая тепловая активизация, ТАК1 отвечала подъему кровли астеносферного диапира с температурой 1000 °С со скоростью около 5,5 км/млн лет от 280 до 270 млн лет назад и поддержанию этой кровли на неизменной глубине с эквивалентным тепловым потоком на поверхности около 100 мВт/м<sup>2</sup> в течение последующих 35 млн лет. Вторая тепловая активизация на том же рисунке, ТАК2, отвечала подъему кровли диапира со скоростью около 1 км/млн лет с 120 по 100 млн лет и стагнации по настоящее время с эффективным тепловым потоком на поверхности около 60 мВт/м<sup>2</sup>. Рис. 22 дает пример тепловой активизации, интенсивность которой растет по настоящее время.

Кроме того, этот рисунок иллюстрирует одновременное действие тепловой активизации и растяжения литосферы в кайнозое на примере моделирования осадочного бассейна Иллизи в Восточном Алжире. Тепловая реактивизация литосферы здесь предполагается на основании совпадения вычисленных температур с измеренными высокими значениями в современном разрезе (около 110 °С на глубине 2 км; [114]). Крушным пунктиром показано положение тектонической кривой (25) при учете одной лишь тепловой активизации в кайнозое. Предположение одновременного растяжения бассейна с амплитудой  $\beta \approx 1,16$  приводит к совпадению тектонических кривых. Следствием этого является низкий рельеф бассейна при его выраженной высокой тепловой активизации. Такая ситуация повторяется на всех реконструируемых разрезах восточной половины бассейна Иллизи. Низкий рельеф поверхности бассейна при выраженной высокой тепловой активизации района, свидетельства недавнего вулканизма в бассейне Иллизи и наличие здесь трещин растяжения, подтверждает предположение, сделанное нами на основании тектонического анализа об одновременном действии здесь тепловой активизации и растяжения в кайнозое [114].

В заключение отметим, что сам по себе тектонический метод не позволяет однозначно оценить амплитуды термических и тектонических событий в литосфере. Увеличивая одновременно начальный и конечный тепловые потоки, мы всегда можем подобрать соответствующую последовательность событий для одной и той же тектонической кривой. Однако, сочетание тектонического метода с измеренными значениями температур и  $R_0$  в современном разрезе бассейна, а также анализ геолого-геофизической информации о строении и развитии района, значительно сужают число возможных вариантов моделирования эволюции рассматриваемого района.

## КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Охарактеризовать геофизические методы определения толщины литосферы Земли.
2. Назвать геофизические следствия различия мощностей океанической и континентальной коры.
3. Изменение плотности пород коры и мантии с глубиной. Глубины преобладающего влияния температуры и давления на распределение плотности с глубиной.
4. Назвать возможные причины погружения поверхности фундамента в истории развития бассейна.
5. Эвстатические колебания уровня мирового океана и ошибки их определения.
6. Геологические и тектонические факторы, способствующие локально-изостатическому отклику литосферы на нагрузку. Указать районы Земного шара с выраженным неизостатическим поведением литосферы.
7. Назвать районы одновременного действия тепловой активизации и растяжения литосферы на Земле.
8. Принципы оценки амплитуды термических и тектонических событий в литосфере из анализа вариаций тектонического погружения фундамента.

## ЗАДАЧИ

1. Для теплового потока  $Q = 41,868 \text{ мВт/м}^2$  (1 ЕТП) и температуры  $T = 10 \text{ }^\circ\text{C}$  на поверхности бассейна определить для стандартной континентальной и океанической литосфер уменьшение плотности  $\Delta\rho_T$  за счет температуры и ее увеличение  $\Delta\rho_P$  за счет давления на глубинах 50, 100, 150 и 200 км в мантии, с учетом фазовых переходов.

2. То же, что в предыдущей задаче, но для потока  $Q = 100 \text{ мВт/м}^2$ .

3. Мощность глинистых песчаников (50:50), накопленных за некоторое время  $\Delta t$  в бассейне составляет 1, 2, 3, 5 и 10 км. Предполагая локально-изостатический отклик литосферы на нагрузку воды и осадков, оценить амплитуду тектонического погружения фундамента, если за этот период времени глубина моря увеличилась на 500 (1000, 2000) м.

**Указание:** воспользоваться формулой (11) и средними значениями плотностей слоя.

4. Оценить среднюю величину возрастания плотности пород  $\Delta\rho$  и соответствующую среднюю величину остывания пород в столбце фундамента высотой  $l_0 = 100 \text{ км}$ , необходимую для обес-

печения амплитуд тектонического погружения фундамента предыдущей задачи.

**Указание:** воспользоваться формулами (13) и (14).

5. В некоторый интервал времени тектоническая (!!!) поверхность бассейна погрузилась на 400 м (амплитуда тектонического погружения равна + 400 м). Перечислить события в фундаменте бассейна, которые могли бы вызвать такое погружение.

6. В некоторый интервал времени тектоническая (!!!) поверхность бассейна поднялась на 400 м (амплитуда тектонического погружения бассейна равна –400 м). Перечислить события в фундаменте бассейна, которые могли бы вызвать этот подъем.

7. Характерная упругая толщина литосферы составляет около 10 км. Каковы должны быть горизонтальные размеры однородного осадочного покрова, чтобы его нагрузку на фундамент бассейна можно было бы рассматривать как изостатическую?

8. Назвать районы на Земле, где одновременно действуют процессы тепловой активизации и растяжения литосферы.

9. Привести пример неоднозначной оценки амплитуды термических и тектонических событий в литосфере бассейна из формального анализа вариаций тектонического погружения фундамента.

## Глава 7

### ОЦЕНКА ЗРЕЛОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В БАСЕЙНАХ

#### 7.1. ОТРАЖАТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ВИТРИНИТА

Измерение отражательной способности витринита ( $R_0$ ) относится к наиболее распространенным методам оценки степени созревания ОВ в осадках (рис. 9, б, в; 22, а, б). Витринит – минеральная группа, типичная для витрена и содержащая гумусовый материал торфяного происхождения. Витрен – это литотип угля, характеризующийся алмазным или стекляннным блеском, черным цветом, кубической отдельностью и раковистым надломом. Витринит – наиболее общий продукт углефикации. Для лабораторного определения степени зрелости органического вещества измеряется отражательная способность витринита, то есть отношение интенсивности пучка света, отраженного от кусочка вит-

ринита, помещенного в масло ( $R_o$ ) или в воздух ( $R_a$ ), к интенсивности падающего пучка света. Основу метода составляет представление о том, что в процессе углефикации витринит меняет свою отражательную способность от значений  $R_o = 0,25$  % на стадии торфа до  $R_o = 4,0$  % на стадии антрацита [41]. Огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени, дает возможность идентифицировать те или иные стадии созревания по измеренным значениям  $R_o$ . Отметим при этом, что измерение отражательной способности витринита  $R_o$  в породах современного разреза служит одним из основных факторов контроля численной модели бассейна (наряду с измерениями глубинных температур (теплого потока) и анализом вариаций тектонического погружения фундамента).

Один из вариантов соответствия значений  $R_o$  основным стадиям созревания ОВ приведен в табл. 9. При использовании этой таблицы следует иметь в виду, что значения  $R_o$ , отвечающие тем или иным стадиям катагенеза, могут заметно меняться для разных типов органического вещества. Так, начало главной стадии образования нефти соответствует следующим значениям  $R_o$ : 0,50 % – для высокосернистых керогенов, 0,55–0,60 % – для керогенов типа I и II, 0,65–0,70 % – для керогенов типа III [153].

Отметим некоторые проблемы, связанные с измерением отражательной способности витринита  $R_o$ , в образцах пород [41]:

1) При захоронении в песчаных породах доступ кислорода облегчается и ОВ окисляется. Поэтому ОВ, годное для интерпретации в палеогеотермических исследованиях, обычно сохраняется в глинах, алевролитах и известняках, а в песчаниках основная часть ОВ может быть переработана и изменена.

2) Надежность измерений  $R_o$  для значений меньших 0,3–0,4 % крайне низка.

3) Существенная зависимость  $R_o$  от исходного химического состава витринита вызывает большой разброс в измеренных значениях  $R_o$  даже в пределах одного бассейна.

4) Необходимо учитывать, что для  $R_o > 2$  % отражательная способность будет зависеть еще и от давления.

Таблица 9

Соответствие значений  $R_o$  и ТВИ стадиям катагенеза ОВ [152, 153]

Стадии катагенеза	Начало генерации жидких УВ	50 % созревания керогена	Пик генерации жидких УВ	Конец генерации жидких УВ	Конденсат	Начало генерации сухого газа
$R_o$	0,50-0,65	0,80	0,90-1,00	1,30	1,75	2,00-2,30
ТВИ	3-15	35	50-75	160	500	900-1600

5) Морские и озерные серии пород в большинстве случаев являются битуминоидами от планктона и по термофизическим свойствам отличаются от витринита.

6) Континентальные породы кембрий-ордовика и более древние не могут содержать витринита, так как высших растений тогда не существовало.

7) Во всех красноцветных формациях органическое вещество окислено.

8) В известняках витриниты сохраняются реже, а их отражательная способность может отличаться от значений для нормального витринита той же степени углефикации.

В 1970–1990 годах измерения  $Ro$ , наряду с другими методами (по температуре гомогенизации жидкостных включений; по степени преобразования глинистых минералов; по температуре равновесия устойчивых изотопов; по температуре равновесия SiO<sub>2</sub>-Na-K-Ca системы; по анализу распределения длин микротрещин от деления радиоактивных элементов в апатите), использовались для оценки максимальных температур ( $T_{max}$ ) в истории погружения осадочных пород. Это было связано с тем, что в то время температура принималась единственным определяющим фактором созревания органического вещества. В литературе предлагался целый ряд корреляционных отношений, связывающих максимальную температуру  $T_{max}$  в истории погружения породы с уровнем зрелости, достигнутым органическим веществом, захваченным этой породой (см. [16]):

1.  $10 \cdot Ra$  (%) =  $67,2 \cdot [1 + 0,066 \cdot (T_{max}/100)^2]$  – для образцов из углистых прослоек;

2.  $10 \cdot Ra$  (%) =  $67,2 \cdot [1 + 0,082 \cdot (T_{max}/100)^2]$  – для песчаников и алевролитов;

3.  $10 \cdot Ra$  (%) =  $67,2 \cdot [1 + 0,107 \cdot (T_{max}/100)^2]$  – для глин и аргиллитов, где  $T_{max}$  выражена в °C;

4.  $T_{max}$  (°C) =  $302,97 \cdot \log_{10} Ro + 187,33$  в работе;

5.  $\ln Ro$  (%) =  $0,0078 \cdot T_{max}$  (°C) – 1,2 в интервале температур  $25 \leq T_{max} \leq 325$  °C и значений  $0,2 \% \leq Ro \leq 4,0 \%$  из работы;

6.  $T_{max}$  (°C) =  $104 \cdot \ln Ro + 148$ , предложенного в работе для постоянных скоростей нагревания пород в интервале  $v = 0,1-1$  °C/млн лет при их погружении;

7.  $T_{max}$  (°C) =  $[\ln (Ro(\%)/0,356)]/0,00753$  – для произвольных постоянных скоростей нагревания пород при их погружении;

8.  $Ro = 1,9532 \cdot \log Th - 2,9428$  – по температуре гомогенизации включений жидкости, захваченных матрицей пород.

Расчеты по приведенным формулам показывают слабую надежность метода оценки  $T_{max}$  по измеренным значениям  $Ro$  и  $Ra$ , так как разброс в оценках, полученных по кривым разных авторов, может варьировать от 60 до 100 °C и более. Как мы увидим

ниже, причина в том, что одна и та же степень созревания органического вещества может быть достигнута при разных температурах изменением длительности процесса нагревания породы. Другими словами, не только температура, но и время определяют степень катагенеза осадочных пород бассейна [41].

## **7.2. ТЕМПЕРАТУРНО-ВРЕМЕННОЙ ИНДЕКС (ТВИ) – ПЕРВЫЙ МЕТОД ЧИСЛЕННОЙ ОЦЕНКИ СТЕПЕНИ ЗРЕЛОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА**

Исходя из этого принципа, Николай Викторович Лопатин предложил первый метод численной оценки степени созревания органического вещества, привлекая химико-кинетический подход к анализу процессов генерации нефти органического вещества осадочных бассейнов. Он приблизительно описывал процесс созревания органического вещества или углефикации одной эффективной реакцией, скорость которой удваивается всякий раз при возрастании температуры на 10 °С и предложил характеризовать степень реализации этой реакции значением индекса ТВИ. Индекс вычисляется по температурной истории погружения образца материнской породы [41]:

$$\text{ТВИ} = \frac{1}{2^{10}} \cdot \int_0^t 2^{[T(t)/10]} \cdot dt, \quad (28)$$

где  $t = 0$  – время отложения породы на поверхности,  $t$  – текущее время,  $T(t)$  – температура породы как функция времени  $t$ , квадратные скобки в формуле (28) означают целую часть выражения  $T(t)/10$ . Вариант корреляционной зависимости  $R_o$  и значений индекса ТВИ был предложен Д. Вэплсом [152, 153], который использовал для этого анализ измерений  $R_o$  в образцах кернов более чем трехсот скважин из тридцати наиболее известных нефтегазоносных бассейнов мира (табл. 9). Корреляционная зависимость  $R_o$  – ТВИ, установленная в работах [152, 153], с точностью не менее 5 % может быть аппроксимирована формулой [105]:

$$\begin{aligned} \text{Lg}_{10} (R_o) = & -0,4769 + 0,2801 \cdot \text{Lg}_{10} (\text{ТВИ}) - \\ & - 0,007472 \cdot [\text{Lg}_{10} (\text{ТВИ})]^2. \end{aligned} \quad (29)$$

Ниже будет показано, что в современных системах моделирования бассейнов значения  $R_o$  вычисляются с помощью более точных алгоритмов, привлекающих кинетические спектры созревания витринита. Тем не менее, простая структура формул (28),

(29) для расчета ТВИ, и главное, аддитивность температурно-временного индекса по времени, делают удобным применение этого индекса при анализе изменения зрелости органического вещества пород в ряде геологических ситуаций. Так, применение уравнения (28) к ситуации, когда породы находились при постоянной температуре  $T$  в течении времени  $\Delta t$ , помогает понять относительную роль температуры и времени в созревании ОВ. В этом случае

$$\Delta\text{ТВИ} = 2^{(n-10)} \cdot \Delta t, \quad (30)$$

где  $n = \{T/10\}$ ,  $T$  – в °С и  $\Delta t$  – в млн лет. Тогда, если температура породы  $T \leq 50$  °С в течении времени  $\Delta t$ . Тогда ТВИ =  $\Delta t$  (млн лет)/64 и степень созревания  $R_o > 0,50$  % (ТВИ > 7) будет достигнута лишь через интервал времени  $\Delta t \geq 0,5$  млрд лет. Но если  $T = 140$  °С в течении некоторого времени  $\Delta t$ , то: ТВИ =  $16\Delta t$  (млн лет) и степень созревания  $R_o > 0,50$  % (ТВИ > 7) достигается уже через интервал времени  $\Delta t = 0,4$  млн лет, т.е. в 1000 раз быстрее.

Другая распространенная ситуация – погружение породы в течение времени  $\Delta t$  с постоянной скоростью  $v$  при постоянном (по глубине и времени) градиенте температуры  $dT/dz = \gamma$ . В этом случае температура породы меняется со временем по закону  $T(t) = T_0 + \gamma \cdot z(t) = T_0 + \gamma \cdot v \cdot (t - t_0)$ . Подставляя это выражение для  $T(t)$  в уравнение (28) получим выражение для приращения индекса ТВИ за время  $\Delta t$ :

$$\Delta\text{ТВИ} = \frac{T_0}{2^{10} \cdot \text{Ln } 2 \cdot a} \cdot \left[ 2^{\frac{a}{10}(t-t_0)} - 1 \right]. \quad (31)$$

Здесь  $v$  – скорость погружения породы (глубина погружения  $z(t) = v \cdot (t - t_0)$ ),  $a = v \cdot \gamma$ , градиент температуры  $\gamma = dT/dz$  в °С/км и время  $t$  в млн лет. Тогда для осадочного разреза краевого плато Гуаямос в Калифорнийском заливе в районе скв. DSDP 279, где градиент температуры  $\gamma = 96$  °С/км и скорость осадконакопления  $v = 0,8$  км/млн лет, стадия зрелости, отвечающая началу генерации нефти (ГЗН) ТВИ = 7–13 или  $R_o = 0,50$  %, достигается уже через 1,9 млн лет. В южном тропе Калифорнийского залива, где в окрестности интрузивных тел есть гидротермальный поток тепла и температуры в нижних горизонтах осадочного чехла могут достигать 200–300 °С, стадия созревания начала ГЗН достигается за несколько тысяч лет. Такая оценка подтверждается полевыми исследованиями осадочного чехла Калифорнийского залива. Эти исследования показали, что хотя основная часть углеводородов в осадках этого района представлена биогенными



газами, воды, выносимые высокотемпературными гидротермами к поверхности моря, содержат следы нефтей голоценового возраста.

Рис. 23 демонстрирует тот факт, что степень созревания органического вещества породы не может определяться только лишь максимальными Р-Т условиями, достигнутыми породой в процессе ее погружения. В самом деле, во всех семи вариантах погружения, представленных на рисунке, глубина погружения в современном разрезе составляла 4 км, а градиент температуры предполагался равным  $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  в течение всей истории погружения. Тем самым максимальная температура и глубина, достижимые породой, были одинаковы во всех семи вариантах погружения и составляли  $120\text{ }^{\circ}\text{C}$  на глубине 4 км, соответственно. Истории погружения, представленные на рис. 23, различаются лишь временем погружения. В то же время табл. 10 показывает, что в зависимости от времени погружения степень созревания органического вещества пород на глубине 4 км в современном разрезе бассейна меняется от очень зрелой ( $R_o = 1,405\%$ ) при  $t = 500$  млн лет до незрелой ( $R_o = 0,425\%$ ) при  $t = 5$  млн лет. Оценка зрелости легко может быть проведена путем расчета индекса ТВИ по формуле (31) для скоростей погружения пород  $v = 4\text{ км}/500, 300, 200, 100, 50, 25$  и  $5$  млн лет (рис. 23) и градиен-

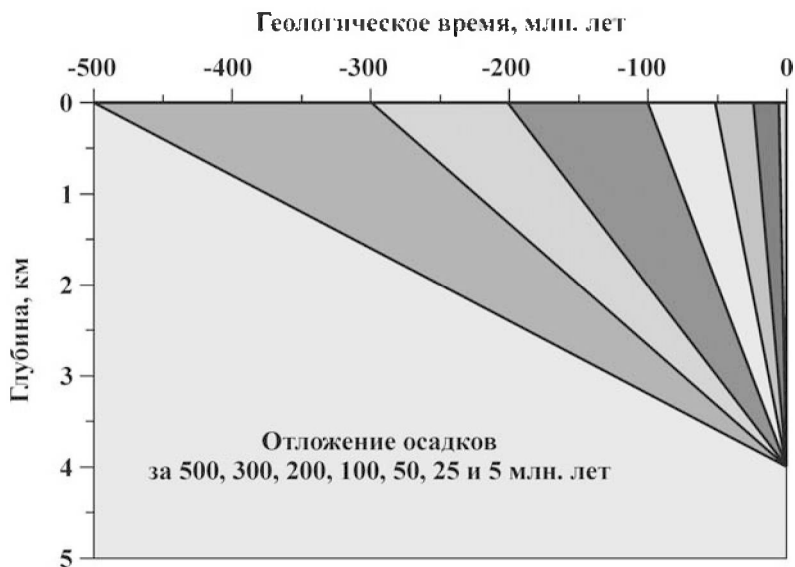


Рис. 23. Семь вариантов погружения пород на глубину 4 км с разной скоростью

Таблица 10

Изменение зрелости органического вещества в породах с максимальным погружением 4 км в течение разного времени с постоянным градиентом температуры  $\gamma = 30 \text{ }^\circ\text{C/км}$

Время (млн лет)	500	300	200	100	50	25	5
ТВИ	240,5	144,3	96,2	48,1	24,05	12,02	2,40
Ro	1,405	1,239	1,120	0,940	0,786	0,656	0,425

та температуры  $\gamma = 30 \text{ C/км}$  ( $T_0 = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Во всех рассмотренных вариантах погружения максимальная температура породы  $T_{\max} = a(t - t_0) = \gamma \cdot v \cdot (t - t_0) = \gamma \cdot \Delta Z = 30 \text{ }^\circ\text{C/км} \cdot 4 \text{ км} = 120 \text{ }^\circ\text{C}$ , и тогда для  $T_0 = 0 \text{ }^\circ\text{C}$  получаем из формулы (31):  $\Delta\text{ТВИ} \approx [10 \cdot (t - t_0) \cdot 2^{12}] / [2^{10} \cdot \text{Ln}2 \cdot 120] = 0,481 \cdot (t - t_0)$ , где время  $t$  в млн лет. Соответствующие значения Ro тогда рассчитываются по вычисленным значениям  $\Delta\text{ТВИ}$  по формуле (29). Они приведены в табл. 10.

Приведенный пример еще раз демонстрирует, что индекс ТВИ является удобным инструментом для качественного анализа эволюции степени катагенеза пород. Аддитивность по времени – основное преимущество ТВИ-метода оценки степени созревания ОВ осадочных пород. Оно позволяет оценивать изменение  $\Delta\text{ТВИ}$  в истории бассейна как сумму изменений  $\Delta i$  ТВИ на разных этапах развития бассейна:

$$\Delta\text{ТВИ} = \frac{1}{2^{10}} \cdot \int_{t_0}^t 2^{[T(t)/10]} \cdot dt = \frac{1}{2^{10}} \cdot \sum_{i=1}^N \int_{t_{i-1}}^{t_i} 2^{[T(t)/10]} \cdot dt = \sum_{i=1}^N \Delta\text{ТВИ}_i.$$

Тогда, разбивая историю погружения породы на ряд простых этапов – осадконакопление, эрозию и перерыв, и оценивая температуры или градиенты температуры для каждого из этих этапов, мы, применяя формулы (30) или (31), можем грубо оценить историю созревания органического вещества породы. Например, используя этот анализ, нетрудно показать, что скачек в степени созревания ОВ на поверхности несогласия, вызванный эрозией амплитудой 3,2 км, может уменьшиться до 0,1–0,2 % по витриниту за счет последующего погружения поверхности на сравнимую глубину [16].

### 7.3. ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ВИТРИНИТА

И все же в современных системах моделирования бассейнов отражательная способность витринита Ro определяется не мето-

дом ТВИ, а с использованием кинетических моделей, созданных на основе детального лабораторного анализа параметров химических реакций, управляющих процессами созревания витринита [143]. В этих моделях процесс созревания описывается 35-ю (система VITRIMAT) или 20-ю (система EASY Ro) параллельными реакциями, отвечающими за процессы выделения воды, двуокиси углерода  $CO_2$ , метана и более тяжелых УВ. Соответствующий спектр можно видеть на рис. 24, где высота столбиков соответствует исходному потенциалу соответствующей реакции.

Степень преобразованности витринита для спектра модели  $Tr_1(t)$  вычисляется по формуле:

$$Tr_1(t) = \sum_1^n \left\{ 1 - \exp \left[ - \int_{t_0}^t K_i(t') \cdot dt' \right] \right\}, \quad (32)$$

где  $K_i(t) = A_i \exp(E_i/RT(t))$  – скорость  $i$ -й реакции,  $T(t)$  – температурная история образца. Значения  $Ro$  находятся тогда из соотношения [143]:

$$Ro = \exp[-1,6 + 3,7 Tr_1(t)]. \quad (33)$$

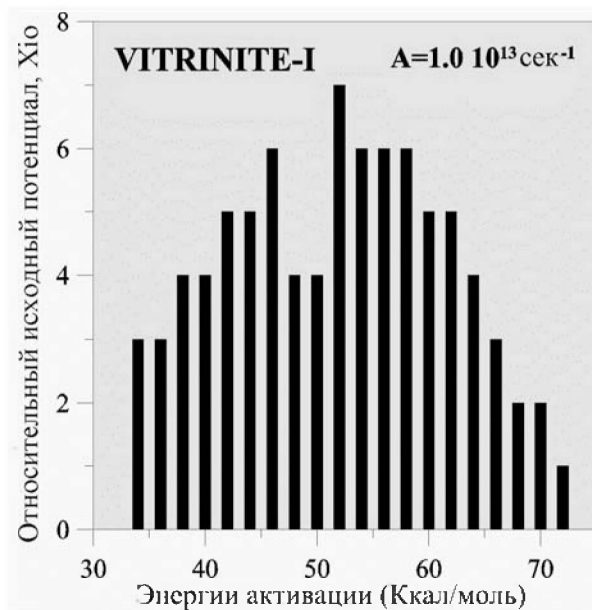


Рис. 24. Кинетический спектр термического преобразования витринита (Vitrinite-1 – система EASY Ro; [143])

Соотношение (33) хорошо описывает корреляционные связи  $Tg$  и  $Ro$ , полученные из анализа данных из целого ряда скважин бассейнов Северного моря, Центрально-Французского и Панонского бассейнов и дельты Махакам [146].

Рис. 25 демонстрирует, что значения  $Ro$ , вычисленные с кинетическим спектром рис. 24 (кривые 1 на среднем рис. 25) и со спектром керогена типа IV [82] (кривые 2 на среднем рис. 25), близки друг другу во всех рассмотренных интервалах времени погружения пород. И напротив, значения, вычисленные со спектром керогена типа III [144] (кривые 3 на среднем рис. 25) и особенно с использованием ТВИ индекса (кривые 4 на среднем рис. 25), заметно отличаются от первых двух, существенно завышая степень созревания ОВ. Следует отметить при этом, что в оценках зрелости ОВ рифейских пород на рис. 25 вычислялись эффективные значения  $Ro$ , тогда как витринит в формациях такого возраста отсутствует. Тем не менее, приведенный пример расчета  $Ro$  в таком диапазоне возраста пород представляется полезным в свете предполагаемого применения расчета эффективных значений  $Ro$  для (теоретической) оценки степени катагенеза столь древних пород. Сказанное подтверждается и сравнением значений  $Ro$ , вычисленных различными методами, с глубинами нефтяных проявлений в бассейнах Западного Башкортостана (табл. 11).

Оценки термической зрелости ОВ по значениям стерановых коэффициентов  $K_1 = C_{29\alpha\alpha\alpha S} / (C_{29\alpha\alpha\alpha S} + C_{29\alpha\alpha\alpha R})$  и  $K_2 = C_{29\alpha\alpha\alpha} / (\beta\beta + \alpha\alpha)$  предполагают степень созревания ОВ в пре-

Таблица 11

Сравнение теоретических оценок значений эффективных  $Ro$  с глубинами нефтепроявлений в бассейнах Западного Башкортостана

Площадь	Глубина, км	Возраст свиты	$Ro^{мин}$			
			$Ro$ (1)	$Ro$ (2)	$Ro$ (3)	$Ro$ (4)
Арланская <sup>***</sup>	4,000–5,120	Нижний рифей	0,660–0,756	0,620–0,714	0,826–0,933	0,995–1,558
Кипчакская <sup>***</sup>	3,740–4,040	Средний рифей	0,676–0,702	0,632–0,657	0,831–0,842	1,031–1,132
Аслыкульская <sup>****</sup>	4,940	Нижний рифей	0,73	0,69	1,00	1,25

<sup>\*\*\*</sup> Нефтяные проявления.  
<sup>\*\*\*\*</sup> Грубые оценки степени зрелости ОВ по изменениям в составе стеранов  $K_1 = C_{29\alpha\alpha\alpha S} / (C_{29\alpha\alpha\alpha S} + C_{29\alpha\alpha\alpha R})$  и  $K_2 = C_{29\alpha\alpha\alpha} / (\beta\beta + \alpha\alpha)$ , предполагающие нахождение ОВ в зоне МК<sub>1</sub> ( $Ro \approx 0,55–0,70$  %).  
<sup>\*\*\*\*\*</sup> Вычисленные значения  $Ro$ :  $Ro$ (1) – со спектром (Sweeney and Burnham, 1990);  $Ro$ (2) – со спектром Vitrinite IV [82];  $Ro$ (3) – со спектром керогена типа III [144] и  $Ro$ (4) – с использованием вычисленных значений индекса ТВИ [152].

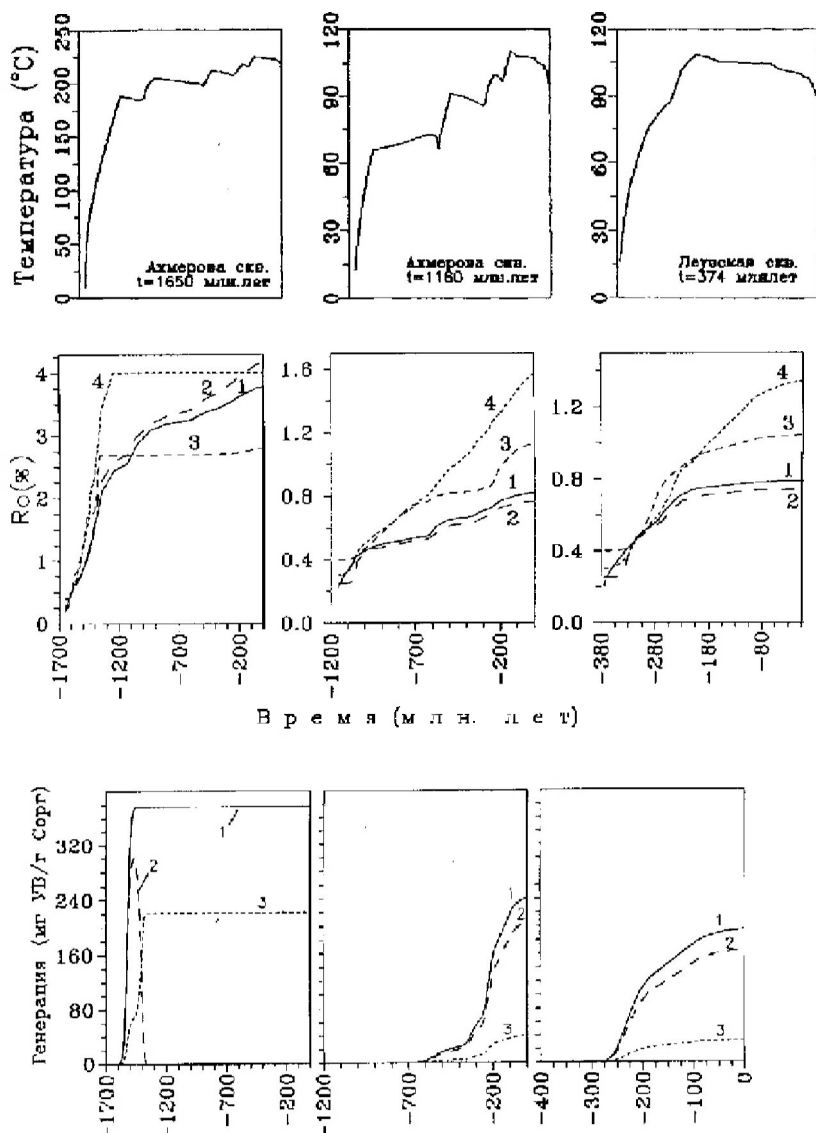


Рис. 25. Эволюция термических условий (верхние рис.), зрелости (средние рис.) и реализации потенциала генерации ОВ (нижние рис.) рифейских и девонских свит осадочных бассейнов Башкортостана [18, 19].

Цифры на средних рисунках отмечают разные варианты вычисления отражательной способности витринита и соответствуют обозначениям на рис. 6-7 предыдущей главы. На нижних рисунках: 1 - полная генерация УВ, 2 и 3 - генерация жидких и газовых УВ

делах зоны  $MK_1$  ( $Ro \approx 0,55-0,70 \%$ ), которая ближе к оценкам  $Ro(1)$  и  $Ro(2)$ , чем  $Ro(3)$  и  $Ro(4)$ . Конечно, этих данных не достаточно для доказательства справедливости оценок катагенеза ОВ докембрийских пород по численным значениям  $Ro$  со спектром рис. 24, но говорит о предпочтительности этого метода расчета степени созревания ОВ по сравнению с другими, рассмотренными выше. Этот вывод подтверждают и другие два примера расчета  $Ro$  для свит карбона и перми Сребненской площади Днепровско-Донецкого бассейна, приведенные на рис. 26. Здесь рас-

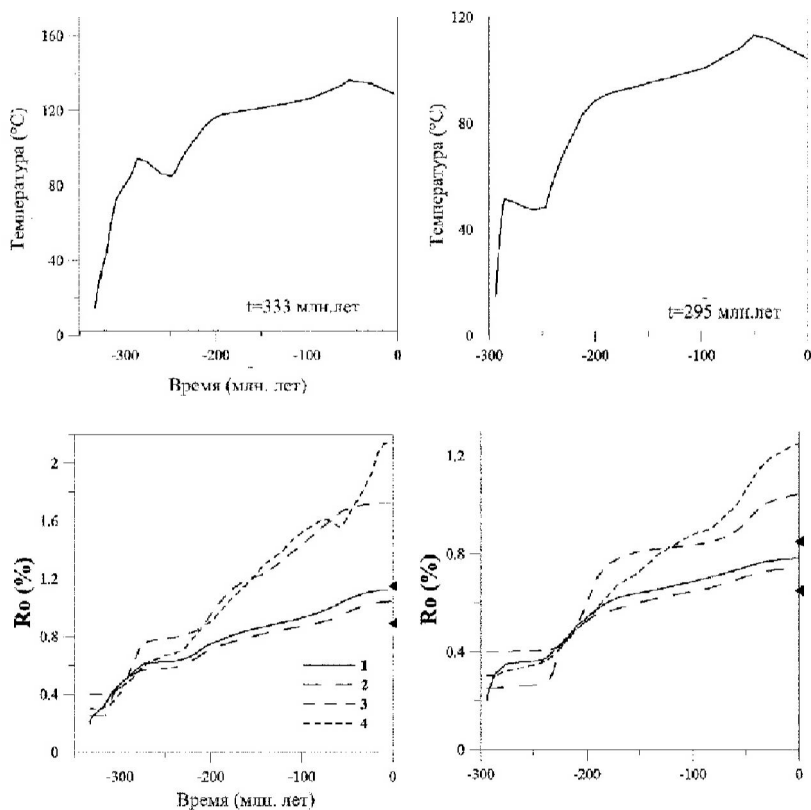


Рис. 26. Примеры изменения температур (верхние рис.) и эффективной отражательной способности витринита в истории погружения карбонской и пермской свит Сребненской площади Днепровско-Донецкого бассейна.

Вычисления  $Ro$  с кинетическими спектрами из работ [143] (кривые 1), [82] (кривые 2) и [144] – (кривые 3). Кривые 4 – вычисления  $Ro$  из корреляции с параметром ТВИ

считанные значения  $R_o$  сравниваются с измеренными, которые показаны на рис. 26 черными треугольниками. Аналогичные расчеты, проведенные для Алжирских бассейнов и Талинской площади Западно-Сибирского бассейна, также подтвердили факт, что значения  $R_o$ , полученные с использованием кинетических моделей витринита из работ (Sweeney and Burnham, 1990) и Французского института нефти (Ungerer, 1993), оказываются близкими друг другу. В то же время значения  $R_o$ , вычисленные по модели [144] и по корреляционной кривой  $R_o - \text{ТВИ}$  из [152, 153] дают заметно отличающиеся результаты во всей области значений  $R_o > 0,70\%$  ( $\text{ТВИ} > 50$ ). Причем отличия в значениях  $R_o$ , полученных в разных моделях витринита могут достигать 0,3–0,5% – величины слишком заметной, чтобы ею можно было пренебречь (рис. 25, 26). Описание процесса преобразования ОВ одной эффективной реакцией (как в методе, использующем индекс ТВИ) приводит к заметным ошибкам в количественных оценках степени катагенеза ОВ. Поэтому в современных системах моделирования бассейнов (и в ГАЛО, в том числе) используют для вычисления значений  $R_o$  кинетическую модель витринита, разработанную в Ламонтской лаборатории [73, 143] или близкую к ней модель керогена типа IV из работы [146].

#### **7.4. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЗРЕЛОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В БАСЕЙНАХ**

Измерения и расчеты отражательной способности витринита не является единственным методом оценки степени созревания ОВ осадочных пород. Эти методы включают также определение индекса преобразования керогена (КАИ) и индекса термического изменения (ТАИ), пиролиз, элементный анализ (С, Н, О), определение атомного отношения Н/С [72]. Табл. 12 и рис. 27 пока-

Таблица 12

Соответствие градаций катагенеза и значений  $R_o$  (рис. 27)

Диагенез:	ДГ3, ДГ2 и ДГ1	----- $R_o < 0,25\%$
Протокатагенез:	ПК1	$(0,25 \leq R_o \leq 0,30\%)$
	ПК2	$(0,30 \leq R_o \leq 0,42\%)$
	ПК2	$(0,42 \leq R_o \leq 0,53\%)$
	Мезокатагенез:	МК1 $(0,53 \leq R_o \leq 0,65\%)$
	МК2	$(0,65 \leq R_o \leq 0,85\%)$
Апокатагенез:	МК3	$(0,85 \leq R_o \leq 1,30\%)$
	МК4	$(1,30 \leq R_o \leq 1,55\%)$
	МК5	$(1,55 \leq R_o \leq 2,05\%)$
	АК1	$(2,05 \leq R_o \leq 2,50\%)$
	АК2	$(2,50 \leq R_o \leq 3,50\%)$
	АК3	$(3,50 \leq R_o \leq 5,00\%)$
	АК4	$(R_o > 5,00\%)$

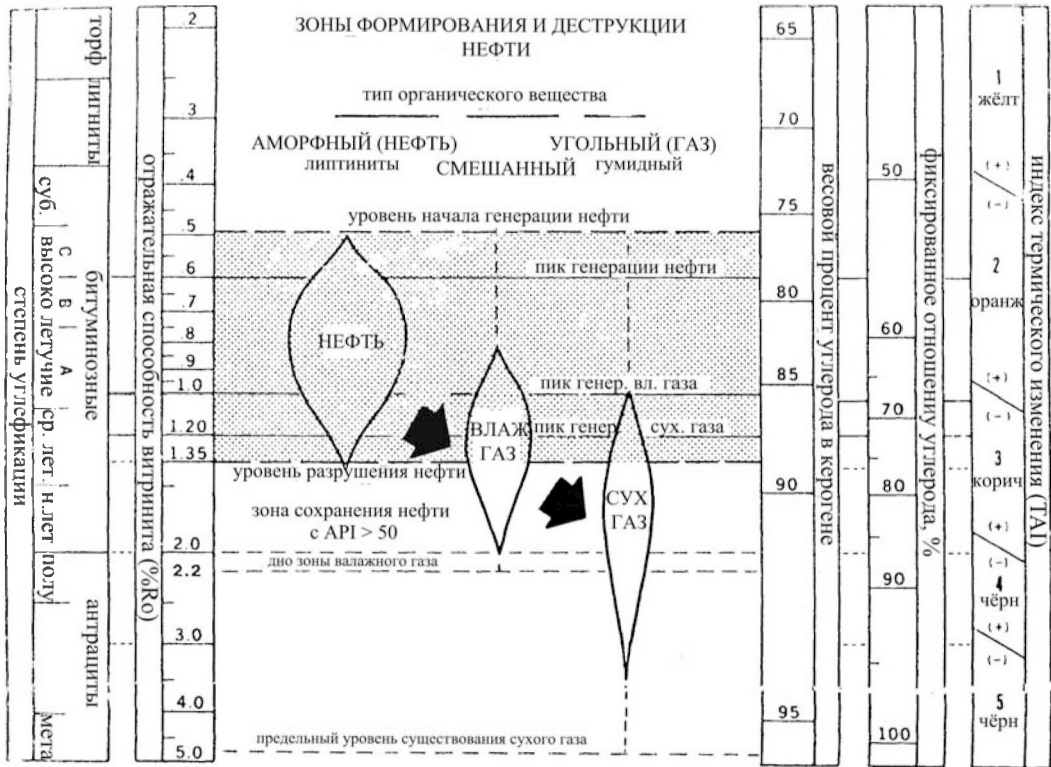


Рис. 27. Соответствие различных шкал катагенеза [72]



зывают соответствие различных шкал зрелости со шкалой, основанной на измерениях  $R_o$ .

Атомное отношение  $H/C$  долгое время использовалось для оценки объема органической материи в материнских породах, пока оно не было заменено более удобным и простым в применении определением водородного индекса ( $S_2$ ) в приборах типа Rock-Eval. Однако, было показано, что отношение  $H/C$  в керогенах типа I и II является неплохим индикатором степени их термической преобразованности, так как в керогенах, подвергаемых пиролизу, наблюдается хорошая корреляция отношения  $H/C$  и  $R_o$  или TAI (thermal alteration index) (рис. 27; 28; [64]).

В статье [73] предлагается использовать для ОВ типа III следующие корреляционные связи отражательной способности  $R_o$  с атомными отношениями  $H/C$ :

$$R_o = 15,64 \cdot \exp [-3,6 \cdot (H/C)]$$

и  $O/C$ :

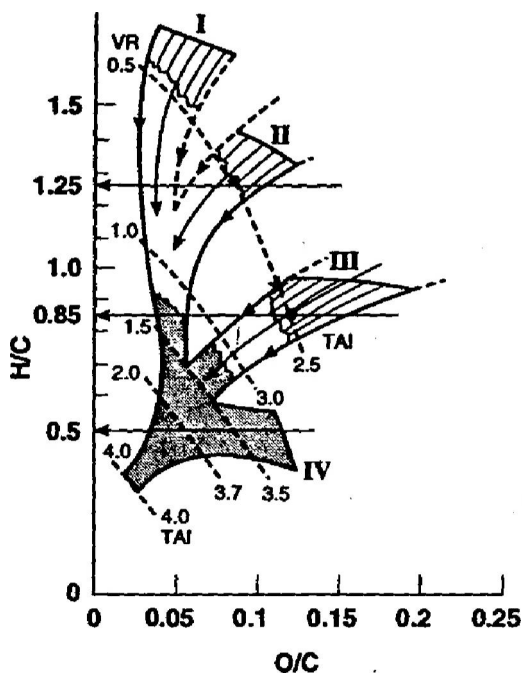


Рис. 28. Диаграмма Ван Кревелена для четырех типов керогена. Показаны изолинии  $R_o$  и индекса температурного изменения (TAI)

$$Ro = 12 \exp[-3,3 \cdot (H/C)] - (O/C).$$

Предполагается, что атомные отношения  $H/C$  и  $O/C$  измеряются в ходе экспериментального пиролиза. Бернер и др. предлагают уточненный вариант соотношения [66]:

$$Ro = -3,72 \cdot \ln(H/C) - 0,02,$$

заметив, что оно лучше применимо к природным углеводородным системам, чем соотношение в работе [73]. Определение геохимических параметров в экспериментах по открытому пиролизу образцов материнских пород используется в оценках степени созревания  $OB$  (рис. 28) в дополнение к традиционным методам (измерению  $Ro$ , индекса  $TAI$  и др.), но особенно часто, когда традиционные методы не применимы. Так, в работе [154] для оценки зрелости протерозойских материнских пород формации *Velkerri* бассейна *McArthur* на севере Австралии использовался почти линейный рост продукционного индекса  $PI = S_1 / (S_1 + S_2)$  и максимальной температуры  $T_{max}$  со зрелостью образца и одновременное линейное убывание водородного индекса  $HI = mg S_2 / g TOC$ . Применение метода позволило установить, что богатые органикой ( $TOC$  до 6 %) глинистые сланцы средней пачки формации характеризуются низкой зрелостью  $OB$  и до сих пор сохраняют высокий потенциал генерации  $УВ$  [154].

Можно указать и другие методы оценки палеотемператур и уровня катагенеза  $OB$  в осадках (см. выше; [160]) такие как: соотношения в ряду биомаркеров, распределение возраста и длины следов от распада ядер урана в образцах апатита, анализ состава и физических свойств жидкостей, захваченных в процессе диагенеза матрицей пород, изменение изотопного состава углерода, а также на изучение процесса преобразования смектита в иллит при высоких температурах (рис. 29).

Скажем, вместо  $Ro$  можно было бы напрямую вычислять изменения в соотношениях в ряду биомаркеров, используя энергии активации и частотные факторы из кинетических моделей [112], и затем сравнивать вычисленные значения с наблюдаемыми. Для этого используются соотношения: а) в ряду стереоизомеров стерана, описывающиеся эффективной реакцией с энергией активации  $E = 91$  кДж/моль (21,7 ккал/моль) и с частотным фактором реакции  $A = 0,006$  1/сек; б) в ряду стереоизомеров гопана с  $E = 91$  кДж/моль (21,7 ккал/моль) и  $A = 0,016$  1/сек; в) в ряду моноароматических стеранов с энергией  $E = 200$  кДж/моль (47,8 ккал/моль) и фактором  $A = 1,8 \cdot 10^{14}$  1/сек [136]. Однако, ос-

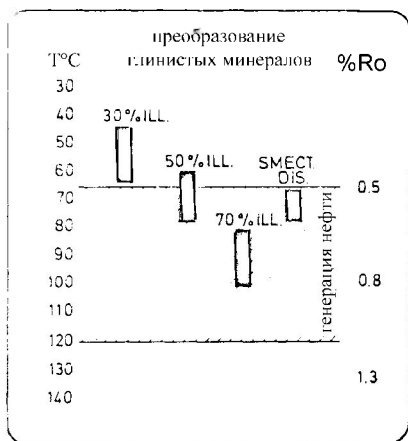


Рис. 29. Соотношение степени преобразования смектита в иллит с отражательной способностью витринита и температурой

таются большие сложности с выделением соответствующих изомеров. К тому же некоторые исследователи справедливо полагают, что низкое значение энергии активации ( $E = 91$  кДж/моль =  $= 21.7$  ккал/моль) в модели изомеризации [112] неоправданно и что требуется значение энергии около  $170$  кДж/моль ( $40.6$  ккал/моль), чтобы связать экспериментальный и геологический временные масштабы. Такое значение энергии будет лишь слегка ниже значения  $200$  кДж/моль ( $47.8$  ккал/моль), принятого в [112] при описании процесса ароматизации стероидов. Кроме того, существуют большие сложности с выделением соответствующих изомеров. Основные трудности касаются теоретических методов расчета соотношений в ряду биомаркеров. В практическом плане метод оказывается безусловно полезным, особенно в отсутствие альтернативных методов оценки зрелости. О.К. Баженова и О.А. Арефьев применили его к оценке зрелости протерозойских пород Восточно-Европейской платформы и установили, что степень термической преобразованности рифейских керогенов из Московской синеклизы и Рязанско-Саратовской депрессии не превосходит главной стадии «нефтяного окна», достигая ее лишь в пределах авлакогенов. На основании этого факта они сделали вывод, что фактор времени не оказывал серьезного влияния на преобразование ОВ протерозойских пород. Однако, с ним трудно согласиться. Моделирование показывает, что именно благодаря большому сроку выдержки рифейские породы достигли современной степени зрелости, несмотря на относительно низкий температурный режим в истории их погружения [19].

Изменение изотопного состава углерода в ходе катагенеза ОВ также рассматривается как процесс, управляемый одной или несколькими кинетическими реакциями и как удобный параметр для оценки степени зрелости ОВ [141, 90, 91, 131]. В обычном  $\delta$ -представлении рассматривают параметр  $\delta^{13}\text{C}$ , характеризующий изменение отношения концентраций двух изотопов углерода – тяжелого ( $^{13}\text{C}$ ) и легкого ( $^{12}\text{C}$ ):

$$\delta^{13}\text{C} = \left\{ \left[ \left( \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{порода}} \right) - \left( \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{стандарт}} \right) \right] / \left( \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{стандарт}} \right) \right\} \cdot 1000, (\text{‰}).$$

В незрелых осадках ( $R_o < 0,5 \%$ ) метановый газ обычно бактериального происхождения и  $\delta^{13}\text{C} < -60 \text{‰}$ . Для метана, генерируемого на глубинах «нефтяного окна» ( $0,5 \% < R_o < 1,3 \%$ ), из осадочных пород морского типа  $\delta^{13}\text{C} \approx -45 \text{‰}$ . И для метана, генерируемого перезрелым сапропелевым ОВ ( $R_o > 1,3 \%$ ),  $\delta^{13}\text{C} \approx -30 \text{‰}$ . В. Шталь [141] опубликовал количественное соотношение, связывающее  $\delta^{13}\text{C}$  для метана с отражательной способностью витринита  $R_o$  для газов северо-западных бассейнов Германии:

$\delta^{13}\text{C} = 14,8 \cdot \log R_o - 41 \text{‰}$  для морской нефтематеринской породы с керогеном типа I;

$\delta^{13}\text{C} = 8,6 \cdot \log R_o - 28 \text{‰}$  – для угольных газов, генерированных керогеном типа III.

Эти соотношения вместе с аналогичной связью для керогена типа II из работы [139]:

$$\delta^{13}\text{C} = 8,64 \cdot \log R_o - 32/8 \text{‰}.$$

использовались Е.М. Галимовым и В.Б. Поляковым [45, 90] при изучении газов Уренгойского месторождения. Однако, в применении этих методов необходимо соблюдать осторожность, так как лабораторные эксперименты демонстрируют большую чувствительность изменений  $\delta^{13}\text{C}$  к вариациям в составе и типе ОВ [131]. Это подтверждается и большим разбросом в значениях  $\delta^{13}\text{C}$ , типичным для осадочных разрезов в бассейнах. Поэтому оценки зрелости газов, выполненные по приведенным выше соотношениям без тщательного анализа состава ОВ, могут оказаться ошибочными.

Анализ процесса преобразования смектита в иллит (рис. 29) используется лишь для грубой оценки зрелости в рамках общей тенденции увеличения процентного содержания иллита с ростом зрелости пород. Этот метод чаще используется для оценки палеотемпературных условий погружения породы. Исследования в

Bowen бассейне [150] показали, что в целом реакции иллитизации замедленны по сравнению с созревaniem органики, оцениваемым по изменению отражательной способности витринита. Это может быть вызвано либо нехваткой времени для завершения реакций, либо недостаточным поступлением калия в относительно непроницаемых породах. Так, интенсивная иллитизация, вызванная нагреванием пород теплом интрузий, наблюдается лишь в самой близкой окрестности тонких интрузивных тел. Минеральные реакции оказываются слишком медленными, чтобы записать эффект экстремально короткого быстрого нагревания, тогда как реакции созревания ОВ (Ro) отражают этот процесс хорошо [150].

Кроме рассмотренных выше методов контроля степени созревания ОВ пород используются еще и такие как анализ изменения цвета спор или конодонт (рис. 27), измерение электропроводности органических остатков и другие [72]. Все эти методы полезны как средство дополнительного контроля параметров зрелости. Однако, большой разброс и ограниченная степень достоверности получаемых оценок заметно снижают эффективность большинства из них по сравнению с наиболее распространенным методом, привлекающим измерения и вычисления отражательной способности витринита.

## **7.5. ОЦЕНКА ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОЙ ИСТОРИИ ПОРОД ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЯМ ДЛИН СЛЕДОВ РАСПАДА ЯДЕР УРАНА В АПАТИТЕ**

В геологических отчетах последних 10–15 лет нередко фигурируют оценки максимальных температур  $T_{\max}$ , достигнутых породами в процессе их погружения в бассейне, сделанные на основании анализа распределения длин следов радиоактивного распада в апатите или АFTA-метод (Annealing Fission Track Apatite method; [94]). Особую распространенность получил этот метод в последнее десятилетие, когда его стали широко использовать для оценки амплитуд региональной эрозии, степени охлаждения коры и продолжительности процесса охлаждения, изменения температурных условий в покровах и надвигах [75] западной окраины Южно-Китайского моря (Вьетнам); бассейна Williston в Канаде; Северо-Германского бассейна; западной пассивной окраины Индии; складчатого пояса Донбасса; Восточных Кордильер (Эквадор); Betic Cordillere в южной Испании; юго-западной части Нижне-Саксонского бассейна; на юге Рурского бассейна, в Рейнском массиве; на западной окраине Красного моря (Эритрея) и в других районах [75, 104, 95, 140, 130].

Анализ следов распада (Fission track analysis) основан на изучении следов, образованных при расколе ядер урана. В геологических условиях фактически все следы распада ядер урана в цирконии и апатите формируются за счет естественного распада изотопа  $U^{238}$ . В рассматриваемом методе речь идет о линейных следах, составленных дефектами в кристаллах, которые образовались при прохождении через кристалл осколков спонтанного деления  $U^{238}$  на изотопы криптона, ксенона,  $Sr^{90}$ ,  $Rb^{87}$ ,  $I^{129}$ ,  $Tc^{99}$  и др. [53]. Следами, образованными при аналогичных распадах  $U^{235}$  и  $Th^{232}$ , обычно пренебрегают, так как их полупериод спонтанного деления значительно больше ( $8,7 \cdot 10^{17}$  лет для  $U^{238}$ ,  $1,8 \times 10^{18}$  лет для  $U^{235}$  и  $\geq 10^{22}$  лет для  $Th^{232}$ ), а концентрации  $U^{235}$  в современных породах заметно меньше (около 99 %  $U^{238}$  и лишь 0,72 %  $U^{235}$ ). При этом следует отметить, что скорость  $\alpha$ -распада для  $U^{238}$  на 6 порядков выше, чем скорость спонтанного деления ядер этого изотопа ( $\tau_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$  для  $\alpha$ -распада и  $8,7 \cdot 10^{17}$  лет для спонтанного деления), однако из-за малой массы  $\alpha$ -частицы не оставляют таких следов в кристаллах, как тяжелые продукты спонтанного деления. Массы осколков деления ядер должны составлять минимум 30 атомных единиц, чтобы оставлять линейные следы в веществе. Кинетическая энергия таких осколков составляет от 30 до 105 МэВ. Она вполне достаточна для образования линейных следов (треков) в структурах минералов [53]. Эти треки малы ( $(1,0-1,5) \cdot 10^{-5}$  м) и наблюдаются под сильным увеличением в электронном микроскопе. Чтобы их можно было наблюдать в оптический микроскоп, отшлифованную поверхность образца подвергают травлению. Собственно метод АФТА и не применялся столь широко до тех пор, пока не был установлен тот факт, что следы распада  $U^{238}$  можно сделать оптически видимыми, если подвергнуть поверхность образца травлению. Треки спонтанного деления хорошо отличаются от других дефектов кристалла неядерного происхождения. Они прямолинейны, ограничены по длине, беспорядочно ориентированы и подвержены отжигу. Метод достаточно трудоемкий и в идеале, качественный АФТ анализ должен бы привлекать 15–20 определений возрастов на разных кристаллах при измерении более 50–100 длин треков на каждом кристалле, на основе горизонтально ограниченных треков. Поэтому АФТ-анализ требует достаточной концентрации урана в исследуемом минерале и немалой продолжительности процесса, чтобы получить число треков, необходимое для анализа. Но слишком высокая концентрация  $U^{238}$  также нежелательна, так как она обуславливает высокую плотность треков, что также затрудняет анализ. Оптимальная концентрация  $U^{238}$  составляет 1 – 1000 ppm (1 ppm =  $1 \cdot 10^{-6}$  г/г), а продолжительность исследуемого процесса 1 – 300–500 млн лет.

Треки спонтанного распада урана не устойчивы – они будут становиться короче и даже совсем исчезать при воздействии на минерал достаточно высокой температуры ( $T > T_c$ ). Если это воздействие будет достаточно долгим, то все существующие следы распада будут залечены и исчезнут. Так, достаточно выдержать кристаллы апатита при температуре выше  $T_c$  в течение 1 млн лет, чтобы существующие следы распада исчезли, и тогда отсчет времени остывания, определяемого по следам распада, начинается снова. Таким образом, возраст, определяемый по распределению следов распада, отражает время, в течение которого образец породы остывал от температуры залечивания дефектов кристалла ( $T_c$ ) до современной температуры породы  $T$ . Для хронологии используются кристаллы апатита со значением  $T_c = 100\text{--}110\text{ }^\circ\text{C}$  и циркония с  $T_c = 250 \pm 25\text{ }^\circ\text{C}$ . Временные масштабы исследуемых процессов составляют от 1 до 300 млн лет.

Рассмотрим метод, которым определяют «возраст» образца породы, то есть время, прошедшее после последнего залечивания следов, в течении которого температура породы должна была оставаться меньше температуры залечивания. Для оценки возраста в лаборатории подсчитывают плотность ( $\rho_c$ ) следов от естественного (спонтанного) распада  $U^{238}$  в геологической истории образца. Затем производят отжиг образца при  $400 < T < 900\text{ }^\circ\text{C}$  и облучают его тепловыми нейтронами. Эти нейтроны взаимодействуют исключительно с ядрами  $U^{235}$ , вызывая их деление. Тогда подсчитывают плотность ( $\rho_i$  – на  $1\text{ см}^2$ ) следов индуцированного распада  $U^{235}$ . Через эту плотность рассчитывают число атомов  $U^{235}$  в породе в настоящее время. Зная число атомов  $U^{235}$  в породе в настоящее время, можно определить в ней и число атомов  $U^{238}$ , так как отношение изотопов  $U^{238}/U^{235}$  почти постоянно. В самом деле: период полураспада  $U^{238} \rightarrow Pb^{206} + 8He^4$  равен  $4,47 \cdot 10^9$  лет, а период полураспада  $U^{235} \rightarrow Pb^{207} + 7He^4$  равен  $7,04 \cdot 10^8$  лет. Отсюда следует, что для времени остывания  $t < 200\text{--}300$  млн лет доля  $U^{235}$  оставалась почти постоянной, меняясь в пределах от 0,72 до 0,94 %. Однако в ранние этапы развития Земли концентрация  $U^{235}$  была много выше (табл. 13).

Зная число атомов  $U^{238}$  в начале остывания породы и в настоящее время, можно определить время остывания (АФТА воз-

Таблица 13

Изменение доли изотопа  $U^{235}$  в смеси изотопов урана (по Шукалокону, 1982)

$t$ , млрд лет назад	0	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	4,6
$U^{238} / U^{235}$	137,7	91,6	60,8	26,85	11,85	5,20	3,23
Доля $U^{235}$ , %	0,72	1,08	1,62	3,59	7,8	16,1	23,6

раст породы) через плотности следов распада ( $\rho_s$ ,  $\rho_i$ ,  $\rho_d$ ) по формуле [87]:

$$t_{AFTA} = \frac{1}{\lambda_D} \cdot \ln \left[ 1 + \lambda_D \cdot \xi \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \rho_d \right].$$

Здесь  $\lambda_D$  – константа распада  $U_{238}$  на тяжелые осколки ( $\lambda_D = 6,85 \cdot 10^{-17}$  лет<sup>-1</sup>),  $\xi$  – калибровочный множитель ( $\xi = 162 \pm 5$  для циркона и  $\xi = 361 \pm 11$  для апатита, [100, 104]; и скорректированное значение  $339 \pm 5$  для апатита; (Karg et al., 2005),  $\rho_d$  – число следов распада на 1 см<sup>2</sup> (плотность), измеренное на поверхности стандартного образца стекла с известной концентрацией урана (дозиметр). Следы спонтанного распада  $U_{238}$  подсчитываются на всех кристаллах близкого возраста. При этом часто наблюдается разброс в значениях  $t_{AFTA}$  и тогда принимается среднее из этих значений.

Если плотности следов спонтанного и индуцированного распада дают возможность оценить по приведенной формуле время, прошедшее после периода залечивания (т.е. продолжительность остывания породы от температуры залечивания следов  $T_c$ ), то распределение длин следов распада дает информацию о температурной истории образца. Тепловые движения ионов и электронов решетки приводят к постепенному залечиванию следов распада. Каждый след распада укорачивается в результате залечивания дефектов решетки, начиная с краев следа к его центру. Чем выше температура, тем меньше времени требуется в данном минерале для полного залечивания (исчезновения) следов.

Эксперименты показали, что это время уменьшается с ростом температуры по закону Больцмана:  $t = A \cdot \exp(E/R \cdot T)$ . Здесь  $t$  – время залечивания трека,  $A$  – постоянная,  $E$  – энергия активации,  $k$  – константа Больцмана,  $T$  в °К. Для получения распределения длин следов в минерале необходимо проделать более 1000 измерений таких длин. Для теоретического расчета этого распределения используются эмпирические соотношения, полученные в ходе лабораторных экспериментов по отжигу апатита и связывающие длину следа распада  $l$ , сокращенную в результате термического воздействия (отжига), с длиной  $l_0$  до начала отжига (нагревания) и со временем нагревания (отжига)  $t$ . Так, для постоянной температуры отжига отношение  $r = l/l_0$  для апатита, обогащенного Cl (Durango-apatit с 0,43 % Cl) можно найти из соотношения [87, 109]

$$\frac{\left[ \frac{1-r^{2,7}}{2,7} \right]^{0,35} - 1}{0,35} = -4,87 + 0,000168 \cdot T(^{\circ}K) \cdot [\ln(r) + 28,12].$$



Здесь  $t$  – время в сек;  $T$  – температура. В формуле  $l_0$  (исходная (условная) средняя длина трека) принимается равной средней длине трека индуцированного излучения при комнатной температуре. Она принимается равной  $l_0 = 16,3$  мм, [109] и это значение использовалось для оценки температуры отжига  $T$  по приведенной формуле во всех работах до 2003 г. Однако это значение может быть пересмотрено, о чем сказано ниже в «Ограничения».

Приведенное выражение используется для расчета распределения длин следов распада с искомым распределением температур  $T(t)$ , которое предполагается линейно убывающим от некоторой начальной температуры  $T_0$  до более низкого современного значения  $T_1$ . При этом время достижения температуры  $T_0$  определяется из приведенного выше уравнения для  $t_{\text{АФТА}}$ , а сама величина  $T_0$  подбирается из условия максимального совпадения рассчитанного и наблюдаемого распределений длин следов распада изотопа  $U_{238}$ . Значения  $T_{\text{max}}(T_{\text{max}} = T_0)$  и время его достижения  $\Delta t$  подбираются из условия наилучшего совпадения вычисленных и наблюдаемых распределений длин следов распада  $U$  и  $Th$  в апатите (АФТА-метод), при этом в расчетах предполагается линейная зависимость  $T(t) = T_{\text{max}}(t/\Delta t)$ .

Таковы основные принципы определения возраста и температуры остывания пород методом АФТА. Прежде чем привести пример его использования, назовем основные ограничения метода.

1) Первое из них связано с использованием предположения о линейном характере убывания температуры от  $T_{\text{max}}$  до современного значения  $T_1$ . Анализ распределения следов распада показывает, что температурная история образца, как правило, сложнее и это может влиять на получаемые оценки  $T_{\text{max}}$  и  $\Delta t$ .

2) Второе ограничение связано с необходимостью тщательного контроля состава породы. Состав апатита (содержание в нем  $Cl$  и  $F$ ) заметно влияет на кинетику отжига следов радиоактивного распада. Установлено, что обогащенные  $Cl$ -apatиты имеют более высокую сопротивляемость процессу отжига, чем  $F$ -apatит [87] и полный отжиг для них может оказаться при более высоких температурах. Основное соотношение, связывающее  $r = l/l_0$  с температурой отжига  $T$  получено в работе [109] по результатам экспериментов с Dugango  $Cl$ -apatитом с содержанием хлора 0,43 %. Поэтому в применениях метода используют специальный контроль состава апатита, чтобы содержание в нем хлора не превышало 0,5 % [140].

3) Третье ограничение связано с влиянием температур ниже температуры залечивания треков на длину следов распада. Залечивание дефектов по длине трека идет не случайно, а начинается

с концов трека, вызывая сокращение его длины. Хотя температура полного залечивания треков в апатите составляет около 110 °С, частичный отжиг с укорочением треков будет иметь место и при более низких температурах порядка  $T = 60$  °С, если длительность отжига будет достаточно большой. Такое укорочение треков при низких температурах может влиять на определение возраста  $t_{\text{АФГА}}$ , так как вероятность длинного трека пересечь поверхность больше, чем короткого. Поэтому при укорочении меньшее число треков будет пересекать поверхность травления, кажущаяся плотность треков уменьшается, что ведет к заниженной оценке возраста.

4) Четвертое важное ограничение связано с выбором значения исходной (условной) средней длины трека  $l_0$ . В работе [109] значение  $l_0$  принимается равной средней длине трека индуцированного излучения при комнатной температуре, которая равна:  $l_0 = 16,3$  мм. Это значение использовалось для оценки температуры  $T$  по формуле  $r = l/l_0 = f(T)$  во всех работах до 2003 г. Однако, в работе [95], посвященной геологическому развитию западной континентальной окраины Индии, показано, что геологическим данным лучше отвечает значение  $l_0 = 14,5$  мм вместо традиционного  $l_0 = 16,3$  мм. Последнее приводит к ошибкам в определении возраста тепловой активизации фундамента (в том числе траппового магматизма плато Декан) в 20–40 млн лет, а также к завышению в несколько раз оценок амплитуды эрозии. Новое значение  $l_0 = 14,5$  мм применяется и в работе [140], посвященной истории Донецкого бассейна, где получено неплохое согласие оцененных и наблюдаемых данных при более умеренных оценках амплитуд эрозии и тепловых потоков. В целом считается, что уменьшение исходной средней длины трека от 16,3 до 14,5 мм частично компенсирует нечувствительность АФГА-метода к процессу отжига при низких температурах ( $T < 60$  °С).

5) Важное ограничение касается влияния высоких давлений и разностей напряжений на формирование треков. Дело в том, что метод АФГА основан на предположении определяющего влияния температуры на скорость процесса отжига следов распада. Однако, недавние эксперименты [151] убедительно продемонстрировали, что процесс залечивания следов распада в кристаллах экстремально зависит от давления и разности напряжений. Ошибки в определении возраста начала формирования следов распада, возникающие от пренебрежения этим влиянием, в некоторых случаях могли превосходить 100 %. Это показало, что следует соблюдать особую осторожность в применении метода к анализу тектонических обстановок в складчатых областях, покровах, шарьяжах и других надвиговых структурах. Имеются работы в которых применение метода привело к нереально высоким оцен-

кам амплитуды эрозии (до 7 км). Высокие давления и разности напряжений, которые имеют место в истории развития таких структур, могут заметно исказить распределение длин следов распада в минералах [151].

б) И, наконец, последнее ограничение связано с необходимостью измерения также и угла трека к  $C$ -оси кристалла. Дело в том, что треки, параллельные оси  $C$  в апатите, подвержены влиянию отжига меньше, чем треки любых других направлений. Поэтому, если при подсчете числа треков берутся и треки с направлением, не параллельным оси  $C$ , в оценке возраста будет ошибка.

В заключение еще раз отметим, что при использовании АФГА-метода необходимо понимать, что он не может дать однозначный вариант термической истории, так как ошибки в определении данных и более слабая чувствительность метода к низким температурам препятствуют этому. Он определяет лишь один из вероятных вариантов, удовлетворяющих исходным данным.

Заканчивая раздел, приведем пример на наш взгляд неудачного применения АФГА-метода. Оценка  $T_{\max}$  по АФГА методу была проведена для пород Мезенской синеклизы в Австралии по заказу компании ЛУКОЙЛ. Согласно оценкам максимальная температура  $T_{\max}$ , достижимая в процессе погружения этих пород, должна была меняться почти линейно от 116 °С для пород на современных глубинах  $z = 1908$  м (породы венда) до 220 °С для пород при  $z = 3755$  м (средний рифей). Однако полученные оценки температур резко противоречили результатам численного моделирования бассейна, согласно которым температура пород рифея и венда в истории их погружения не превосходила 80–120 °С (рис. 30). Они противоречили и оценкам степени созревания ОВ в среднерифейских и вендских породах современного разреза Мезенской синеклизы. Согласно оценкам по АФГА-методу, максимальные температуры  $T = 155$ – $170$  °С должны были наблюдаться уже в пределах верхнерифейских пород. Но пребывание породы при  $T = 170$  °С около 1 млн лет увеличивает уровень зрелости ее ОВ до  $Ro = 1,2$ – $1,3$  %, тогда как по нашим оценкам (см. рис. 30), породы верхнего рифея и моложе обладают зрелостью в пределах верхней половины окна генерации нефти ( $Ro < 0,70$ – $0,80$  %), что согласуется и с геохимическими методами оценки степени созревания ОВ рифейских пород Сафоновского рифта Мезенской синеклизы. Одна из причин расхождения – чрезмерное упрощение температурной истории образца при его погружении бассейне:  $T(t) = T_0 + T_{\max}(t/\Delta t)$ .

Значения  $T_{\max}$  и  $\Delta t$  подбираются из условий совпадения вычисленных и наблюдаемых распределений. Однако, отклонения

$T(t)$  от линейной функции значительны (рис. 31) и замена реальной  $T(t)$  на линейную функцию будет заметно завышать  $T_{\max}$  и занижать  $\Delta t$ .

В принципе метод, позволяющий по наблюдаемому возрасту и распределению длин следов распада восстанавливать термическую историю образца, вследствие аналитической неопределенности, не дает однозначного решения задачи. Результатом решения является целый спектр возможных термических историй образца породы. При этом данные по нескольким образцам будут увеличивать разброс в вариантах термических историй. К сожалению, применение одного этого метода не дает решающего критерия для выбора варианта термической истории образца. Наиболее достоверные результаты метод дает в применении к образцам пород, находившимся в режиме перманентного охлаждения (например при подъеме образцов к поверхности в режиме непрерывной эрозии; [111]).

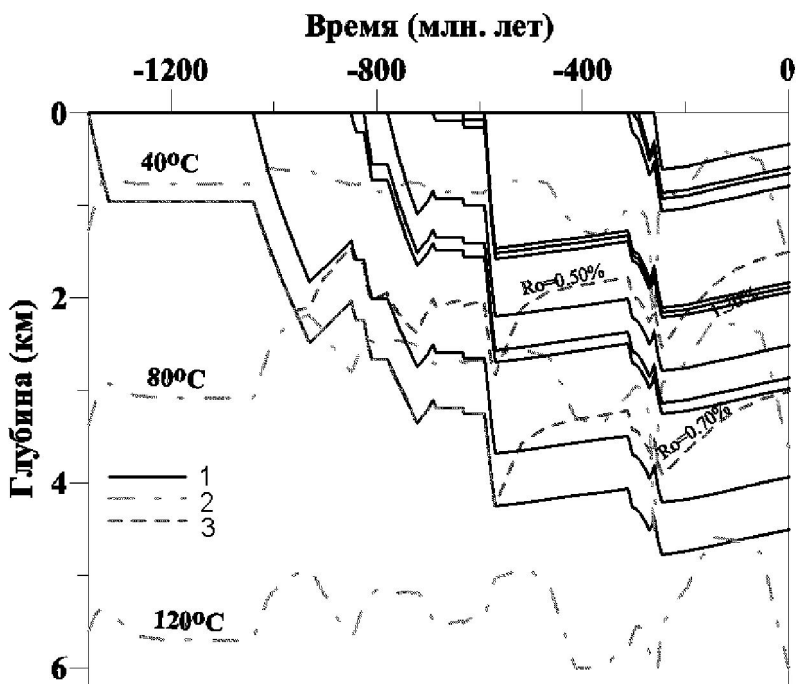


Рис. 30. История погружения, изменения температуры и степени катагенеза осадочных пород Мезенской синеклизы в районе Среднеяфтинской площади. (численная реконструкция):

1 – глубины оснований осадочных слоев; 2 – изотермы; 3 – изоплинии  $R_o$

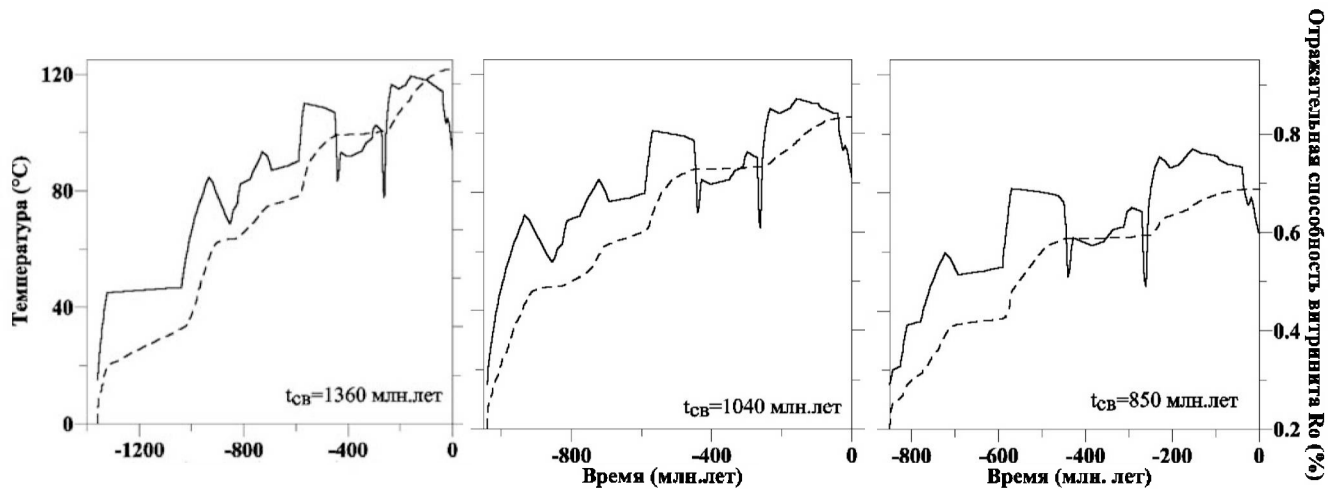


Рис. 31. Эволюция температуры и зрелости ОВ в истории погружения пород в основании свит среднего и верхнего рифея осадочного бассейна северной части Мезенской синеклизы в районе Среднеяфтинской скв.

## КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Перечислить основные критерии справедливости результатов моделирования бассейнов.

2. Назвать методы оценки максимальных температур в истории погружения бассейнов и указать принципиальную причину некорректности их применения.

3. Охарактеризовать роль времени и температуры в процессах созревания ОБ.

4. Изложить метод оценки степени созревания ОБ путем расчета индекса ТВИ (температурно-временной индекс) и назвать преимущество и недостатки метода.

5. Охарактеризовать возможности оценки амплитуды эрозии по амплитуде скачка  $\Delta R_o$  на поверхности несогласия в осадочном разрезе и возможную роль постэрозионной истории разреза в этих оценках.

6. Рассказать о методе численной оценки значений  $R_o$  с использованием кинетического спектра созревания витринита и провести сравнение со значениями  $R_o$ , полученными другими методами.

7. Охарактеризовать лабораторные методы оценки степени преобразованности ОБ (измерения  $R_o$ , по цвету спор (TAI), по диаграмме Ван-Кревелена, по соотношениям в ряду биомаркеров, по распределению длин следов распада радиоактивных элементов в апатите, по изотопному составу углерода  $\delta^{13}C$ , по минеральной реакции иллитизации в глинах).

## ЗАДАЧИ

1) ОБ материнской породы в современном разрезе бассейна характеризуется значениями  $R_o = 0,42\%$  (0,55 %; 0,75 %, 0,90 %; 1,20 %; 1,50 %; 2,00 %; 3,00 %; 4,00 %). Указать, в какой стадии генерации ОБ находятся эти породы.

2) Определить время, за которое ОБ породы войдет в «окно генерации нефти» ( $R_o \geq 0,50\%$ ), если температура пород оставалась равной  $T = 40, 50, 60, 80, 100, 120, 140, 170, 200, 250$  и  $300$  °С. (То же для зрелости ОБ, соответствующей значениям  $R_o \geq 1,00, 1,30, 2,00, 4,00\%$ ).

**Указание:** Воспользоваться формулой для приращения индекса ТВИ при постоянной температуре породы:

$$\Delta \text{ТВИ} = 2^{(n-10)} \cdot \Delta t,$$

где  $n = T/10$ ,  $T$  – температура пород в °С и  $\Delta t$  – интервал вре-

мени (в млн лет) пребывания породы при постоянной температуре  $T$ .

Для корреляции Ro-ТВИ использовать уравнение (29):

$$\text{Lg}_{10}(\text{Ro}) = -0,4769 + 0,2801 \cdot \text{Lg}_{10}(\text{ТВИ}) - 0,007472 \cdot [\text{Lg}_{10}(\text{ТВИ})]^2.$$

3) Определить время, за которое ОВ породы войдет в «окно генерации нефти» ( $\text{Ro} \geq 0,50$  %) при неизменном градиенте температур  $dT/dz = 20, 30, 50, 100, 150$  и  $200$  °С/км и скорости отложения осадков  $V = \Delta Z/\Delta t = 0,1; 0,2; 0,5; 1,0$  км/млн. лет (То же для зрелости ОВ, соответствующей значениям  $\text{Ro} \geq 1,00; 1,30; 2,00; 4,00$  %).

**Указание:** воспользоваться формулой для расчета ТВИ при погружении породы в бассейне с неизменным градиентом температуры по глубине  $\gamma$ , в течение интервала времени  $t_0 \leq t \leq -t_1$  (когда  $T(t) = T_0 + \gamma \cdot v \cdot (t - t_0)$ ):

$$\text{ТВИ} = \frac{10}{2^{10} \cdot \text{Lп}_2 \cdot a} \cdot [2^{\frac{a}{10} \cdot (t - t_0)} - 1],$$

где  $t$  – текущее время в млн лет;  $t_0$  – время отложения слоя на поверхности,  $a = v \cdot \gamma$ ;  $v$  – скорость погружения (км/млн. лет);  $\gamma$  – градиент температуры (°С/км).

4) Оценить амплитуду скачка степени зрелости ОВ ( $\Delta \text{Ro}$ ) на поверхности несогласия, вызванного эрозией 3 км осадков, отложенных за 20 млн лет, предшествующих эрозии, со средним градиентом температуры в толще осадков 30 °С/км.

5) Оценить изменение этой амплитуды после накопления 2 км осадков в течение 30 млн лет со средним градиентом температуры в толще 40 °С/км.

6) Оценить изменение этой амплитуды после перерыва в осадконакоплении в течение 60 млн лет, при котором поверхность несогласия оставалась при средней температуре 110 °С.

7) Оценить скачок зрелости  $\Delta \text{Ro}$  на поверхности герцинского несогласия в современном распределении  $\text{Ro}(z)$  в осадочном разрезе скв. REG-1, история формирования которого включает: 1) отложение  $\Delta z = 2,3$  км осадков со средним градиентом температуры в разрезе,  $\gamma = 45$  °С/км в течение времени  $\Delta t = 49$  млн лет и с температурой на поверхности  $T_0 = 10$  °С (предэрозионный период); 2) эрозию 2 км этих осадков в перми в течении 20 млн лет, при которой порода линейно меняла свою температуру от 113,5 °С на глубине 2,3 км до 23,5 °С на глубине 0,3 км; 3) последующее отложение осадков  $\Delta z = 0,8$  км в течение времени  $\Delta t = 85$  млн лет с градиентом  $\gamma = 50$  °С/км и с  $T_0 =$

= 10 °C; 4) перерыв в кайнозой длительностью 65 млн лет со средней температурой породы на поверхности несогласия  $T_{ав} \approx 65$  °C.

**Указание:** в задачах 4–8 использовать формулу для расчета ТВИ при погружении породы в бассейне с неизменным градиентом температуры по глубине  $\gamma$ , в течение интервала времени  $t_0 \leq t \leq -t_1$ , когда температура породы линейно меняется от  $T_1$  до  $T_2$  в интервале времени  $t_1 \leq t \leq t_2$ :  $T(t) = T_1 + [(T_2 - T_1)/(t_2 - t_1)] \times (t - t_1)$ . Подставляя это  $T(t)$  в формулу для вычисления ТВИ получаем:

$$\text{ТВИ} = \frac{1}{2^{10}} \cdot \int_{t_1}^{t_2} 2^{\frac{T(t)}{10}} \cdot dt = \frac{2^{\frac{T_1}{10}} \cdot 10 \cdot (t_2 - t_1)}{2^{10} \cdot \text{Ln}_2 \cdot (T_2 - T_1)} \cdot \left[ 2^{\frac{T_2 - T_1}{10}} - 1 \right],$$

где  $t$  – текущее время в млн лет;  $t_1, t_2$  – начало и конец временного интервала;  $T_1$  и  $T_2$  – температура породы в начале и конце интервала. Если подставить  $T_2 - T_1 = v \cdot \gamma \cdot (t_2 - t_1)$ , где  $v$  – средняя скорость погружения породы (км/млн лет),  $\gamma$  – градиент температуры (°C/км), то получим предыдущую формулу задачи 3. При  $T_2 \rightarrow T_1$  получаем формулу задачи 2 для  $T = \text{const}$ . Использовать формулу (29) для корреляции значений ТВИ и Ro.

8) Оценить скачек зрелости  $\Delta Ro$  на поверхности герцинского несогласия в современном распределении  $Ro(z)$  в осадочном разрезе скв. TGE-1 история формирования которого включает: 1) отложение  $\Delta z = 1,5$  км осадков со средним градиентом температуры в разрезе,  $\gamma = 40$  °C/км в течение времени  $\Delta t = 38$  млн лет и с температурой на поверхности  $T_0 = 10$  °C (предэрозионный период); 2) эрозию 1 км этих осадков в перми в течение 30 млн лет, при которой порода линейно меняла свою температуру от 70 °C на глубине 1,5 км до 30 °C на глубине 0,5 км; этих осадков в перми; 3) последующее отложение осадков  $\Delta z = 2,5$  км в течение времени  $\Delta t = 175$  млн лет с градиентом  $\gamma = 30$  °C/км и с  $T_0 = 10$  °C; 4) перерыв в кайнозой длительностью 65 млн лет со средней температурой породы на поверхности несогласия ( $z = 3$  км)  $T_{ав} \approx 90$  °C.

**Замечание:** использовать замечания к задаче (7).



## Глава 8

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОРИИ РЕАЛИЗАЦИИ УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИХ СВИТ БАССЕЙНА

#### 8.1. ТИПЫ КЕРОГЕНА И КИНЕТИЧЕСКИЕ СПЕКТРЫ ИНТЕГРАЛЬНОЙ (НЕФТЬ + ГАЗ) ГЕНЕРАЦИИ УВ

Отражательная способность витринита  $R_o$  является неплохим индикатором напряженности температурной истории погружавшегося образца, степени зрелости его ОВ, однако, ее применение для оценок объема генерированных УВ проблематично. Это связано с большим разнообразием кинетических спектров генерации нефти и газа ОВ разного типа и отличием этих спектров от спектров созревания витринита (см. рис. 24), а значит и истории реализации их потенциалов [82, 110, 155]. Если для всех  $N$  реакций, управляющих процессом генерации УВ, известны значения кинетических параметров  $A_i$ ,  $E_i$  и  $X_{i0}$ , где  $X_{i0}$  – исходный потенциал  $i$ -й реакции для генерации УВ, то объем УВ, генерированных за промежуток времени от  $t_0$  до  $t$ , и скорость их генерации  $S_2(t)$  могут быть вычислены по формулам [144]:

$$Q(t) = \sum_1^N X_{i0} \cdot \left[ 1 - \exp\left(-\int_{t_0}^t K_i(t') \cdot dt'\right) \right]; \quad (34)$$

$$S_2(t) = \frac{dQ}{dt} = \sum_1^N X_{i0} \cdot K_i(t) \cdot \exp\left(-\int_{t_0}^t K_i(t') \cdot dt'\right).$$

Эти уравнения используются в программных модулях пакетов по моделированию бассейнов для вычисления интегрального выхода и скоростей генерации УВ как функций времени в диапазоне температур, где можно пренебречь вторичным крекингом жидких УВ. На рис. 32 показаны кинетические спектры, представляющие энергии активации, частотные факторы и исходные потенциалы реакций генерации УВ при созревании керогенов основных типов. Интегральный выход УВ и скорости генерации УВ вычисляют по формулам (34), используя эти спектры и рассчитанное изменение температуры  $T(t)$  в истории погружения свиты.

Рис. 32 представляет кинетические спектры интегральной генерации УВ (нефть + газ) наиболее распространенными типами

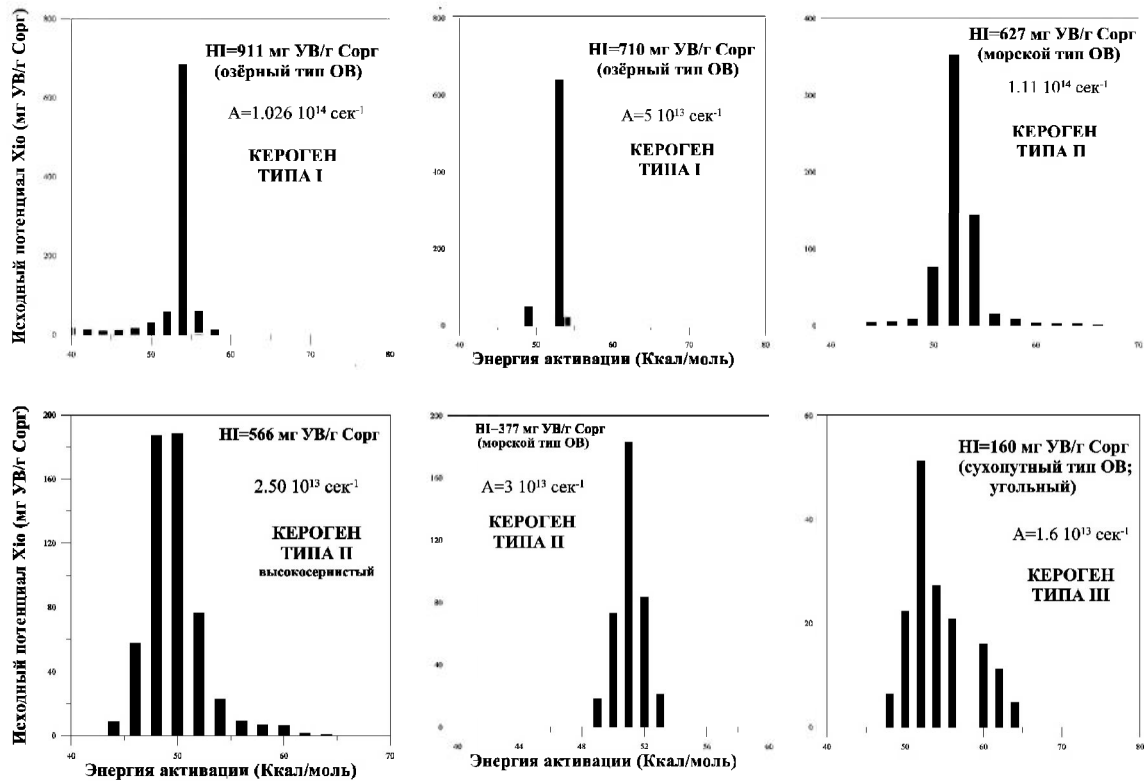


Рис. 32. Кинетические спектры генерации УВ для керогенов разного типа [82, 143, 146]

керогена. Минимальные средние энергии активаций характерны для керогенов типа II, а самый широкий спектр реакций характерен для керогенов типа III. Керогены первого типа обладают наибольшим исходным потенциалом генерации УВ, керогены II-го меньшим и керогены третьего типа – минимальным. Указанные типы керогенов соответствуют трем наиболее распространенным типам ОВ: сапропелевому, которому отвечает кероген типа I, гумидному с керогеном типа III и смешанному гумидно-сапропелевому с керогеном типа II [102, 148]. В ОВ типа I реактивная часть керогена (т.е. та часть, которая при созревании дает жидкие и газообразные продукты) является преимущественно лабильной, т.е. дающей при благоприятных обстоятельствах в основном жидкие продукты созревания. Инертная часть керогена (переходящая при высоких температурах в графитоподобную структуру) в первом типе ОВ минимальна. Напротив, в ОВ типа III реактивная часть керогена преимущественно рефракционная, т.е. дающая на выходе газообразный продукт. Палеозойские угли Европы и Северной Америки, угольное вещество покурской свиты Западно-Сибирского бассейна (рис. 32) представляют пример керогенов типа III. Органическое вещество типа II является промежуточным между типами I и III, но реактивная часть керогена здесь, как и в типе I, преимущественно лабильна. Относительная доля инертного керогена здесь в 2–3 раза выше, чем в типе I, но существенно ниже, чем в керогене типа III. Высоким содержанием керогена типа II с относительно богатым исходным потенциалом генерации УВ характеризуется ОВ Баженовской свиты Западно-Сибирского бассейна [42].

Наиболее распространенным методом определения типа керогена является геохимический – по положению образца на диаграмме Ван-Кревелена (рис. 28, слева; [102]), на которой откладываются зависимости атомных отношений Н/С от О/С в процессе прохождения прогрессирующих стадий органического метоморфизма ([144]). Элементные отношения Н/С и О/С уменьшаются с ростом катагенеза ОВ в связи с увеличением доли углерода в конечном продукте катагенеза. Закон уменьшения зависит от типа органического вещества и коррелирует со значениями VR – Ro и TAI – thermal alteration index – анализ цвета спор (см. рис. 28).

В работе [108] предлагается определять тип керогена по зависимости интегрального выхода УВ в пике S<sub>2</sub> (Rock-Eval пиролиз) от полного содержания органики в породе ТОС (рис. 33). Метод обладает тем преимуществом, что позволяет избежать ошибок, связанных с поглощением УВ матрицей породы при экспериментальном анализе в установках открытого пиролиза. Существенно и то, что зависимость S<sub>2</sub> = F(ТОС) поз-

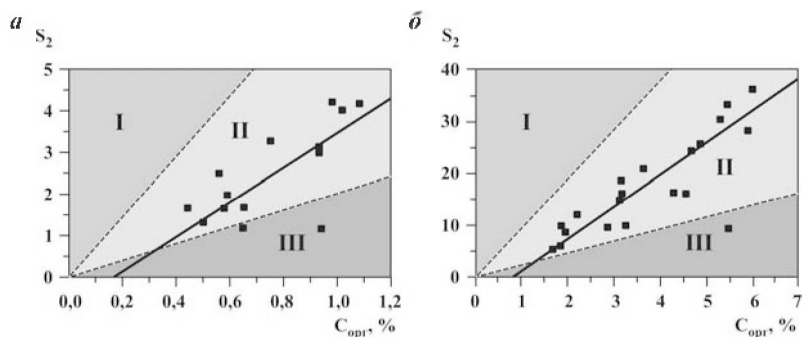


Рис. 33. Определение типа ОВ (I-й, II-й или III-й) по диаграмме  $S_2 = F(\text{ТОС})$  [108].

Пунктирные прямые на рисунках разделяют области ОВ I-го, II-го и III-го типов

воляет определять тип керогена без привлечения выхода в пике  $S_3$ , который требует слишком тщательных поправок к измерениям [108].

В процессе погружения породы каждая реакция из спектров на рис. 32 реализуется со своей скоростью. Соответственно с изменением степени зрелости ОВ меняется и форма спектра, а также энергия  $E_{\text{max}}$ , отвечающая реакции с максимальным потенциалом. Процесс изменения «остаточного» кинетического спектра генерации УВ по мере созревания ОВ иллюстрируется на рис. 34 для спектра керогена типа III. Этот рисунок показывает изменение формы спектра созревания керогена типа III с исходным потенциалом  $H_i = 160$  мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$  при увеличении степени созревания ОВ от низких  $R_o < 0,30$  % до  $R_o = 2,63$  %, когда остаточный потенциал породы уменьшается до значений  $H_i = 11,2$  мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ . На представленном примере реализация потенциала генерации УВ начинается с реакций с низкими энергиями активации и переходит к высоким энергиям по мере увеличения температуры и зрелости вещества. Соответственно сдвигается и  $E_{\text{max}}$  в сторону высоких энергий. Близкая картина имеет место для всех типов ОВ и керогенов.

При обсуждении типов керогена необходимо отметить заметное влияние содержания серы в ОВ материнских пород на форму кинетических спектров генерации УВ керогеном. Исследования подтверждают заметную зависимость формы спектра кинетических реакций созревания и соответственно скоростей преобразования ОВ от содержания примесей в материнской породе, и в особой степени серы. Так, эксперименты, проведенные на установках изотермического гидроидного пиролиза с термически не

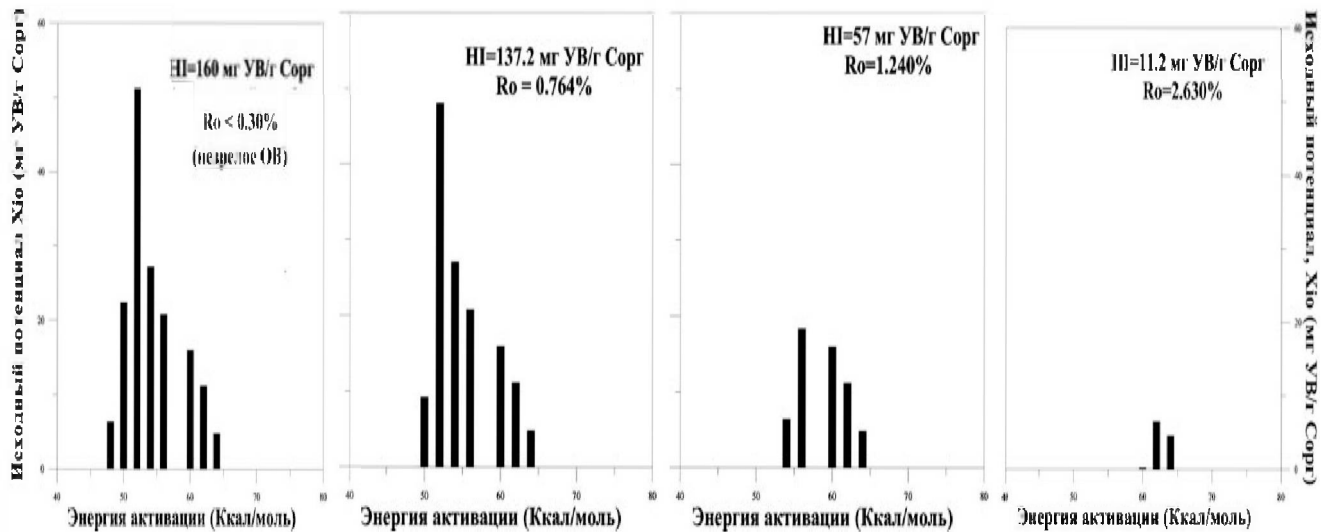


Рис. 34. Изменение формы кинетического спектра генерации УВ для керогена типа III с ростом уровня зрелости ОВ, оцениваемого по значениям отражательной способности витринита, Ro

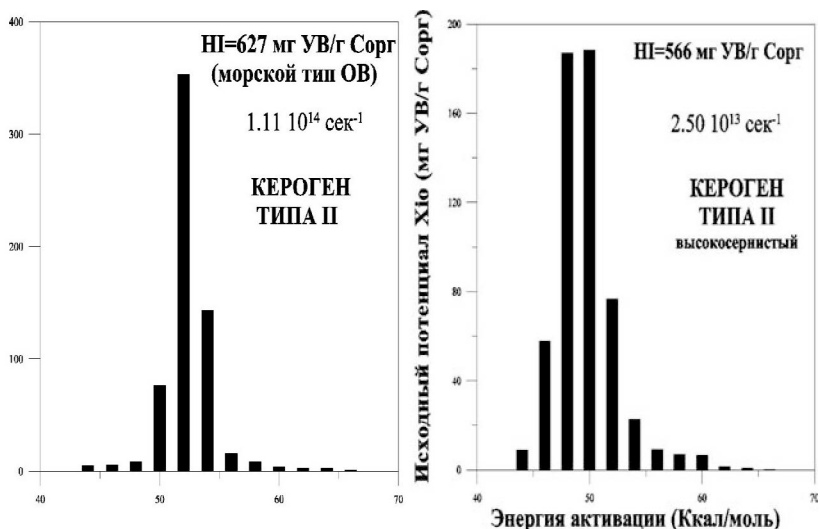


Рис. 35. Сравнение кинетических спектров генерации УВ керогенами типа II с нормальным (табл. 20) и повышенным содержанием серы

зрелыми образцами материнских пород, содержащих ОБ второго типа с увеличенным содержанием серы, демонстрируют заметное уменьшение эффективной энергии активации реакций генерации УВ и соответственно резкое увеличение скоростей генерации [102]. Пример смещения спектров генерации в сторону низких энергий с увеличением содержания серы можно увидеть также, сравнивая спектр генерации УВ в табл. П-1-6 для высокосернистого керогена типа II со спектром для обычного керогена II из табл. П-1-4 (рис. 35; Приложение).

## 8.2. ГЕНЕРАЦИЯ УВ В ТРЕХКОМПОНЕНТНОЙ СИСТЕМЕ (НЕФТЬ, ГАЗ, КОКС)

При высоких температурах ( $T > 130\text{--}150 \text{ }^\circ\text{C}$ ) наряду с первичным крекингом керогена ОБ имеет место и процесс разложения генерированных жидких УВ на газовые и коксовую компоненты, называемый вторичным крекингом. Рассмотрим влияние реакций второго порядка (вторичного крекинга) на выход различных составляющих УВ в рамках трехкомпонентной модели генерации УВ, включающей генерацию нефти ( $Q_{oil}$ ), газа ( $Q_{gas}$ ) и кокса ( $Q_{coke}$ ) [82, 146]. Пусть  $p$  реакций контролируют преобра-

зование керогена в жидкие УВ (нефть) и  $m$  реакций – его преобразование в газы. Тогда для концентрации  $i$ -й компоненты керогена, преобразующейся в нефть ( $C_k^i$ ), получаем уравнение:

$$\frac{dC_k^i}{dt} = -K_{oil}^i \cdot C_k^i, \quad (35)$$

откуда следует:

$$C_k^i = x_{0i} \exp\left(-\int_{t_0}^t K_{oil}^i \cdot dt'\right), \quad (36)$$

где  $x_{0i}$  и  $K_{oil}^i$  – исходный потенциал и скорость  $i$ -й реакции первичного крекинга керогена ( $1 \leq i \leq p$ ). Аналогично для концентрации  $j$ -й компоненты керогена ( $C_k^j$ ), преобразующейся в газ, получаем уравнение:

$$C_k^j = x_{g_j} \exp\left(-\int_{t_0}^t K_g^j \cdot dt'\right), \quad (37)$$

где  $x_{g_j}$  и  $K_g^j$  – исходный потенциал и скорость  $j$ -й реакции первичного крекинга керогена ( $1 \leq j \leq m$ ). Объем жидких УВ увеличивается за счет первичного крекинга  $i$ -й составляющей керогена ( $C_k^i$ ) и уменьшается за счет крекинга  $i$ -й составляющей жидких УВ ( $Q_{oil}^i$ ) со скоростью реакции вторичного крекинга  $K_{kr}^j$ :

$$\frac{dQ_{oil}^i}{dt} = K_{oil}^i \cdot C_k^i - K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i. \quad (38)$$

Решая это неоднородное дифференциальное уравнение, трудно получить выход жидких УВ как функцию времени:

$$Q_{oil} = \sum_{i=1}^p Q_{oil}^i = \sum_{i=1}^p \exp\left(\int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot dt'\right) \left[ \int_{t_0}^t K_{oil}^i C_k^i \exp\left(-\int_{t_0}^{t'} K_{kr}^i \cdot dt''\right) dt' \right]. \quad (39)$$

Объем газообразных УВ увеличивается как за счет крекинга  $i$ -й составляющей жидких УВ ( $Q_{oil}^i$ ) со скоростью реакции вторичного крекинга  $K_{kr}^i$ , так и за счет первичного крекинга  $j$ -й составляющей керогена ( $C_k^i$ ):

$$\frac{dQ_{gas}}{dt} = \sum_{i=1}^p x r_i \cdot K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i + \sum_{j=1}^m x g_j \cdot K_g^j \cdot C_k^j. \quad (40)$$

Здесь  $x r_i$  – доля выхода газовых УВ в реакции вторичного крекинга жидких УВ. Из последнего уравнения следует выражение для расчета объема генерации газообразных УВ:

$$Q_{gas} = \sum_{i=1}^p x r_i \cdot \int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i \cdot dt' + \sum_{j=1}^m x g_j \left[ 1 - \exp \left( - \int_{t_0}^t K_g^j \cdot dt' \right) \right]. \quad (41)$$

В результате вторичного крекинга жидких УВ генерируется также и кокс:

$$\frac{dQ_{coke}}{dt} = \sum_{i=1}^p (1 - x r_i) K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i. \quad (42)$$

Его объем как функция времени определяется выражением:

$$Q_{coke} = \sum_{i=1}^p (1 - x r_i) \int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i \cdot dt'. \quad (43)$$

Уравнения (39), (41) и (43) используются в моделировании для расчета объема УВ, генерированных в процессе первичного крекинга керогена и вторичного крекинга жидких УВ в рамках трехкомпонентной системы (нефть, газ и кокс). Можно отметить, что объем генерации УВ в рамках пятикомпонентной системы, описывающей генерацию и деструкцию легкой и тяжелой нефти ( $C_6$ – $C_{15}$  и  $C_{15+}$ ), сухих и влажных газов ( $C_1$  и  $C_2$ – $C_5$ ) и кокса, вычисляется по схеме, полностью аналогичной уравнениям в трехкомпонентной системе, только с увеличенным числом генерируемых компонент [16]. Основным достоинством расчетов в пятикомпонентной системе является то, что в ней процесс вторичного крекинга жидких УВ оказывается распределенным по более



широкому интервалу времени, чем это имеет место в трехкомпонентной системе.

Типичные кинетические спектры созревания керогена в трех- и пятикомпонентной моделях генерации УВ, используемые в таких расчетах, приведены в таблицах Приложения. В табл. 14 показан кинетический спектр генерации УВ морским керогеном типа II с суммарным исходным потенциалом генерации УВ 627 мг УВ/г  $C_{орг}$  для трехкомпонентной модели генерации (нефть+газ+кокс). В верхней части табл. 14 приведены энергии активации, частотные факторы и исходные потенциалы для 12 реакций термического разложения (первичного крекинга) керогена на жидкие УВ и 12 реакций его разложения на газовые УВ. Правый столбец этой таблицы показывает суммарный интегральный исходный потенциал реакций генерации УВ (жидкие и газовые УВ вместе), используемый в расчетах по формулам (35)–(43). Нижняя строка таблицы представляет энергию активации, частотный фактор и весовые коэффициенты для реакции вторичного крекинга жидких УВ на газ и кокс. По предположению, параметры этой реакции описывают вторичный крекинг каждой из 12-ти нефтей, генерированных реакциями первичного крекинга керогена (см. табл. 14). При этом каждая из этих 12-ти нефтей в результате вторичного крекинга дает 45 % газовых УВ и 55 % кокса [146]. Отметим, что исходные потенциалы реакций первичного крекинга в спектрах трехкомпонентной системы мож-

Таблица 14

Кинетические параметры для крекинга керогена типа II с исходным потенциалом 627 мг УВ/г  $C_{орг}$  в рамках трехфракционной модели [146]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Интегральный спектр
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г $C_{орг}$ )			
44	$1,11 \cdot 10^{14}$	4,6	0,0	0,0	4,6
46	$1,11 \cdot 10^{14}$	5,7	0,0	0,0	5,7
48	$1,11 \cdot 10^{14}$	7,5	1,0	0,0	8,5
50	$1,11 \cdot 10^{14}$	73,5	3,1	0,0	76,6
52	$1,11 \cdot 10^{14}$	344,3	8,9	0,0	353,2
54	$1,11 \cdot 10^{14}$	126,4	17,1	0,0	143,5
56	$1,11 \cdot 10^{14}$	2,0	13,5	0,0	15,5
58	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	8,6	0,0	8,6
60	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	3,8	0,0	3,8
62	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	3,1	0,0	3,1
64	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	2,6	0,0	2,6
66	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	1,3	0,0	1,3
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (C6+)		Весовые коэффициенты реакций (%)			
54	$1,539 \cdot 10^{12}$		45,0	55,0	100,0

но получить из спектров пятикомпонентной суммированием коэффициентов реакций генерации тяжелой и легкой нефти и жирного и сухого газа, соответственно, также как спектр интегральной генерации УВ (нефть + газ) получается суммированием коэффициентов всех четырех реакций (генерации тяжелой и легкой нефти и жирного и сухого газа вместе). Потенциалы интегрального спектра приведены в крайнем правом столбце каждого из спектров Приложения и спектра табл. 14.

Пример расчета генерации УВ в интегральной и трехкомпонентной системах приведен на рис. 36 для истории погружения ведущих материнских свит Уренгойского месторождения Западной Сибири: тюменской, баженовской и покурской. Здесь сплошные линии на верхних рисунках показывают объем генерации УВ. История реализации потенциала генерации УВ отвечала изменению температуры пород и зрелости их ОВ, приведенному на нижних рисунках. В рассмотренном примере тюменская свита нижне-юрского возраста (ее современная глубина  $z = 4300$  м) реализовала основную часть своего потенциала генерации УВ благодаря высоким значениям температур и уровня зрелости ОВ, достигнутым в процессе ее погружения. При таких температурах становится заметным вторичный крекинг жидких УВ, что отражается в уменьшении объема жидких УВ на рис. 36 (левый верхний). Высокотемпературная история пород тюменской свиты имела следствием реализацию основной части потенциала генерации УВ свиты к настоящему времени. Остаточный потенциал свиты составляет менее 15 % от исходного значения. Для баженовской свиты он также менее 20 % исходного, но здесь температуры не так высоки и влияние вторичного крекинга УВ на выход жидких УВ практически не заметно. Покурская свита, современная глубина которой составляет всего лишь 2200 м, характеризуется низкими температурами пород и, как результат, низким уровнем созревания ОВ (рис. 36, справа). Остаточный потенциал генерации ОВ этой свиты практически не отличается от исходного.

Другой пример моделирования истории реализации потенциала генерации УВ демонстрируют нижние блоки рис. 25. Здесь представлены результаты численной реконструкции истории реализации потенциала генерации УВ органическим веществом формаций нижнего и среднего рифея и девона на Ахмеровой площади Западного Башкортостана. Во всех вариантах предполагался II-й тип керогена с исходным потенциалом  $HI = 377$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . В истории погружения свиты нижнего рифея высокие температуры и стадии зрелости ОВ достигались уже на ранней стадии развития бассейна. В результате уже в начале среднего рифея жидкие УВ, генерированные свитой, были разрушены в процессе

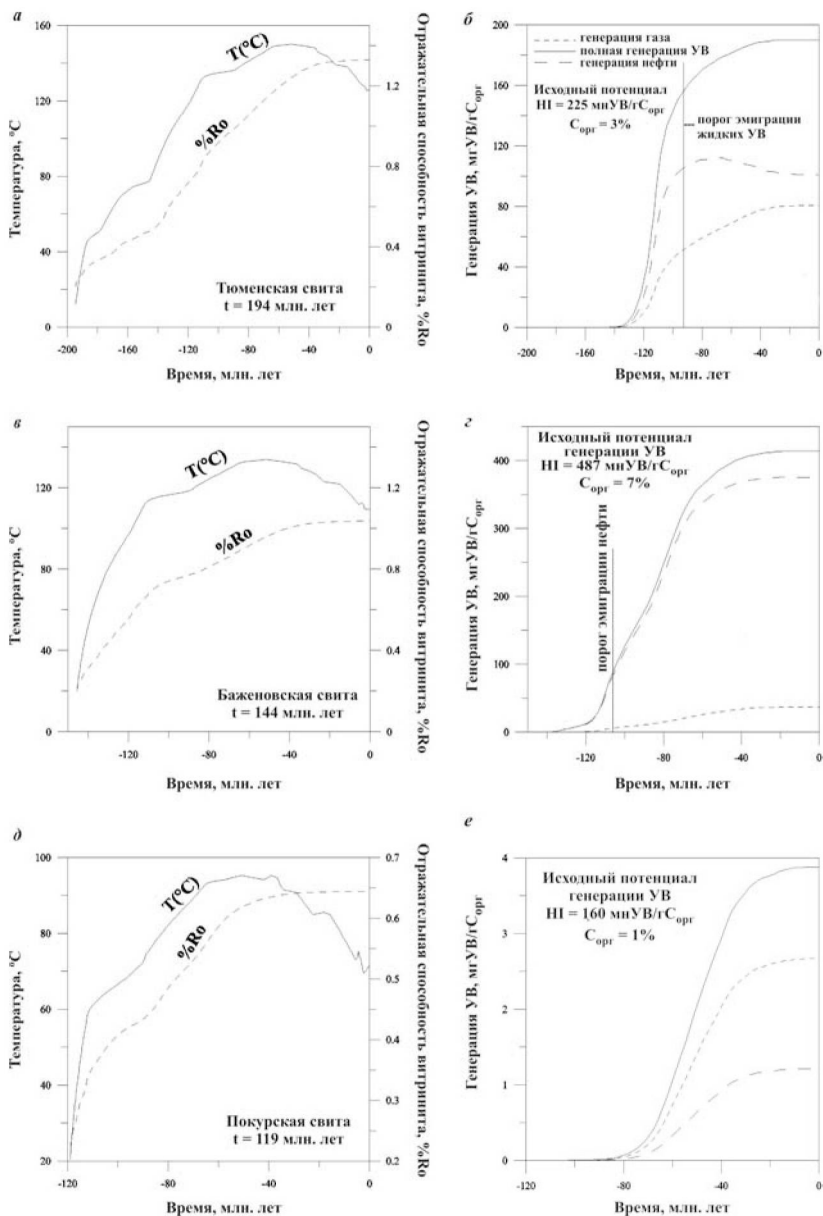


Рис. 36. Температура, степень созревания ОБ (левые рисунки) и реализация потенциала генерации УВ (правые рисунки) в истории погружения тюменской (современная глубина  $z = 4300$  м), баженовской ( $z = 3693$  м) и покурской ( $z = 2200$  м) формаций Уренгойского месторождения Западной Сибири.

Предполагается, что кероген ОВ пород тюменской формации представлен смесью 30 % керогена типа II (с исходным потенциалом  $HI = 377$  мг УВ/т  $C_{орг}$ ) и 70 % керогена типа III (с  $HI = 160$ ), тогда как для баженовской формации это смесь 70% керогена типа II ( $HI = 627$ ) и 30 % керогена типа III ( $HI = 160$ ). ОВ покурской свиты представлено керогеном типа III ( $HI = 160$ ). Порог эмиграции жидких УВ определялся по времени заполнения 20 % порового пространства жидкими УВ

---

вторичного крекинга. Формации среднего рифея и девона характеризовались более умеренным температурным режимом, более низкой степенью созревания ОВ и меньшим объемом генерации УВ.

### **8.3. СООТНОШЕНИЕ ГЛУБИН ГЕНЕРАЦИИ УВ КЕРОГЕНОМ РАЗНОГО ТИПА С ПОЛОЖЕНИЕМ «ОКОН» ГЕНЕРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА ПО ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ВИТРИНИТА**

Оценки глубин зон генерации жидких и газовых углеводородов (УВ) по значениям отражательной способности витринита ( $R_o$ ) широко приняты в мировой литературе. При этом считается, что нефть генерируется породами, у которых степень созревания органического вещества (ОВ) лежит в пределах  $0,50 \leq R_o \leq 1,30$  % [42], [152, 153]. Аналогично, интервалы  $1,30 \leq R_o \leq 2,00$  % и  $R_o \geq 2,00 - 2,20$  % используются для определения глубин генерации жирного и сухого газа. При этом значение  $R_o = 0,75$  % считают соответствующим интенсивной генерации нефти. Однако, различие кинетических спектров созревания витринита и органического вещества разных типов предполагает, что значения  $R_o$ , определяющие положение соответствующих окон генерации УВ, должны меняться в зависимости от типа ОВ. Для изучения этого вопроса мы применили систему численного моделирования осадочных бассейнов ГАЛО к рифтовому этапу развития бассейнов с различной скоростью осадконакопления [16].

Высокий тепловой поток на рифтовом этапе развития континентальных осадочных бассейнов способствует относительно быстрой реализации потенциала генерации УВ соответствующими свитами бассейнов. Степень влияния этой тепловой активизации существенно зависит от скорости отложения осадков на рифтовом этапе развития бассейна. Мы иллюстрируем эту ситуацию на примере модельного варианта развития бассейна, формировавшегося на стандартной континентальной литосфере, остывающей от начального прогретого состояния с тепловым потоком на поверхности около  $105$  мВт/м<sup>2</sup>, типичным для осевых зон континен-

тальных рифтов [47]. Для упрощения анализа предполагалось, что осадочный покров бассейна выполнен породами однородного литологического состава (50 % глин и 50 % песчаников). Эволюция теплового режима и генерационные свойства осадочной толщи рассматривались для варианта формирования бассейна с отложением 8 км осадков (в современном разрезе) за 10 млн лет. Вся история развития бассейна длительностью 20 млн лет разделялась на 20 этапов отложения осадков, каждый продолжительностью 0,5 млн лет, и заключительного этапа с перерывом в осадконакоплении длительностью 10 млн лет. Общая история формирования теплового режима осадочной толщи и изменения зрелости ОВ обсуждается подробнее в [16] и показана на рис. 37.

На рис. 38 показаны глубинные распределения объемов генерации газовых и жидких УВ, рассчитанные для разных времен развития модельного бассейна и двух контрастных типов керогена: II-го типа с исходным потенциалом  $H_I = 377 \text{ мгУВ/г } C_{\text{орг}}$  (табл. П-1-7) и III-го типа с потенциалом  $H_I = 160 \text{ мгУВ/г } C_{\text{орг}}$  (табл. П-1-10). Чтобы проследить корреляцию этих глубин со значениями отражательной способности витринита,  $R_o$ , на рисунках черточками показаны глубины соответствующих значений  $R_o$ . Распределения приводятся для четырех времен развития бассейна: 15 млн лет назад (отложение осадков в течение пяти млн лет с начала развития бассейна), 10 млн лет назад (завершение осадконакопления), 5 млн лет назад (после 5 млн лет перерыва, следовавшего за окончанием осадконакопления) и настоящее время (0 млн лет – после 10 млн лет перерыва, следовавшего за окончанием осадконакопления). С правой стороны левого столбца рис. 38 отмечены глубины, с характерными значениями отра-

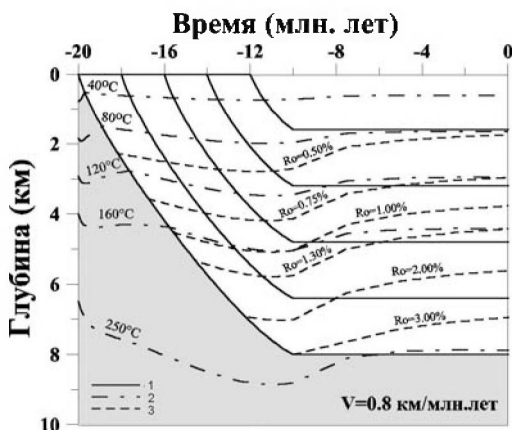


Рис. 37. Глубины слоев, температуры пород и степени созревания ОВ в истории погружения рифтогенного бассейна, сформированного отложением глинисто-песчаной толщи осадков со скоростями  $v = 0,8 \text{ км/млн лет}$  на литосферу, остающуюся от начального прогретого рифтового состояния с тепловым потоком на поверхности фундамента  $105 \text{ МВт/м}^2$ :

1 – глубины оснований осадочных слоев; 2 – изотермы; 3 – изолинии  $R_o$

жательной способности витринита. Те же глубины соответствуют левому столбцу рисунков. Такое разнообразие обстановок помогало более полному пониманию корреляционных связей значений  $R_o$  и глубин генерации УВ.

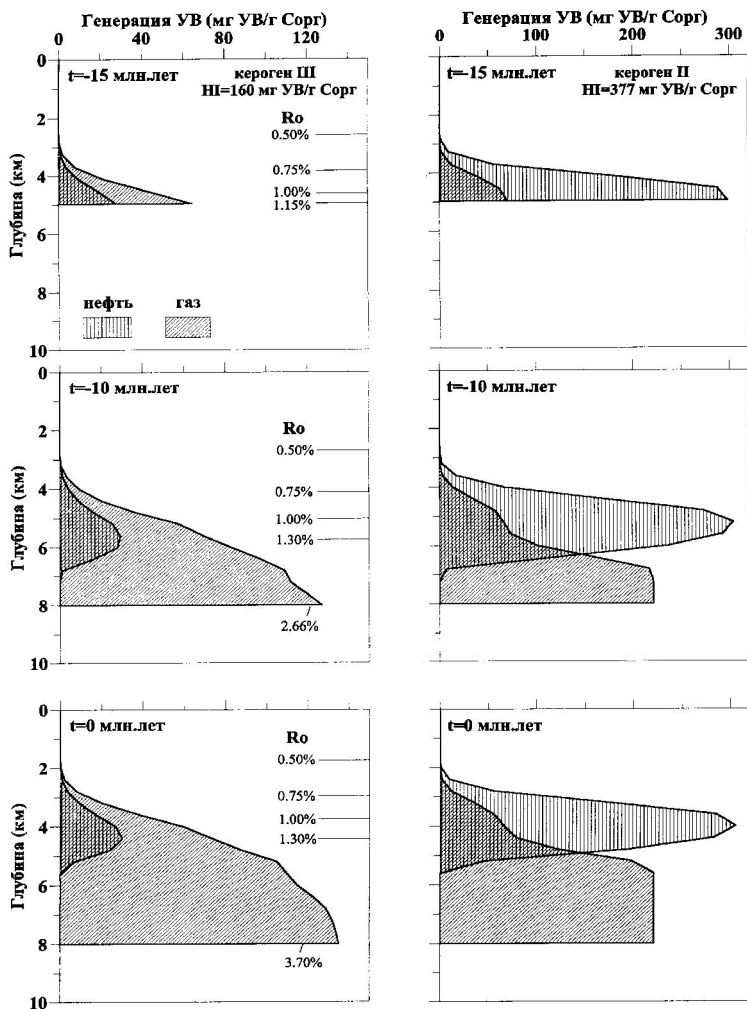


Рис. 38. Соотношение генерации жидких и газовых УВ,  $NI(z)$ , с глубинами «окон» генерации этих УВ, определенных по значениям отражательной способности витринита,  $R_o$ , для ОВ второго (правый столбец) и третьего (левый столбец) типов

Результаты моделирования, приведенные на рис. 38, показывают, что значения отражательной способности витринита  $R_o = 0,60$  % для керогена типа II и  $R_o = 0,70$  % для керогена типа III лучше подходят для фиксации начала зоны генерации жидких УВ, чем принятая в литературе универсальная величина  $R_o \approx 0,50$  %. При этом максимальная генерация жидких УВ лучше отвечает значениям  $R_o = 1,00$  % для керогена типа II и  $R_o = 1,30$  % для керогена III-го типа, чем значение  $0,75$  %, используемое обычно в оценках. Можно отметить, что и для керогена типа II значение  $R_o = 1,30$  % все еще соответствует интенсивной генерации нефти, но одновременно и начальной стадии вторичного крекинга жидких УВ (см. рис. 36). Что касается нижней границы «окна» генерации нефти, то она соответствует значениям  $R_o \approx 1,50$  % для рассмотренного керогена типа II и  $R_o = 1,80$ – $2,00$  % для керогена III-го типа, тогда как стандартное значение соответствует  $R_o = 1,30$  % [152, 153]. Приведенные на рис. 38 результаты показывают, что ошибки в определении глубин зон генерации нефти и газа в бассейнах с использованием универсальной шкалы  $R_o$  могут достигать 1 км и более и это обстоятельство следует иметь в виду в применениях этой шкалы для оценки глубин зон генерации УВ органическим веществом разного типа.

#### **8.4. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ КИНЕТИЧЕСКОГО СПЕКТРА ГЕНЕРАЦИИ УВ**

Эксперименты с открытым пиролизом образцов материнских пород при разных скоростях нагревания используются для определения кинетических параметров реакций первичного крекинга в моделях с интегральным выходом УВ. Открытый пиролиз с селективными ловушками применяется для определения кинетических параметров реакций первого порядка в спектрах генерации УВ в трех- и пятифракционной модели генерации УВ. Системы открытого негидроидного пиролиза типа Rock-Eval получили широкое распространение среди экспериментальных установок по пиролизу ОВ. В этих системах испаряющиеся или диффундирующие продукты пиролиза (нагревания) выносятся непрерывно потоком гелия при низком давлении ( $P < 138$  кбар) в ловушки (анализаторы) (рис. 39). Образец вначале нагревается в течение 3–5 минут при постоянной температуре 250–300 °С. Улетучившиеся продукты, которые высвобождаются во время этого нагревания, выносятся вместе с гелием в пламенно-иони-

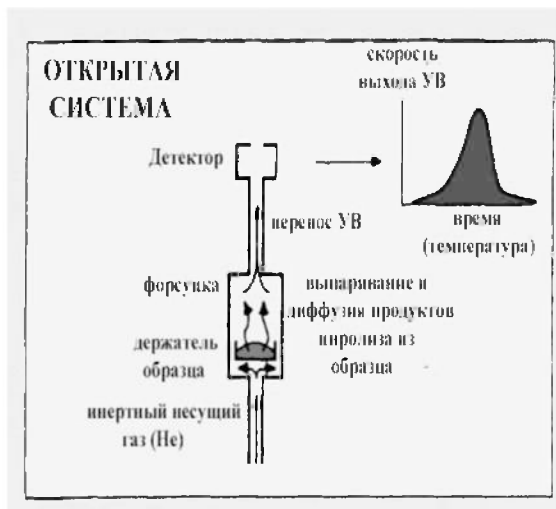


Рис. 39. Система открытого пиролиза типа Rock-Eval [110]

зационный детектор для оценки содержания УВ. Эти легко улетучивающиеся компоненты рассматриваются как содержащиеся в породе и называются  $S_1$  пиком УВ. Сразу же за этим нагреванием образца при постоянной температуре следует его нагревание с температурой, линейно повышающейся от начальной с постоянной скоростью 1–50 °С/мин до конечной температуры 600 °С, которая затем выдерживается еще 1 минуту [110].

Продукты пиролиза, которые выделяются во время нагревания и, как и ранее, выносятся гелием в пламенно-ионизационный детектор для оценки содержания УВ, называют  $S_2$  пиком. Анализ продуктов выхода пиролиза в ловушках производится всякий раз после очередного повышения температуры в пиролизаторе на 5–10 °С для всего интервала линейного программируемого повышения температуры, охватывающего область от 300 до 600 °С. Таким образом, снимается зависимость выхода УВ от времени в процессе пиролиза и получается график скорости выхода УВ в зависимости от температуры, т.е. кривые  $S_2$  (см. рис. 39). Хотя процесс открытого программируемого пиролиза не похож на природный, его часто используют для оценки потенциала генерации УВ и зрелости нефтематеринских пород.

При применении этого метода исследования генерационных свойств материнских пород следует учитывать, что часть органического углерода не может быть выделена из вещества и остается после эксперимента в его матрице (это так называемые инертные



УВ). Необходимо помнить также, что в экспериментах по открытому пиролизу пренебрегают газом, генерированным при вторичном крекинге – разложении нефти. Чтобы оправдать такое приближение, продолжительность эксперимента ограничивают не слишком большим временем. В частности, пиролиз с медленным ростом температуры ( $dT/dt < 1$  °C/мин) попадает в группу риска. Если есть возможность провести эксперимент со зрелыми и незрелыми образцами материнской породы, то разница между интегральными выходами УВ в обоих случаях рассматривается как количество УВ, покинувшего материнскую породу при ее созревании, то есть служит оценкой эмиграции УВ [110].

Если в системах открытого пиролиза замеряется «мгновенная» скорость генерации УВ в ходе эксперимента (это  $S_2$  кривая выхода УВ в установке Rock-Eval), то в замкнутых системах изучается состав конечного продукта пиролиза (рис. 40). В открытых системах имеют место реакции первичного крекинга, а в замкнутых конечный продукт получается как результат совместного действия реакций первичного и вторичного крекинга. И тогда при известных параметрах первичного крекинга кинетические параметры реакций вторичного крекинга получают обработкой результатов экспериментов на установках замкнутого гидродного пиролиза (рис. 40).

Изучение кинетики реакций вторичного крекинга на установках замкнутого пиролиза чрезвычайно трудоемкий и дорогостоящий эксперимент. При подготовке эксперимента кусок материнской породы весом 300–500 г разрезается на тонкие полоски

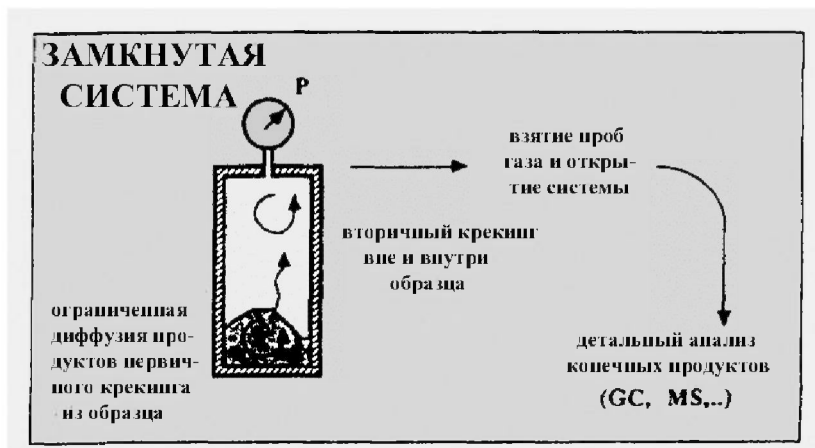


Рис. 40. Система замкнутого пиролиза [148]

шириной 0,5–2 см, которые затем помещаются в воду в замкнутом реакторе и здесь выдерживаются при постоянной температуре 250–370 °С в течение срока от нескольких часов до 3–6 дней и более. Давление внутри реактора определяется генерацией газов и водяными парами и может достигать 10, 20 и более МПа в зависимости от температуры, содержания ОВ в породе ( $C_{орг}$ ) и длительности нагревания. Затем объем вскрывается и проводится детальный анализ состава и количества конечных продуктов пиролиза. Получают выход данной фракции в зависимости от температуры пиролиза. Зачастую получение одной точки в этой зависимости занимает около 7 часов, а таких точек для надежного определения параметров вторичных реакций  $A_i$ ,  $X_{i0}$ ,  $E_i$  и коэффициентов  $K_{ij}$  в уравнениях (35)–(43) необходимо набрать около 50 [82, 148].

Серию важных экспериментов по замкнутому пиролизу, каждый из которых длился 72 часа при температуре 330 °С, провели Леван и др. [110] с целью изучить влияние давления на скорости генерации УВ. Они установили, что увеличение гидростатического давления способствует сокращению выхода УВ: на 34 % при повышении давления до  $P = 70$  МПа (т.е. 7 км глубины водяного столба) и сокращению на 58 % при повышении до  $P = 130$  МПа по сравнению с выходом при начальном давлении  $P = 13$  МПа. Результаты замкнутого пиролиза используют в основном для оценки относительных скоростей реакций вторичного крекинга, тогда как кинетические параметры реакций первичного крекинга, а значит количественные объемы УВ, оценивают по результатам экспериментов в системах открытого пиролиза (см. рис. 40, 41).

В целом соотношение процессов в системах открытого и замкнутого пиролиза с происходящими в природных резервуарах довольно сложное [148, 149]. Открытые системы пиролиза воспроизводят поведение нефтематеринских пород при условии выделения ими летучих компонент в холодную ловушку по мере генерации углеводородов. Система открытого пиролиза не может имитировать генерацию полного объема преобразованного вещества, так как тяжелые компоненты здесь не улетучиваются. По этой причине наблюдается существенное снижение выхода смол при низких скоростях нагревания в пиролизаторе, вызванное в основном тем, что тяжелые составляющие не могут также легко испаряться при низких температурах режима медленного нагревания, как при высокой скорости нагревания. В открытых системах не должен также воспроизводиться и постепенный крекинг нефти в газ (вторичный крекинг), так как в них имеют место преимущественно реакции первичного крекинга. Напротив, в замкнутых системах крекинга имитируется поведение нефтема-

теринских пород, которые не выделяют УВ во внешнюю систему. Гидроидный пиролиз, в котором выделяющиеся УВ подвергаются термическому крекингу, соотносится, прежде всего, с замкнутыми системами. Промежуточную ситуацию между системами замкнутого и открытого крекинга можно наблюдать в нефтяных сланцах, в которых высокое давление увеличивает время пребывания нефти в породе, а тем самым и вероятность реакций вторичного крекинга [147, 149].

## **8.5. ВОССТАНОВЛЕНИЕ СПЕКТРА КИНЕТИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ПО ДАННЫМ ОТКРЫТОГО ПИРОЛИЗА**

Было установлено, что объем генерированных УВ определяется термической историей материнских пород и кинетическим спектром генерации УВ рассматриваемой материнской породы. В свою очередь, параметры кинетических спектров материнских пород определяются математической процедурой восстановления спектров из результатов экспериментов по открытому и замкнутому пиролизу образцов материнской породы. Эта важная часть блока химико-кинетического моделирования будет вкратце рассмотрена ниже.

Системы моделирования бассейнов, в том числе и ГАЛО, включают в свой состав модули, позволяющие численно восстанавливать кинетические параметры эффективных реакций, контролирующих процессы преобразования керогена, на основе обработки данных, полученных в ходе экспериментального пиролиза образцов нефтематеринских пород на установках типа Rock-Eval. Как отмечалось выше, установки открытого пиролиза позволяют оценивать скорости генерации УВ и строить кривые  $S_2(T)$ , отражающие зависимость этих скоростей от температуры нагревания образцов (температуры пиролиза  $T$ ) в ходе эксперимента (см. рис. 39, 41). Сопоставление измеренных экспериментальных значений  $S_2$  с теоретическими кривыми, рассчитанными по формулам (34), дает возможность судить о правильности выбора набора кинетических параметров, участвующих в теоретических расчетах. В программном модуле системы ГАЛО значения кинетических параметров эффективных реакций  $E_i$ ,  $A_i$  и  $X_{i0}$  находятся с использованием нелинейного алгоритма оптимизации (метод Левенберга-Макуиртера) в сочетании с линейным методом поиска коэффициентов. При восстановлении параметров кинетических спектров в программных модулях решается обратная задача статистики, в которой минимизируется функция ошибок  $\chi^2$  при сравнении вычисленных скоростей или объемов генерации

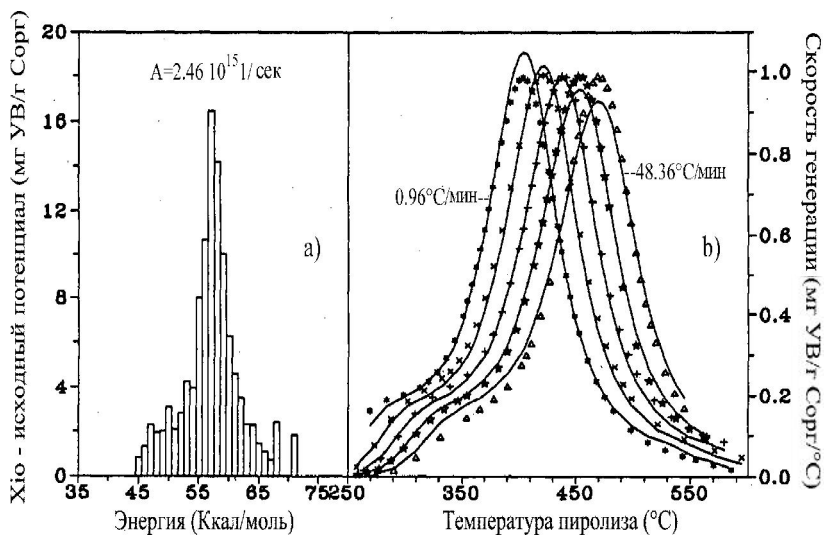


Рис. 41. Восстановление кинетического спектра генерации УВ органическим веществом пород покурской свиты (Западная Сибирь, Уренгойское месторождение):

*a)* – кинетический спектр, вычисленный без учета геологической истории погружения образца по  $S_2$ -кривым выхода УВ, измеренным в ходе открытого пиролиза (звездочки на рис. *b*). Одно значение частотного фактора  $A_i$  предполагается для всех реакций; *b)* – сплошными линиями показаны скорости выхода  $S_2$ , вычисленные с кинетическим спектром рис. (*a*) по формуле (8-1) с температурными историями образца  $T(t)$  в пиролизаторе, отвечающими скоростям нагревания 0,96; 2,84; 7,60; 19,17 и 48,36 °C/мин

углеводородов со значениями, измеренными в экспериментальных установках открытого или замкнутого пиролиза. Например, для открытого пиролиза сравниваются  $S_2$ , вычисленные по уравнению (34) (с термической историей Rock Eval эксперимента), с измеренными для температур нагревания образца в пиролизаторе  $T_i$ :

$$\chi^2(a) = \sum_{i=1}^N \left[ \frac{S_{2i} - S_2(T_i, a)}{\sigma_i} \right]^2 \quad (44)$$

Здесь  $\sigma_i$  – ошибка  $i$ -го измерения скорости генерации углеводородов в эксперименте,  $N$  – число экспериментальных измерений величины  $S_2$ ,  $a$  – искомый вектор кинетических параметров, включающий  $M$  искоемых исходных потенциалов реакций  $X_i$ , и  $M$  искоемых частотных факторов реакций  $A_i$ , при заранее выбранном наборе энергий активации  $E_i$ . Размерность вектора  $a$  в программ-

ном модуле ГАЛО достигала 80-ти. Она определялась числом принятых в анализе эффективных энергий активации. Тем самым в программном модуле может осуществляться одновременный поиск параметров  $A_i$ ,  $X_{i0}$  для 40 реакций, с энергиями активации для соседних реакций отличающимися на 1–2 ккал/моль. Интервал в 1–2 ккал/моль признается оптимальным для поиска нужного спектра энергий, так как чрезмерное уменьшение его может приводить к появлению неустойчивости в процедуре поиска спектра и плохой воспроизводимости результатов расчетов, а увеличение интервала чревато огрублением спектра [83, 84, 148].

Уравнения для поиска искомых кинетических параметров реакций, соответствовавшие условиям минимума функции (44), решались эффективным методом градиентного спуска, включенным в программный модуль LEVMAR программного пакета ГАЛО по моделированию бассейнов и был выполнен на языке Фортран в диалоговом режиме. Отклонение  $m$ -ой компоненты вектора  $a$  от ее предыдущего приближения  $\delta a_m$ , находится решением системы уравнений:

$$\sum_{m=1}^M \alpha_{km} \cdot \delta a_m = \beta_k, \quad (45)$$

где

$$\alpha_{km} = 0,5 \frac{\partial^2 \chi^2}{\partial a_k \cdot \partial a_m} = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i^2} \left[ \frac{\partial S_2(T_i, a)}{\partial a_k} \frac{\partial S_2(T_i, a)}{\partial a_m} \right], \quad (46)$$

$$\beta_k = 0,5 \frac{\partial \chi^2}{\partial a_k} = - \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i^2} \left\{ [S_{2i} - S_2(T_i, a)] \frac{\partial S_2(T_i, a)}{\partial a_k} \right\}$$

и  $S_2$  вычисляется в согласии с формулами (34). При определении параметров кинетических реакций  $A_i$ ,  $E_i$ , и  $X_{i0}$  из решения уравнений (44)–(46) использовалась как нелинейный метод градиентного спуска (Levenberg-Marquardt method: Press et al. 1986; Issler and Snowdon 1990), так и линейный метод подбора параметров. Система уравнений, аналогичная (44)–(46), используется и при восстановлении параметров первичного крекинга в рамках трех- и пятифракционной модели по результатам открытого пиролиза в приборах с селективными ловушками. Принципиально система уравнений не отличается и для определения неизвестных параметров реакций вторичного крекинга из результатов эксперимента по замкнутому пиролизу. В этом случае параметры ре-

акций первичного крекинга считаются известными и вместо скоростей реакций в формулах (44)–(46) будут стоять относительные выходы фракций, генерированных в ходе вторичного крекинга.

Наш опыт восстановления спектров по данным открытого пиролиза на установках типа Rock-Eval без селективных ловушек (т.е. для интегрального выхода УВ, вычисляемого по формулам (34)), позволили сделать некоторые выводы, касающиеся методики восстановления спектров генерации УВ материнскими породами бассейна. Прежде всего отметим, что использование различных факторов  $A_i$  в процедуре поиска параметров кинетического спектра существенно улучшает качество подбора кинетических параметров, что отражается в заметном улучшении совпадения рассчитанных теоретических и измеренных кривых  $S_2$ . Это подтверждает сравнение кинетических спектров генерации УВ породами покурской свиты Западно-Сибирского бассейна, представленных на рис. 41 и 42. Спектры обоих рисунков были восстановлены с использованием одних и тех же  $S_2$  данных, но спектр рис. 42 предполагал один частотный фактор ( $A = 2,46 \cdot 10^{15} \text{ сек}^{-1}$ ) для всех реакций, а спектр рис. 43 – разные

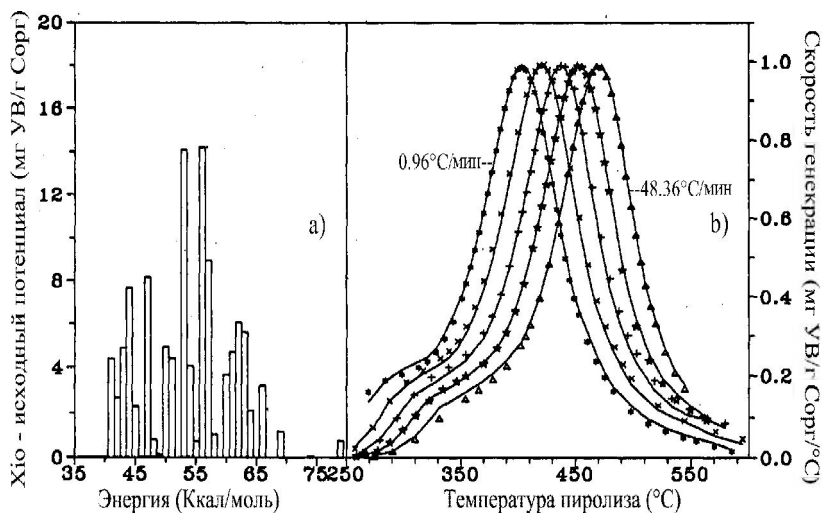


Рис. 42. Кинетический спектр (а), вычисленный по  $S_2$ -данным, измеренным в ходе открытого пиролиза (звездочки на рис. б) без учета геологической истории погружения образца. Различные значения частотного фактора  $A$ , предполагаются для реакций. Измеренные значения  $S_2$  и смысл кривых на рис. (б) те же самые, что на рис. 41, б. Подчеркнем, что совпадение вычисленных и измеренных значений  $S_2$  на рис. (б) заметно лучше, чем на рис. 41, б

значения  $A_i$  для разных реакций. Можно отметить, что суммарный исходный потенциал генерации УВ спектра рис. 42, а, равный 110,5 мг УВ/г  $C_{орг}$  имеет ту же величину, что и для спектра рис. 41, а, так как оба они определяются площадью под  $S_2$  кривыми с одним набором измеренных  $S_2$  данных. В то же время первый спектр имеет заметно менее регулярную форму, чем второй, при заметно лучшем совпадении вычисленных и измеренных значений  $S_2$ .

Другой аспект процедуры восстановления параметров кинетических спектров касается использования в экспериментах образцов материнских пород с заметной степенью зрелости ОБ. В практике восстановления спектров по данным открытого пиролиза нередко встречается ситуация, когда образцы материнских пород, подвергаемые экспериментальному пиролизу, характеризуются заметным уровнем катагенеза ОБ ( $Ro \approx 0,50-0,70 \%$ ), приобретенным образцом анализируемой породы еще на этапе ее погружения в геологическую историю бассейна. В системе ГАЛО предложен алгоритм, позволяющий учитывать реконструированную геологическую историю изучаемого образца в процедуре поиска параметров кинетического спектра генерации УВ [16, 114]. Этот алгоритм позволяет восстанавливать спектры эффективных кинетических реакций по данным открытого пиролиза образцов с исходной зрелостью  $Ro \leq 0,70-0,80 \%$  и уточнять распределение энергий активации в спектре в области низких энергий.

## КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дает ли знание величины отражательной способности витринита  $Ro$  оценку объема УВ, генерированных породой?
2. Изложить принципы использования параметров кинетических реакций генерации УВ керогенами разного типа для вычисления объемов и скоростей генерации УВ.
3. Дать характеристику влиянию реакций второго порядка (вторичного крекинга) на выход различных составляющих УВ.
4. Перечислить виды органического вещества материнских пород и генерационные свойства керогенов разного типа.
5. Объяснить причины изменения формы кинетического спектра генерации УВ и значений  $E_{max}$  в процессе погружения и созревания материнской породы.
6. Каким образом содержание серы в ОБ материнских пород влияет на кинетический спектр генерации УВ.
7. Рассказать о методах определения кинетических параметров реакций генерации УВ породами материнских свит, привлекающих лабораторные исследования по замкнутому и открытому пиролизу образцов этих свит.

## ЗАДАЧИ

1. Атомарные отношения Н/С и О/С равны 1,5 (1,35; 1,35; 1,25; 1,25; 1,00; 1,00; 0,85; 0,85; 0,50) и 0,05 (0,05; 0,10; 0,04; 0,10; 0,05; 0,15; 0,05; 0,14; 0,10), соответственно. К какому типу относится ОВ материнской породы?

**Замечание:** использовать диаграмму Ван Кревелена на рис. 24.

2. Значения  $S_2$  и  $C_{орг}$ , измеренные для ОВ материнской породы, составляют 1 (2, 3, 5, 10, 20, 30 мг УВ/г породы) и 0,2 (0,6; 1,0; 3,0; 5,0; 7,0 %), соответственно. К какому типу относится ОВ материнской породы?

**Замечание:** воспользоваться графиками на рис. 24 справа.

3. ОВ тюменской свиты одной из площадей Уренгойского месторождения представлено смесью 30 % керогена типа II с  $HI = 377$  мг УВ/г  $C_{орг}$  и 70 % керогена типа III с  $HI = 160$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . Определить суммарный исходный потенциал генерации УВ породой, а также максимальные потенциалы генерации нефти и газа в мг УВ/г  $C_{орг}$ . Определить те же величины в кг УВ/т породы, если  $C_{орг} = 5, 10$  и 30 кг ОВ/т породы (0,5; 1 и 3 %, соответственно).

**Замечание:** воспользоваться таблицами Приложения.

4. ОВ баженновской свиты одной из площадей Уренгойского месторождения представлено смесью 70 % керогена типа II с  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$  и 30 % керогена типа III с  $HI = 207$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . Определить суммарный исходный потенциал генерации УВ породой, а также максимальные потенциалы генерации нефти и газа в мг УВ/г  $C_{орг}$ . Определить те же величины в кг УВ/т породы, если  $C_{орг} = 5, 10$  и 100 кг ОВ/т породы (0,5; 1 и 10 %).

**Замечание:** воспользоваться таблицами Приложения.

5. ОВ покурской свиты одной из площадей Уренгойского месторождения представлено керогеном типа III с  $HI = 113$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . Определить суммарный исходный потенциал генерации УВ породой, а также максимальные потенциалы генерации нефти и газа в мг УВ/г  $C_{орг}$ . Определить те же величины в кг УВ/т породы, если  $C_{орг} = 5$  и 10 кг ОВ/т породы (0,5 и 1 %).

**Замечание:** воспользоваться таблицами Приложения.

6. ОВ свиты представлено смесью 40 % керогена типа II с  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$  и 60 % керогена типа III с  $HI = 160$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . Какой процент жидких УВ должен подвергнуться вторичному крекингу, чтобы масса генерированных жидких УВ (на 1 г  $C_{орг}$ ) стала равной массе генерированного газа.

**Замечания:** а) предполагается, что эмиграция УВ из слоя отсутствует; б) воспользоваться таблицами из Приложения для трехкомпонентной системы генерации УВ.



## Глава 9

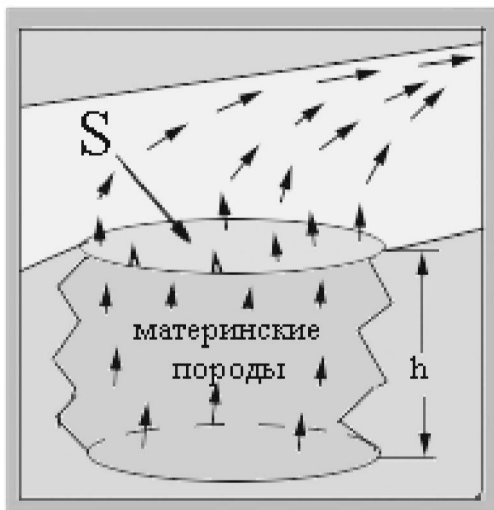
### ЭМИГРАЦИЯ ЖИДКИХ УВ ИЗ МАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ

#### 9.1. ОЦЕНКИ ПОРОГА ПЕРВИЧНОЙ МИГРАЦИИ ЖИДКИХ УВ ИЗ МАТЕРИНСКИХ СВИТ

В идеале модель миграции УВ в материнских и несущих (carrier) породах должна бы быть трехмерной, и учитывать перемещение трех фаз – вода, нефть и газ. Но существующие реальные модели миграции УВ делят на два класса: модели первичной миграции УВ (модель эмиграции или *expulsion models*) и модели вторичной миграции УВ в масштабе бассейна. *Модели эмиграции* используют детальные кинетические схемы генерации УВ вместе с упрощенной формулировкой их первичной миграции, чтобы получить объем (количество) и состав УВ, эмигрирующих из пород материнского слоя. *Модели миграции УВ в масштабе бассейна* – описание вторичной миграции и аккумуляции нефти в ловушках. Они рассматривают двух- и трехфазовую миграцию, затрагивают кондуктивный и конвективный перенос тепла и используют исходные данные, известные, как правило, с плохой точностью (например, распределение проницаемости с глубиной и протиранием бассейна и др.). Эти модели, в отличие от модели эмиграции, требуют для расчетов мощных машин и используются в основном в исследовательских институтах и лабораториях больших нефтегазовых компаний. Мы остановимся ниже на модели первичной миграции и сильно упрощенном варианте вторичной миграции.

В силу низкой проницаемости материнских пород течение первичной миграции жидкой УВ-фазы будет преимущественно вертикальным. Как только мигрирующие УВ встречаются более проницаемые пласты, силы гидростатического напора и плавучести, становятся основными и формируют поток вторичной миграции УВ в дренажном объеме бассейна на пути их к ловушке (рис. 43). Первичная миграция (ПМ) нефти из материнских свит достигается в несколько этапов (рис. 44): 1) По мере погружения материнских пород (МП) и роста катагенеза ОБ продолжающаяся генерация нефти и газа приводит к повышению внутриворонного давления; 2) Когда насыщенность углеводородами (УВ) в МП становится достаточной (например 20 %), достигается порог микрорастрескивания, УВ-фаза становится непрерывной и полное давление, вызванное генерацией УВ и нагрузкой осадков,

Рис. 43. Общая схема вертикального потока первичной миграции жидких УВ в пределах пласта нефтематеринских пород мощностью  $h$  и площадью  $S$  и формирование дренажного потока этих УВ на путях вторичной миграции



может преодолеть барьер капиллярных сил – начинается первичная миграция УВ из материнских пород. Микрорастрескивание – основной механизм первичной миграции нефти. Упрощенные мо-

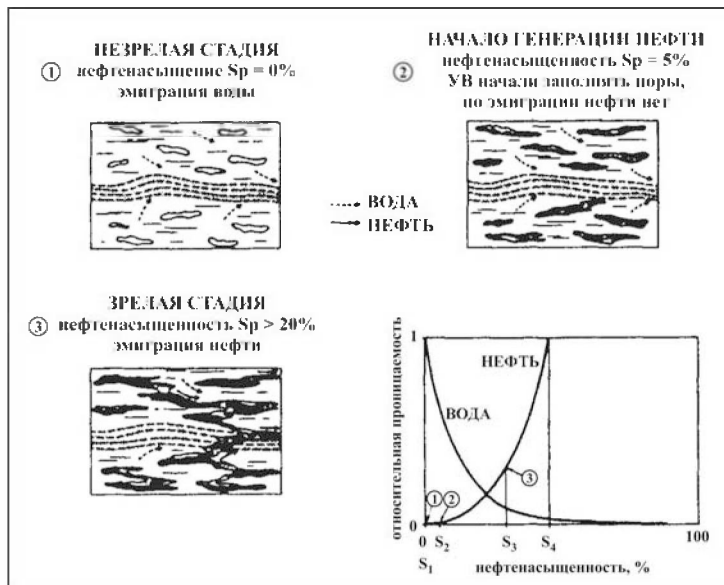


Рис. 44. Три последовательные стадии процесса первичной миграции и их положение на кривых относительных проницаемостей – схема [149]

дели первичной эмиграции основаны на понятии порога насыщения. Когда насыщенность УВ  $S(\text{УВ})$  в порах достигает порога эмиграции жидких УВ из материнских пород, давление от генерации УВ и нагрузки осадков преодолевает барьер прочности пород, вызывает появление микротрещин и тогда начинается первичная миграция жидких УВ.

Этот процесс демонстрируется на рис. 12, где показан эволюция порового давления для пород кровли баженовской свиты в осадочном разрезе Уренгойской площади Западно-Сибирского бассейна, скв. 411. Рост аномального порового давления в материнских породах баженовской свиты, перекрытых мощным (до 300 м) слоем глинистых сланцев ачимовской свиты, совпадает с началом заметной генерации жидких УВ. С приближением к порогу миграции поровое давление достигает предела образования микротрещин растяжения и поддерживаемое продолжающейся генерацией УВ сохраняется некоторое время на этом уровне. В разрезе скв. 411 продолжающаяся генерация и хорошее качество ловушек поддерживают АВПД на уровне 1,6–1,7 от гидростатического давления и в современном разрезе. Генерация УВ осуществлялась ОВ, представленным смесью 70 % керогена II с исходным потенциалом генерации  $\text{HI} = 627 \text{ мг УВ/г } C_{\text{орг}}$  и 30 % керогена III с  $\text{HI} = 160 \text{ мг УВ/г } C_{\text{орг}}$ . Таким образом, исходный потенциал свиты составлял  $490 \text{ мг УВ/г } C_{\text{орг}}$ , тогда как остаточный был заметно меньше ( $73 \text{ мг УВ/г } C_{\text{орг}}$ ), соответствуя достаточно высокой зрелости ОВ ( $R_o = 1,04 \%$ ). Порог эмиграции, отмеченный на рис. 12 вертикальной линией, определялся по времени заполнения 20 % объема пор материнской свиты жидкими УВ.

Подчеркнем, что величина порогового значения насыщения подбирается обычно эмпирически. В своих расчетах мы, следуя [82, 147], полагали, что пороговая насыщенность соответствовала моменту, когда образующиеся жидкие УВ заполняют 20 % объема порового пространства пород. Соответственно, по мере роста степени созревания ОВ материнской породы содержание УВ, остающихся в материнской свите (нефтенасыщенность,  $S_{\text{oil}}$ ), растет во время первой стадии миграции (т.е. до достижения порога эмиграции), и затем после достижения порога уменьшается, приближаясь со временем к постоянному значению (20–30 % порового пространства). Критерий достижения порога первичной миграции может заметно меняться с изменением типа ОВ и содержания газов в генерированном продукте. Генерация газа, в том числе при вторичном крекинге жидких УВ, может рассматриваться как вероятный механизм образования АВПД и начала микрорастрескивания. Один объем стандартной сырой нефти при крекинге дает 534,3 объема газа (при стандартных P-T условиях);

крекинг только 1 % нефти способен повысить поровое давление до литостатического, т.е. превышающего предел гидрорастрескивания.

Рис. 45 представляет еще один пример анализа процесса эмиграции. Слева на этом рисунке показана история генерации УВ породами баженовской свиты Салымского месторождения, ОВ которой соответствует в основном керогену типа II с  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . В данном примере количество эмигрировавших УВ значительно превосходило пороговую генерацию. Справа на рис. 45 представлен вариант тогурской свиты с более бедным исходным потенциалом генерации (270 мг УВ/г  $C_{орг}$ ) и слабой степенью его реализации, когда количество эмигрировавших УВ сравнимо с пороговым значением генерации УВ. В обоих случаях принимался условный порог начала первичной миграции УВ, когда образующиеся жидкие УВ заполняли 20 % объема порового пространства пород.

Ниже вопрос достижения порога эмиграции и формирования потока УВ вторичной миграции будет рассмотрен подробнее на примере Ван-Еганской площади Приобского района Западно-Сибирского бассейна. Рис. 46 представляет историю изменения температурных и катагенетических характеристик пород в процессе погружения бассейна.

Достоверность приведенной реконструкции проверяется совпадением вычисленных глубин осадочных слоев разреза бассейна с измеренными в скважине, совпадением измеренных и вычи-

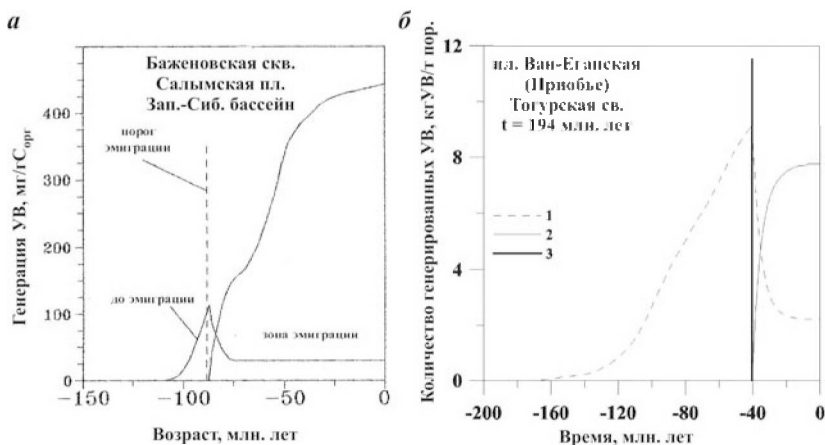


Рис. 45. История эмиграции УВ, количество эмигрировавших УВ заметно превосходит пороговое значение, *а* и сравнимо с ним, *б*:  
1 – объем УВ в порых свиты; 2 – объем мигрировавших УВ; 3 – порог миграции

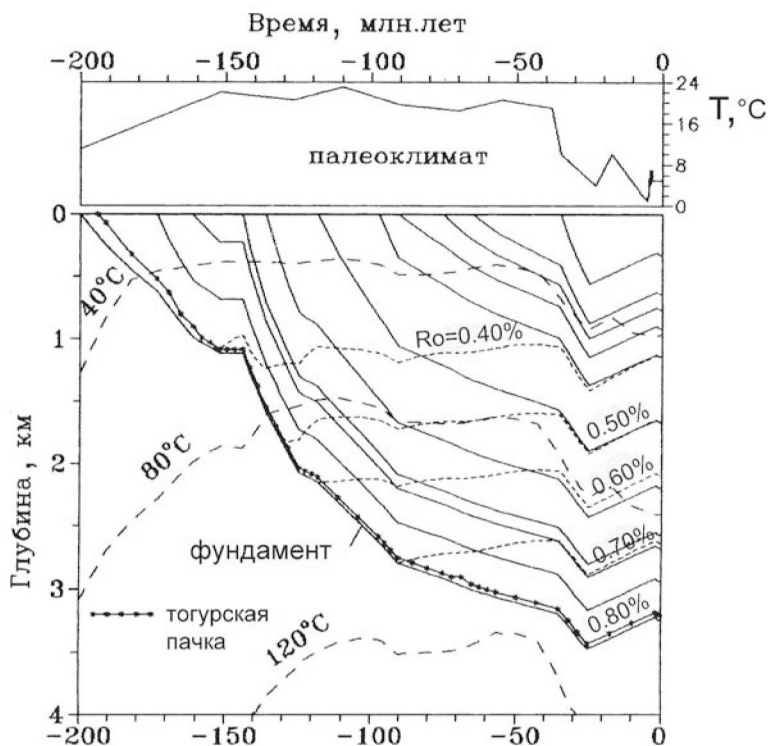


Рис. 46. Численная реконструкция истории погружения, изменения температуры и степени зрелости осадочных пород тогурской свиты Западно-Сибирского бассейна (Ван-Еганская площадь, Приобский район)

сленных температур и значений отражательной способности витринита  $R_o$ , и анализом тектонического погружения бассейна (рис. 47, 48).

Порог эмиграции в свите достигался в верхнем эоцене около 40 млн лет назад, когда нефтенасыщенность,  $S_{oil}$  составляла около 9 мг УВ/г породы (рис. 45). Уменьшение нефтенасыщенности после достижения порога миграции сопровождается ростом объема УВ, эмигрировавших из слоя (рис. 45, б). Для тогурской свиты Ван-Еганского месторождения по оценкам этот объем составлял около 8 мг УВ/г породы, тогда как около 2 мг УВ/г породы оставалось в матрице породы (рис. 45, б).

В нашей модели достижение порога эмиграции породами материнской свиты обеспечивается: 1) степенью созревания ОВ, гарантирующей необходимый объем генерации УВ в порах мате-

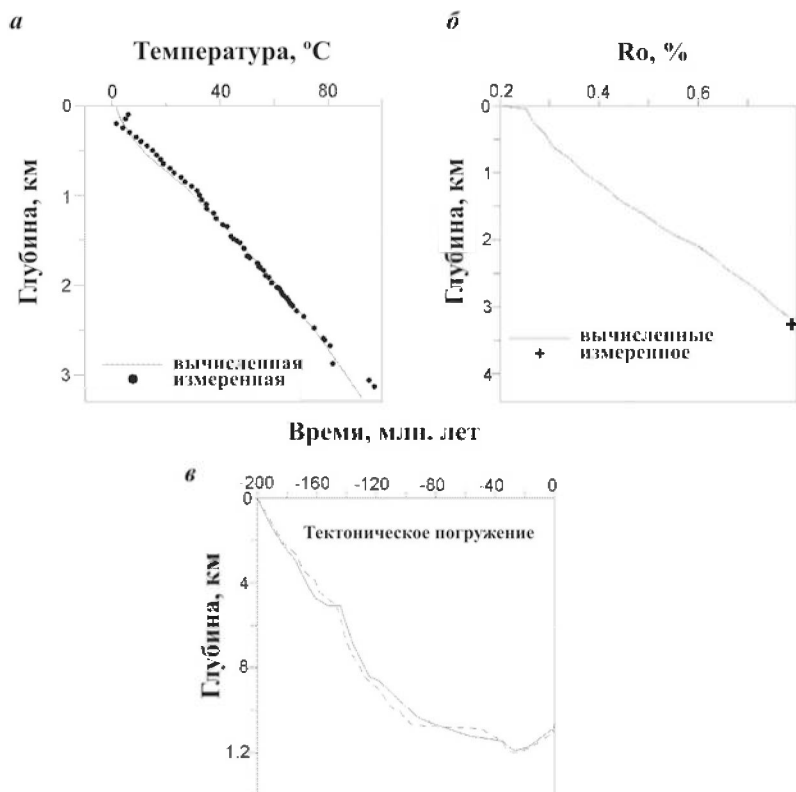


Рис. 47. Вычисленные и измеренные значения температур и отражательной способности витринита в современном разрезе Ван Еганской площади (а, б): в – относительные вариации амплитуд тектонического погружения фундамента, вычисленные удалением нагрузки воды и осадков на его поверхность (сплошная линия) и вычисленные из вариаций в распределении плотности пород фундамента с глубиной в истории бассейна (пунктир)

ринских пород (тогурской свиты); 2) уменьшением объема пор, что при том же объеме генерации УВ облегчает достижение критического давления начала микрорастрескивания.

Органическое вещество тогурской свиты было представлено смесью 50 % керогена типа II (627 мг УВ/г  $C_{орг}$ ) и 50 % керогена III (160 мг УВ/г  $C_{орг}$ ), так что исходный потенциал генерации УВ породами свиты составлял 394 мг УВ/г  $C_{орг}$ , соответствующий кинетический спектр генерации УВ представлен на рис. 49. При исходном потенциале пород свиты  $НП = 394$  мг УВ/г  $C_{орг}$  ее остаточный потенциал составлял 225 мг УВ/г  $C_{орг}$ , так что к

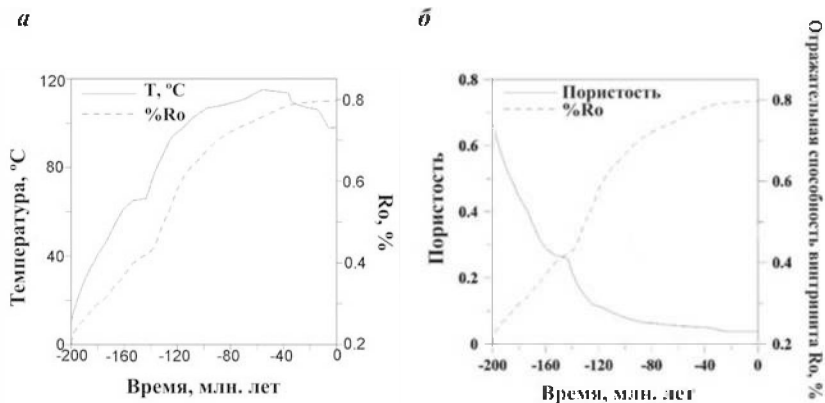


Рис. 48. Изменение температуры и Ro (а), пористости и Ro (б) в истории погружения тогурской свиты Ван-Еганского месторождения (результаты численного моделирования)

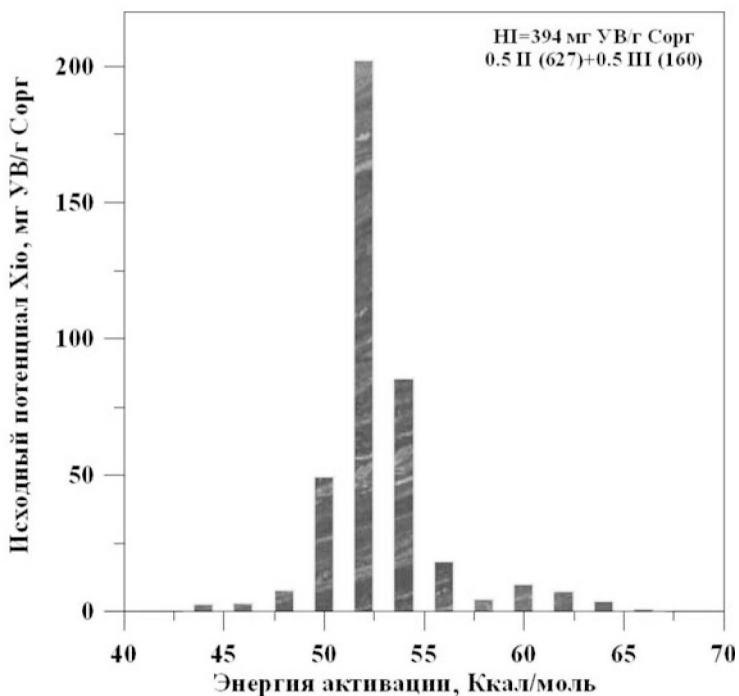


Рис. 49. Кинетический спектр генерации УВ породами тогурской свиты

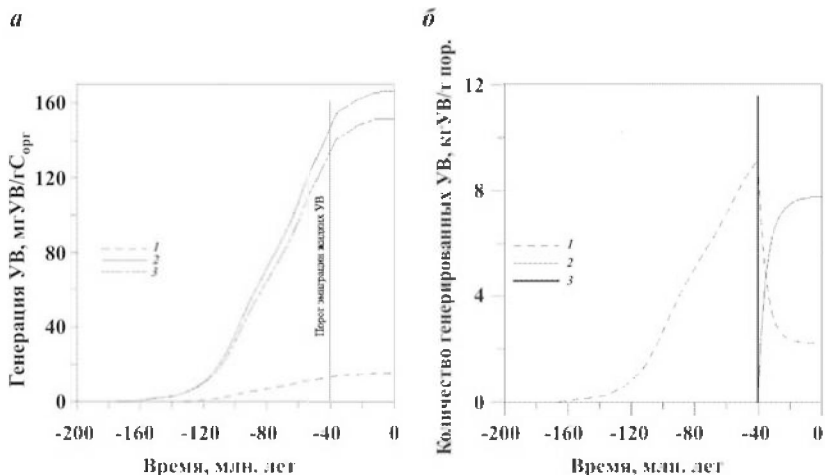


Рис. 50. Генерация нефти, газа и полный выход УВ на мг  $C_{орг}$  (а) и количество жидких УВ, эмигрировавших из породы (сплошная кривая), и оставшихся в матрице пород (пунктир) на г породы (б) в истории погружения тогурской свиты

стоящему времени свита реализовала около 57 % исходного потенциала. При современном содержании ОВ в породе  $C_{орг} = 6\%$  порог эмиграции был достигнут около 40 млн лет назад (рис. 50). При этом объем эмигрировавших УВ был сравним с пороговым объемом УВ. Объем УВ, оставшихся в матрице пород составляет около 25 % порогового объема УВ (рис. 50).

## 9.2. УПРОЩЕННЫЕ ОЦЕНКИ ПОТОКОВ ПЕРВИЧНОЙ И ВТОРИЧНОЙ МИГРАЦИИ ЖИДКИХ УВ В МАТЕРИНСКИХ И НЕСУЩИХ ПОРОДАХ

Упрощенные подходы могут применяться и для оценки потоков первичной и вторичной миграции жидких УВ в материнских и несущих породах. В их основе лежит приближенный способ оценки потоков УВ Дарси, движимых градиентами давлений в среде. Известно, что поток УВ, проходящий через единицу площади ( $m^2$ ) сети в матрице пород, заполненной жидкими УВ, можно оценить с помощью уравнения Дарси:

$$q_p = -(K/\mu) \cdot \nabla \Phi_p, \quad (47)$$

где  $K$  – тензор проницаемости (в единицах  $m^2$  или в Дарси =



$= 10^{-12} \text{ м}^2$ ),  $\mu_e$  – вязкость жидкости (Па·сек),  $\nabla\Phi_p$  – градиент потенциала, движущего поток жидких УВ.

$$\Phi_p = \Phi_w + (\rho_w - \rho_p) \cdot g \cdot z + (2\gamma/r) \cdot \quad (48)$$

$\Phi_p$ , помимо сил плавучести и перепада капиллярного давления, существенно определяется потенциалом движения пластовых вод:

$$\Phi_w = P - \rho_w \cdot g \cdot z, \quad (49)$$

который зависит как от перепада глубин анализируемого слоя, так и от разнообразных механизмов генерации аномальных давлений в слое. Проницаемость сети пор, заполненных нефтью можно определить из закона Пуазейля по формуле [81]:

$$K = r^2 / (8 \cdot \theta^2), \quad (50)$$

где  $r$  – средний радиус пор и  $\theta$  – параметр сопротивляемости движению, определяемый как среднее отношение длины пути, проходимого УВ жидкостью, к геометрической длине участка, занятого течением. Тогда из (47) и (50) следует:

$$q_p = -(r^2 / (8 \cdot \theta^2) / \mu) \cdot \nabla\Phi_p. \quad (51)$$

Однако, это будет поток на  $\text{м}^2$  нефтяной сети. Чтобы получить поток через  $\text{м}^2$  породы необходимо умножить (51) на пористость породы  $\phi$  и нефтенасыщенность пор  $S$ . Тогда поток жидких УВ через  $1 \text{ м}^2$  породы с учетом пористости пород,  $\phi$ , и насыщенности их нефтью  $S$  ( $S$  – доля объема пор, занятых нефтью), будет равен [81]:

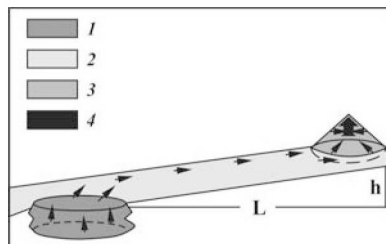
$$q_p = -\phi \cdot S \cdot [(r^2 / (8 \cdot \theta^2) / \mu) \cdot \nabla\Phi_p]. \quad (52)$$

Теоретический анализ дает для параметра сопротивляемости движению  $\theta$  оценку:  $\theta \approx \sqrt{3}$  [81]. Насыщенность УВ в порах ( $S$ ) обычно превосходит 20 %, но не бывает выше 90 %. В оценках миграции и аккумуляции УВ принимают обычно среднее значение насыщенности  $S = 50$  %. Взяв средний радиус пор  $r = 10^{-8}$  м для глин и  $r = 10^{-6}$  м для песчаников; динамическую вязкость нефти  $\mu_p = 0,005$  Па·сек и параметр сопротивляемости движению  $\theta = \sqrt{3}$ , получаем, согласно (50), проницаемость  $K$  для миграции нефти, равную  $10^{-12} / (8 \cdot 3) = 4,17 \cdot 10^{-14} \text{ м}^2 = 41,7 \text{ млДарси}$  для умеренно проницаемых песчаников и  $4,17 \cdot 10^{-18} \text{ м}^2 = 4,17 \text{ мкДарси}$  для плохо проницаемых материнских глин. Тем самым, из неоп-

ределенных параметров в (52) остаются пористость породы  $\phi$  и градиент давления, движущий нефтяную фазу  $\nabla\Phi_p$ . Что касается градиента давления, то лабораторные исследования процесса миграции УВ в образцах материнских пород предполагают для движущего потенциала вертикального течения нефтяной фазы в процессе первичной миграции УВ значение  $\nabla\Phi_p = 10^4$  Па/м. Предлагается рассматривать эту величину в качестве универсальной оценки движущего потенциала в низкопористых материнских породах [81, 84]. Тот же градиент на путях вторичной миграции определяется гидростатическим напором грунтовых вод.

Теперь можно перейти к оценкам в конкретных осадочных разрезах. Мы оценим потоки жидких УВ, уходящих в процессе первичной миграции из тогурских материнских пород одной из северных площадей Приобского района Западно-Сибирского бассейна, и попробуем рассчитать времена заполнения этими УВ близлежащих ловушек. Общая схема формирования миграционных потоков для рассматриваемого примера моделирования показана на рис. 51. Отправной точкой нашего моделирования являлась реконструкция истории погружения бассейна и эволюция его термических условий. Рассчитанные изменения температуры пород анализируемой тогурской пачки, их пористости и степени созревания ОВ в процессе погружения свиты позволили вычислить изменение со временем объема УВ, эмигрировавших из свиты, сначала в мг УВ/г  $C_{орг}$ , а затем (после умножения на  $C_{орг} = 0,06$  г  $C_{орг}/г$  породы) – в мг УВ/г породы (показано сплошной линией на рис. 50, б). В настоящее время ОВ тогурских глин для разрезов рассматриваемой площади характеризуется степенью созревания  $Ro \approx 0,80$  %, а реализация потенциала генерации УВ составляет около 166 мг УВ/г  $C_{орг}$ . Расчеты предполагают, что порог первичной эмиграции УВ для тогурской свиты достигался около 40 млн лет назад, когда реализация УВ потенциала составляла около 150 мг УВ/г  $C_{орг}$  (см. рис. 50). С этого времени нефть по предположению начала миграцию из материнских пород в соседние горизонты песча-

Рис. 50 Общая схема движения жидких УВ по каналам вторичной миграции от материнского пласта к резервуару под действием гидростатического градиента давлений  $dP/dz = \rho_w \cdot g \cdot h/L$ : 1 – материнские пласты; 2 – пути вторичной миграции; 3 – газовые УВ; 4 – нефть



ных пород с пористостью 10–20 % и высокой проницаемостью (рис. 51). В расчетах рис. 45, б предполагалось, что в процессе миграции в матрице материнских пород остается объем жидких УВ, равный 25 % порогового значения генерации жидких УВ.

Принимая, согласно сказанному выше, градиент давления, движущий первичную миграцию в низкопористых материнских породах тогура, равным  $\nabla\Phi_p = 10^4$  Па/м [81, 84], радиус пор равным  $r = 10^{-8}$  м (типичный для глин), динамическую вязкость нефти  $\mu_p = 0,005$  Па/сек, насыщение  $S = 50$  %, параметр сопротивления движению нефти  $\theta = \sqrt{3}$  и пористость тогурских материнских глин 5 %, получим из (52) для вертикального потока УВ через  $m^2$  породы в секунду величину  $q_{\text{верт}} \approx 2,1 \times 10^{-13}$  м<sup>3</sup> УВ/м<sup>2</sup> сек. Это будет предельный поток, который мог бы обеспечиваться градиентом давления  $\nabla\Phi_p = 10^4$  Па/м. Величину возможного (предельного) потока латеральной миграции от материнских пород в сторону ловушки можно оценить, подставляя в (52) те же значения  $\mu_p$ ,  $S$ ,  $\theta$ , но другое  $r = 10^{-6}$  м, типичное для среднего радиуса пор несущих песчаных пород (England et al., 1987), величину пористости  $\phi = 20$  % и движущий градиент  $\nabla\Phi_p = \rho_w \Delta z \cdot g / \Delta x = 77,25$  кГ/м<sup>3</sup>  $\approx 760$  Па/м, который создается подъемом горизонта несущих песчаных пород на высоту  $\Delta z = 120$  м на расстоянии около  $\Delta x = 1600$  м (рис. 51). В итоге для предельного латерального потока УВ, который мог бы обеспечить движущий градиент  $\nabla\Phi_p = 760$  Па/м, получаем оценку  $q_{\text{латер}} \approx 6,3 \times 10^{-10}$  м<sup>3</sup> УВ/м<sup>2</sup>·сек.

Теперь необходимо сопоставить оцененные предельные потоки с генерационными возможностями тогурской свиты. Эти возможности представлены (в кг УВ/т породы) сплошной кривой на рис. 50, правый. Параметр  $V_1$  в табл. 15 представляет те же результаты, но в единицах м<sup>3</sup> УВ/м<sup>3</sup> породы. Он вычислялся по формуле:  $V_1(\text{м}^3 \text{ УВ/м}^3 \text{ породы}) = \text{HI}_{\text{mig}}(\text{кг УВ/т породы}) \cdot \rho(\text{т породы/м}^3 \text{ породы}) / \rho(\text{кг нефти/м}^3 \text{ нефти})$ , принимая для плотностей породы и нефти значения:  $\rho(\text{породы}) = 2,63$  т/м<sup>3</sup> и  $\rho(\text{нефти}) = 700$  (кг/м<sup>3</sup>). Тогда максимальное значение  $\text{HI}_{\text{mig}} = 7,8$  (кг УВ/т породы) на рис. 50, б) соответствует значению  $V_1 = 0,0292$  м<sup>3</sup> УВ/м<sup>3</sup> материнской породы, приведенному в табл. 15 для настоящего времени ( $t = 0$ ). Параметр  $V_2$  в табл. 15 показывает полный объем УВ, эмигрировавших с кровли материнского тела пород тогурской свиты к соответствующему времени. Он получался умножением  $V_1$  на объем тогурских нефтематеринских (н-м) пород, работавших в направлении соответствующей ловушки. В рассматриваемом примере мощность слоя

Таблица 15

История эмиграции жидких УВ из тогурской пачки нефтематеринских пород (рис. 50) и заполнения первой ловушки (рис. 51), начиная со времени достижения порога эмиграции (40,4 млн лет назад) и кончая настоящим временем ( $t = 0$ )

Время (млн лет)	-40,4	-38,4	-35,4	-30,4	-20,4	0
$V_1, \text{м}^3 \text{УВ}/\text{м}^3 \text{ пород}$	0	0,00889	0,0176	0,0242	0,0280	0,0292
$V_2, \text{м}^3 \text{УВ}$	0	88900	176000	242000	280000	292000
$h, \text{м}$	0	10,26	12,4	14,3	14,995	15,2
$a, \text{м}$	0	410	496	573	600	610
$b, \text{м}$	0	239	290	334	350	356
Доля заполнения ловушки (%)	0	32,0	56,5	87,0	99,9	104,0
Вес УВ в ловушке, (в т)	0	62230	123200	169400	196000	204400

Замечание. В вычислениях доли заполнения ловушки принимались следующие параметры для пород резервуара:  $S = 70 \%$ ;  $\varphi = 12 \%$ .

материнских пород, генерировавших УВ для ловушки  $h$  составляла около 11 м. Площадь поверхности материнского тела составляла  $900000 \text{ м}^2$ . Тогда объем тогурских материнских пород, работавших в направлении ловушки, равнялся  $V_{\text{тогур}} = 11 \text{ м} \times 900000 \text{ м}^2 \approx 10^7 \text{ м}^3$ . Согласно табл. 15, в первые 2 млн лет после достижения порога было генерировано около  $0,00889 \text{ м}^3 \text{УВ}/\text{м}^3 \text{н-м пород}$  или  $h \cdot \Delta V_1 = 11 \times 0,00889 = 0,0978 \text{ м}^3 \text{УВ}/\text{м}^2 \text{н-м пород}$ . Это соответствует среднему за 2 млн лет потоку УВ через единицу площади н-м пород  $q_{\text{н-м}} = 0,0978 / (2 \times 10^6 \times 3,15 \times 10^7 \text{ сек}) = 1,55 \times 10^{-15} \text{ м}^3 \text{УВ} / \text{м}^2 \text{н-м п/сек}$ . Таков реальный поток жидких УВ, обеспеченный генерацией УВ породами материнской свиты. Это значение можно сравнить с определенным выше предельным потоком, который может обеспечить градиент давления в нефтематеринских глинах и который равен  $q_{\text{верт}} \approx 2,1 \times 10^{-13} \text{ м}^3 \text{УВ}/\text{м}^2 \text{сек}$ . Сравнение потоков показывает, что в условиях вертикальной миграции из пласта материнских тогурских глин будет задействована лишь часть от площади поверхности пласта н-м пород, составляющая около  $1,55 \times 10^{-15} / 2,1 \times 10^{-13} = 0,0074$  или менее процента площади кровли материнского пласта.

Соответственно под латеральную миграцию (рис. 51) будет задействована площадь, равная  $SS = (1,55 \times 10^{-15} / 6,3 \times 10^{-16}) \times 900000 \text{ м}^2 = 2,44 \times 10^{-6} \times 900000 \text{ м}^2 \approx 2,2 \text{ м}^2$  от площади поперечного сечения пласта, подводящего к ловушке. Здесь  $900000 \text{ м}^2$  – площадь поверхности тела материнских пород, работавших в направлении ловушки, а  $q_{\text{латер}} \approx 6,3 \times 10^{-16} \text{ м}^3$  – латеральный поток, который может обеспечить латеральный градиент давления  $970 \text{ Па/м}$ . При пористости пород пласта вторичной миграции

20 % и насыщенности около  $S_{oil} = 50$  % это будет соответствовать площади в поперечном сечении пород подводящего слоя  $S_{migr}$  около  $22 \text{ м}^2$  (Напомним, что  $S_{migr} = SS/[\phi \cdot S_{oil}]$ ). Тогда объем УВ, затраченных на заполнение подводящего слоя от материнского пласта к ловушке (его длина  $L$ , составляет в нашем примере около 1600 м) будет равен  $V_{мигр} = 1600 \text{ м} \times 2,2 \text{ м}^2 = 3520 \text{ м}^3$  УВ. Как следует из данных табл. 15, такой объем УВ, необходимый для заполнения подводящих путей к первой ловушке, будет поставлен нефтематеринскими породами тогура уже за первые 500 тысяч лет после начала процесса эмиграции.

Таким образом, объем УВ, остающихся на путях вторичной миграции, достаточно мал и тогда с основанием можно считать, что параметры  $V_2$  в табл. 15 оценивают полный объем УВ, поступивший ко времени  $t$  в ловушки. Ловушка на рассматриваемой площади аппроксимируется телом конической формы с высотой  $H = 15$  м и эллиптическим основанием с полуосями  $A = 600$  м и  $B = 350$  м. Пористость пород в ловушке составляет в среднем  $\phi = 12$  %. Предполагая, что все УВ заполняют верхнюю часть ловушки с насыщенностью  $S \approx 70$  %, получаем оценку для высоты  $h$  конической ловушки (от вершины), заполненной УВ к данному времени:

$$h = [(3V_2 \cdot H^2) / (\pi \cdot A \cdot B \cdot \phi \cdot S)]^{1/3}.$$

Параметры  $a$  и  $b$  в табл. 15 представляют полуоси эллипсов в основании этих конусов с высотой  $h$ , заполненных нефтью. В последних двух строках таблицы 15 показаны в процентах доли заполнения ловушек и вес в тоннах жидких УВ в ловушках для разных этапов их заполнения. При этом полный объем УВ в ловушке составлял  $15 \text{ м} \times (600 \text{ м} \times 350 \text{ м} \times \pi / 3) \approx 3 \text{ 300 000 м}^3$ .

Рассмотренный пример касался незначительного в геологическом масштабе месторождения, но он позволяет провести аналогичные оценки (без применения громоздких вычислений и мощных компьютерных устройств) и для других возможно более перспективных площадей.

## КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Назвать несколько приближенных методов оценки времени достижения порога эмиграции жидких УВ (по литературным данным).

2. Какие механизмы повышения порового давления при достижении порога эмиграции вы знаете? Рассказать о возможной роли уменьшения объема пор при погружении пород в этом процессе.

3. Может ли вторичный крекинг служить причиной достижения порога эмиграции УВ для глубоко погруженных материнских пород бассейна?

4. Привести методы простых оценок предельных потоков вертикальной (первичной) и латеральной (вторичной) миграции жидких УВ.

5. Привести пример расчета реальных (генерированных) потоков жидких УВ (на примере реализации потенциала генерации УВ тогурской пачки Ван-Еганского месторождения).

6. Дать приближенную оценку объемов УВ, остающихся на путях вторичной миграции

#### **ЗАДАЧИ**

1. Для истории реализации потенциала генерации УВ правого рис. 26 оценить поток первичной миграции, считая  $C_{орг} = 10 \%$ , материнское тело в виде цилиндра высотой 40 м и радиусом 1000 м. Путь вторичной миграции – пласт с поднятием 300 м на расстоянии 3 км, облекающий сверху кровлю материнского тела.

2. Оценить приближенно время заполнения жидкими УВ путей вторичной миграции.

## **Глава 10**

### **ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГАЛО К ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД УРЕНГОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА**

Реконструкция термической истории Западно-Сибирского бассейна в районе Уренгойского месторождения осуществлялась на примере осадочных разрезов, вскрытых скважинами 266 и 411 [16]. Первая из этих скважин расположена вблизи от центральной части южного купола Уренгойского мегавала в зоне развития залежей газа и газоконденсата с максимальными мощностями продуктивной части, а вторая – на Восточном борту купола, в зоне выклинивания продуктивных горизонтов (рис. 52).

В целом Западно-Сибирская плита имеет гетерогенный фундамент с возрастом от карельского до позднегерцинского, пере-



крытый чехлом платформенных мезозойско-кайнозойских отложений. Важным результатом бурения Тюменской сверхглубокой скважины стало подтверждение рифтовой природы Уренгойско-Колтогорского грабена. Полученные данные позволяют предполагать, что этот внутриконтинентальный рифт был заложен и развивался в позднепермско-раннетриасовое время [25]. Образование Западно-Сибирской низменности многие исследователи связывают с зарождением системы меридиональных внутриконтинентальных рифтов триасового возраста, а отдельные геофизики и с формированием относительно узких участков палеоокеана в процессе проградирующего спрединга с возрастом аномалий от 235 до 218 млн [23]. Считают, что эти события помогают объяснить выраженную основность фундамента и тем самым повышенные амплитуды гравитационных аномалий Буге над участками погребенных рифтов, а также объяснить квазилинейный характер магнитных аномалий, наблюдаемых в тех же районах.

Результаты численной реконструкции истории погружения и геотермического режима для двух осадочных разрезов Уренгойского месторождения приведены на рис. 53. Здесь для каждого момента времени развития бассейна показаны глубины оснований осадочных формаций, положение изотерм, а также глубины изолиний отражательной способности витринита в истории погружения бассейна. При восстановлении тепловой истории бассейна учитывались такие процессы как отложение и уплотнение пористых осадков с переменной скоростью, эрозия и перерывы в осадконакоплении, изменение теплофизических свойств с литологией, глубиной и температурой пород, зависимость от температуры теплопроводностей воды и матрицы (главы 4, 5). Реконструкция теплового режима осуществлялась при совместном анализе теплопереноса в осадочной толще бассейна и подстилающей литосфере, включая и часть астеносферы, с учетом скрытой теплоты плавления пород коры и мантии (рис. 54).

Модель контролировалась сопоставлением наблюдаемых и вычисленных современных профилей температуры (рис. 55) и отражательной способности витринита (рис. 56), а также анализом вариаций амплитуды тектонического погружения поверхности фундамента (рис. 54, б). Последний использовался для оценки продолжительности и амплитуд тектоно-термических событий, имевших место в истории бассейна, как было описано в главе 6.

Близкое расположение изучаемых разрезов по отношению к оси древнего рифта (см. рис. 52) и временные вариации тектонического погружения фундамента (см. рис. 54, б) предполагали повышенные значения теплового потока на начальном этапе



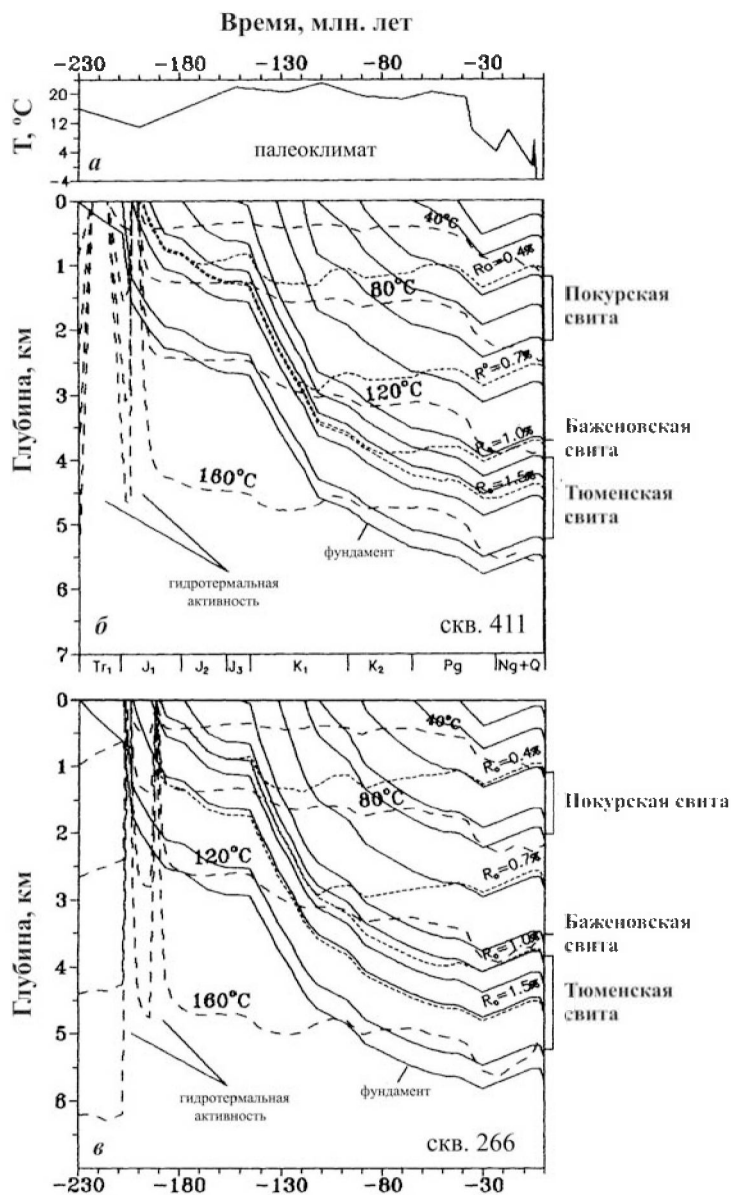


Рис. 53. Палеоклимат (а), вариации температуры и степени катагенеза ОВ (б, в) в истории погружения осадочных разрезов Уренгойского месторождения Западно-Сибирского бассейна [16].

В левой части рисунков показан глубинный интервал гидротермальной активности в триасе и ранней юре. Положение скважин и изучаемых разрезов смотри на рис. 2–10. П – покурская свита, Б – баженовская свита, Е – тюменская свита

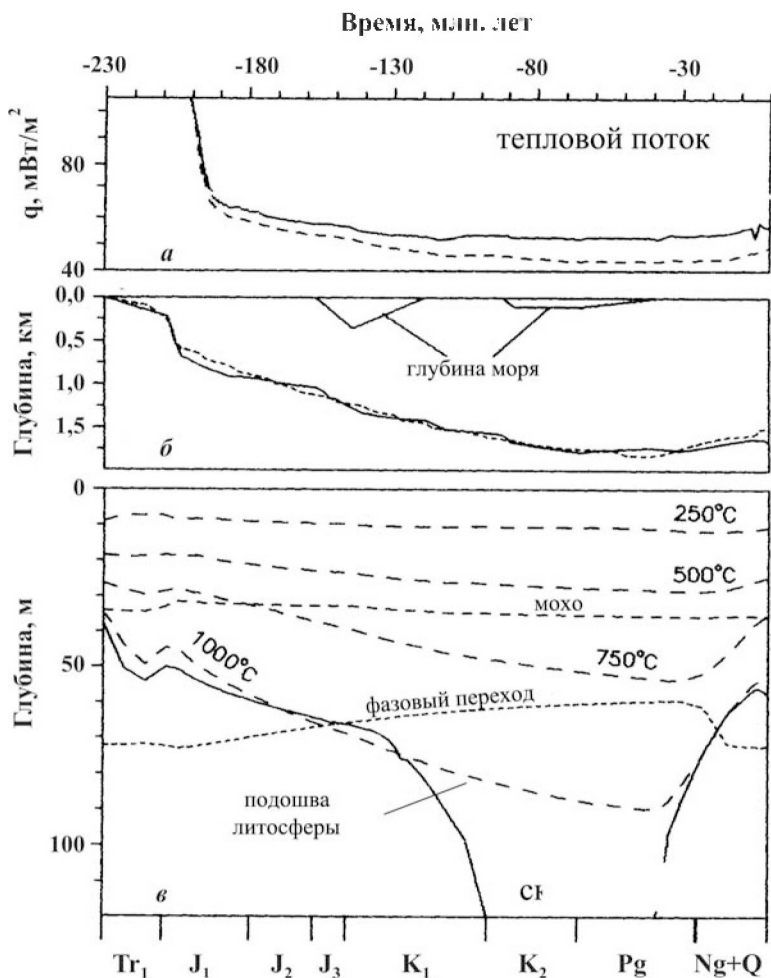


Рис. 54. Термическая история литосферы Западно-Сибирского бассейна в районе Уренгойского месторождения, скв. 411 [16]:  
*a* – вариации теплового потока; *б* – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное удалением нагрузки осадков и воды на поверхность фундамента (сплошная линия) и путем расчета вариаций плотностей пород фундамента по глубине и времени (пунктирная); *в* – изменение термического режима литосферы Уренгойского района

развития бассейна, равные 80 и 70 MW/m<sup>2</sup> для разрезов скв. 411 и 266, соответственно (см. рис. 54, *a*). Вариации температуры на поверхности бассейна (палеоклимат), используемые в расчетах его температурного режима, показаны на рис. 53, *a*. Они опре-

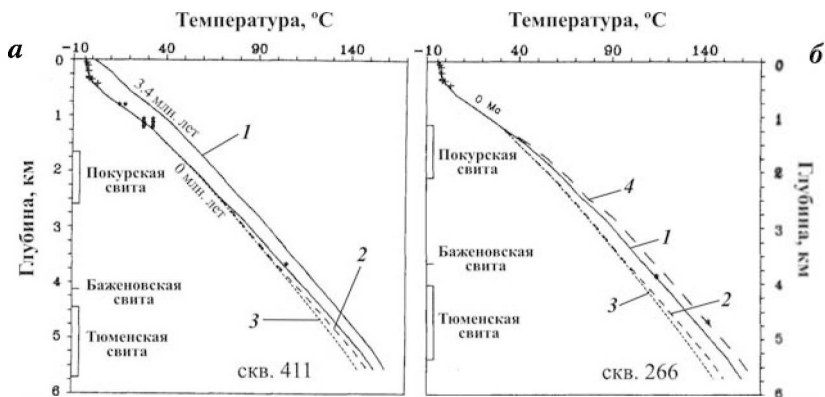


Рис. 55. Вычисленные профили температур в осадочных разрезах скв. 411 и 266 Уренгойского месторождения [16]. Линия «3,4 млн лет» показывает распределение температуры 3,4 млн лет назад (до плиоцен-голоценовых вариаций климата). Линия «0 млн лет» – современное распределение температур: 2 – распределение, вычисленное без учета влияния накоплений свободных УВ в разрезе; 3 – распределение 2, вычисленное без учета сокращения теплопроводности за счет присутствия дисперсного ОВ в породах разреза; 1 – профиль, вычисленный с учетом всех перечисленных эффектов. Звездочки и крестики – измеренные значения температур; 4 – вычисленный профиль  $T(z)$ , когда метан заменен на воздух



Рис. 56. Вычисленные (линии) и измеренные (звездочки) значения отражательной способности витринита в современных разрезах Уренгойского месторождения скв. 411 и 266: 1 – профиль, вычисленный с учетом всех эффектов; 2 – профиль, вычисленный без учета эффекта гидротермального прогрева; 3 – вычисления без учета сокращения теплопроводности от присутствия дисперсного ОВ в породах; 4 – вычисления в варианте, когда формирование УВ скоплений началось 85 млн лет назад и завершилось 60 млн лет назад [16, 88]

делялись изменениями климата в период с триаса по настоящее время и подробно обсуждаются в работе [88]. Температура 1300 °С поддерживалась в подошве области счета на глубине 140 км во все время моделирования. Принцип определения граничных условий, а также вопросы выбора разностной схемы решения уравнения и построения разностной сетки обсуждаются в работе [16] и кратком варианте в главе 5. Время отложения и литологический состав пород, составляющие важную часть исходной информации для моделирования рассматриваемых разрезов бассейна, показаны в табл. 16 для разреза скв. 411.

Пониженный рельеф Западно-Сибирской низменности рассматривается обычно как следствие проседания поверхности литосферы, остывающей после нагревания в ходе первоначального рифтогенеза. Однако, таким остыванием можно объяснить лишь первый раннеюрский этап погружения бассейна. Расчеты в рам-

Таблица 16

**Основные этапы эволюции Западно-Сибирского бассейна в районе скв. 411 Уренгойского месторождения [88]**

Но- мер	Этапы эволю- ции бассейна	Время, млн лет	Глубина, м	Состав пород				
				гл	пс	ал	вл	уг
1	Осадк.	0–2	0–70	0,50	0,500	0	0	0
2	Перерыв	2–6	70–70			–		
3	Эрозия	6–30	300			–		
4	Осадк.	30–42,1	70–300	0,50	0,500	0	0	0
5	Осадк.	42,1–50	300–440	0,05	0,950	0	0	0
6	Осадк.	50–56,5	440–539	0,50	0,500	0	0	0
7	Осадк.	56,5–65	539–633	0,15	0,850	0	0	0
8	Осадк.	65–88,5	633–1177	0,90	0,050	0,05	0	0
9	Осадк.	88,5–90,4	1177–1243	0,90	0,050	0,05	0	0
10	Осадк.	90,4–97	1243–1468	0,30	0,284	0,40	0	0,016
11	Осадк.	97–112	1468–1695	0,60	0,184	0,20	0	0,016
12	Осадк.	112–119	1695–2198	0,60	0,184	0,20	0	0,016
13	Осадк.	119–124,5	2198–2478	0,50	0,190	0,30	0	0,010
14	Осадк.	124,5–131,8	2478–2885	0,50	0,190	0,30	0	0,010
15	Осадк.	131,8–145,6	2885–3694	0,60	0,200	0,20	0	0
16	Осадк.	145,6–152	3694–3726	0,745	0	0	0	0,255
17	Перерыв	152–157	3726–3726			–		
18	Осадк.	157–166	3726–3810	0,70	0,150	0,15	0	0
19	Осадк.	166–178	3810–4020	0,70	0,095	0,15	0	0,055
20	Осадк.	178–187	4020–4070	0,70	0,95	0,15	0	0,055
21	Осадк.	187–194,5	4070–4299	0,70	0,095	0,15	0	0,055
22	Осадк.	194,5–203,5	4299–4635	0,70	0,095	0,15	0	0,055
23	Осадк.	203,5–208	4635–5280	0,70	0,095	0,15	0	0,055
24	Осадк.	208–230	5280–5550	0,20	0,400	0,20	0,20	0

Замечания: в колонке «Глубина» представлены глубины кровли и подошвы осадочных слоев, а также амплитуды эрозии. *Сокращения:* осадк. – осадконакопление, гл – глины, пс – песчаники, алевролиты, вл – вулканиты, уг – органическое вещество (угольное). В последней графе представлены проценты содержания пород по объему.

ках как одномерных (см. рис. 54, 55), так и двумерных [49] моделей остывания литосферы показывают, что тепловой импульс триасового рифтинга релаксирует через 50–70 млн лет. Поэтому для объяснения основных этапов погружения фундамента в среднеюрскую и меловую эпохи необходимо привлечение других механизмов, возможно включающих фазовые переходы пород нижней коры в эклогитовые фации. Анализ вариаций кривой тектонического погружения (см. рис. 54, б) и данные геологического изучения района [34], предполагают, что интенсивная тепловая активизация литосферы, связанная с образованием рифта, не была мгновенной, как это имеет место в классической модели D. McKenzie (1978), а продолжалась в течение всего триаса и частично в нижней юре. Эта активизация характеризовалась относительно высоким тепловым потоком (70–80 мВт/м<sup>2</sup> для района скв. 411 и 55–70 мВт/м<sup>2</sup> для скв. 266). Она сопровождалась гидротермальной деятельностью и могла включать период растяжения фундамента с амплитудой  $\beta \approx 1,10$  продолжительностью около 6 млн лет в самом начале юры. Сокращенная до 32 км мощность коры отличала этот период развития бассейна (рис. 54, в). Вторая тепловая активизация в олигоцене-миоцене была менее интенсивной и характеризовалась эффективным тепловым потоком на поверхности около 55 мВт/м<sup>2</sup>. Она сопровождалась подъемом поверхности фундамента и эрозией осадочного покрова. Такая эрозия с амплитудой, увеличивающейся к северу от 62° с.ш., имела место на большей части Западно-Сибирского бассейна [34].

Заметное влияние на распределение температуры в осадочной толще Западно-Сибирского бассейна оказали резкие колебания климата в плиоцен-галоценовый период развития бассейна, когда процессы формирования и деградации толщи вечномерзлых пород повторялись неоднократно. Для оценки этого эффекта мы провели расчеты, используя специальную модификацию пакета моделирования бассейнов ГАЛО, методика расчетов по которому подробно описана в работах [16, 88].

Распределение температур, служившее начальным для реконструкции теплового режима осадочной толщи за последние 3, 4 млн лет, показано на рис. 55 для разреза бассейна в районе скв. 411. Это распределение получалось как результат численной реконструкции температурно-временной истории погружения бассейна (рис. 53, б, в) с использованием общего пакета программ ГАЛО по моделированию бассейнов, как описано в главах 4–6. Реконструкция осуществлялась для литолого-стратиграфического разреза бассейна в районе скв. 411 Уренгойской площади, приведенного в табл. 16, и использовала петрофизические параметры пород осадочного разреза и фундамента и палеоклима-

тические данные на период с нижнего триаса по четвертичный (рис. 53, *a*).

Вариации плейстоценового климата обусловили резкую нестационарность термического состояния осадочной толщи Западно-Сибирского бассейна. Расчеты показали, что похолодание климата в течение последних 3, 4 млн лет привело к понижению температуры пород в верхних 1500 м разреза на 15–20 °С (см. рис. 55). Отклонения в 10–15 °С от начальных температур 3, 4 млн лет назад характерны и для более глубоких горизонтов изучаемой площади.

Резкие изменения градиента отражательной способности витринита  $R_0$  с глубиной, подобные показанным на рис. 56 характерны для нижнеюрских и триасовых отложений Уренгойского и ряда других месторождений Нижнепурского прогиба Западно-Сибирского бассейна [16], а также для глубоких осадочных горизонтов других континентальных рифтовых бассейнов (грабен Вайкинг Северного моря, Рейнский грабен и др., Они вызваны интрузивной и сопровождающей ее гидротермальной деятельностью на рифтовой стадии развития бассейна или в период его тепловой реактивизации (Галушкин, 2007). Проникновение грунтовых вод по многочисленным трещинам в фундаменте, образующимся при его растяжении, может заметно сократить время, необходимое для достижения высоких уровней зрелости  $OV$  в вышезалегающих осадочных породах.

Для скв. 411 выделяются два участка с резким изменением  $R_0(z)$ : на глубинах от 5200 до 5350 м и от 4400 до 4600 м (см. рис. 53, *a*). Первый из них в нашей модели объяснялся воздействием гидротермальной активности, которая охватывала интервал глубин в 6,3 км (от поверхности осадков), включавший триасовую осадочную толщу и верхние горизонты фундамента. Считалось, что гидротермы оставались активными в течении примерно 16 млн лет в верхнем триасе. Второй скачек в распределении  $R_0$  с глубиной мог быть объяснен активностью гидротерм до глубины 4,1 км в течение 6 млн лет в нижней юре (см. рис. 53, 54, *b*). Для разреза скв. 266, находящейся в зоне восточного борта древней рифтовой системы, гидротермальный эффект, предполагавшийся моделированием, был несколько слабее. В самом деле, двухступенчатый рост  $R_0$  с глубиной в разрезе скв. 266, предполагаемый данными измерения  $R_0$  и показанный на рис. 56, *b*, мог быть обусловлен двумя стадиями гидротермальной активности в нижней юре продолжительностью около 4 млн лет каждая и с глубиной проникновения активности 3,7–3,8 км. Сравнение кривых 2 и 1 на рис. 56 демонстрирует заметную величину теплового вклада гидротермальной активности в триасе и юре в формирование профилей  $R_0(z)$  глубинных горизонтов

осадочного покрова изучаемых площадей Западно-Сибирского бассейна.

Рассчитанное изменение температуры материнских свит при их погружении в бассейне позволяет реконструировать историю реализации потенциала генерации УВ основными материнскими свитами на изучаемой площади Западно-Сибирского бассейна. Сплошные линии на верхних рис. 36 представляют объем генерации УВ ведущими материнскими свитами Уренгойского месторождения Западной Сибири: тюменской, баженовской и покурской. Степень созревания ОВ превышала 1,30 % для тюменской, 1,03 % для баженовской и составляла 0,64 % для покурской свиты. Изменение температуры пород и зрелости их ОВ в истории погружения свит показаны на рис. 46 снизу. В моделировании предполагалось, что кероген ОВ пород тюменской формации представлен смесью 30 % керогена типа II (с исходным потенциалом  $HI = 377$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ; табл. П-7) и 70 % керогена типа III ( $HI = 160$ ; табл. П-10), тогда как для баженовской формации ОВ было представлено смесью 70 % керогена типа II ( $HI = 627$ ; табл. П-4) и 30 % керогена типа III ( $HI = 160$ ; табл. П-10). В нашей модели ОВ покурской свиты соответствовало керогену типа III с исходным потенциалом  $HI = 160$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (табл. П-10). Порог эмиграции жидких УВ, показанный вертикальной линией для баженовской и тюменской свит на рис. 36, определялся по времени заполнения 20 % порового пространства жидкими УВ (см. главу 9). В приведенном примере тюменская свита ниже-юрского возраста (ее современная глубина  $z = 4300$  м) реализовала основную часть своего потенциала генерации УВ благодаря высоким значениям температур и уровню зрелости ОВ, достигнутым в процессе ее погружения. При таких температурах становится заметным вторичный крекинг жидких УВ, что находит отражение в уменьшении объема жидких УВ на верхнем левом рис. 36. Высокотемпературная история пород тюменской свиты имела следствием реализацию основной части потенциала генерации УВ свиты к настоящему времени. Остаточный потенциал свиты составляет менее 15 % исходного. Для баженовской свиты он также составляет менее 20 % от исходного, но здесь температуры не так высоки и влияние вторичного крекинга УВ на выход жидких УВ практически не заметно. Покурская свита, современная глубина которой составляет всего лишь 2200 м, характеризуется низкими температурами пород и, как результат, низким уровнем созревания ОВ (правый рис. 36). Остаточный потенциал генерации ОВ этой свиты практически не отличается от исходного.

Система моделирования ГАЛО применялась и для анализа изменения потенциала генерации УВ в истории погружения би-

туминозных глин баженовской свиты, тогурских аргиллитов нижней юры (J<sub>1</sub>) и аргиллитов из подошвы юры и среднего триаса, вскрытых тюменской сверхглубокой скважиной СГ-6, расположенной в пределах рифтового грабена недалеко от Уренгойского месторождения ([16]; рис. 52). Рассчитанная история погружения и эволюция температурных условий и катагенеза пород этих свит показаны на рис. 57. Как видно из рисунка, устойчивое погружение осадочного разреза развивалось на протяжении почти всей мезозойской эры и в первой половине кайнозойской. Однако на последнем этапе (около 30 млн лет назад) инверсия тектонических движений привела к подъему и размыву примерно 300 м осадочного разреза (см. рис. 53; 57).

Известно, что главная зона нефтеобразования характеризуется значениями  $0,50 \% \leq Ro \leq 1,30 \%$  (см. главу 7). Согласно рис. 57, верхнеермские метааргиллиты находились в этой зоне в ранне- и среднетриасовую эпохи, терригенные образования среднего триаса (начало седиментации 240 млн лет назад) – в течение всего юрского периода, тогурские глины – в неомкомское время и баженовские «черные сланцы» – в позднемеловое-третичное время [16].

История нефтеобразования в битуминозных глинах баженовской свиты примечательна завершением активной генерации

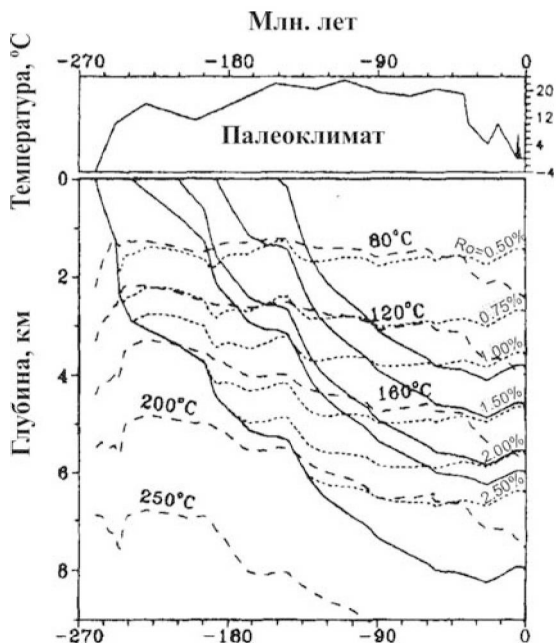


Рис. 57. Геологическая история и эволюция катагенеза глубокозалегающих предполагаемых нефтематеринских отложений в осадочном разрезе скв. СГ-6 Западно-Сибирского бассейна [16]



нефти – выход жидких УВ за геологическую историю достиг 430 мг УВ/г  $C_{орг}$  при исходном потенциале генерации УВ в 487 мг/г  $C_{орг}$  (ОВ свиты было представлено смесью 70 % керогена типа II с  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (табл. П-4) + 30 % керогена типа III с  $HI = 160$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ; табл. П-10). Генерация УВ характеризовалась почти восьмикратным превышением количества новообразованных жидких УВ над газовыми и наступлением этапа активной эмиграции нефти уже около 85 млн лет назад (рис. 58, а). Умеренно богатый нефтегенерационный потенциал баженовских глин в Нижнепурском прогибе был большей частью реализован в период между 100 и 50 млн лет геохронологической шкалы. За последние 30 млн лет газоконденсат становится доминирующим продуктом термокрекинга баженовского керогена. Это позволяет предположить, что газоконденсатные залежи и единственная здесь нефтяная оторочка в ачимовских природных резервуарах Восточного склона Уренгойского вала генетически связаны с завершающей стадией нефтеобразования в баженовских глинах [16].

Нефтегазообразование в глинистых седиментитах среднего триаса (кривая 1 на рис. 58, б), обогащенных ОВ аргиллитах основания юры (кривая 2) и тогурских битуминозных глинах (кривая 3) определялось в первую очередь «бедным» типом керогена, в составе которого преобладало наземное ОВ. Соответственно, в расчетах выхода УВ принимались исходные потенциалы генерации УВ:  $HI = 200, 225$  и  $300$  мг УВ/г  $C_{орг}$ , отражавших ОВ, представленное смесью 80 %, 70 % и 30 % керогена типа III с  $HI = 160$  мг УВ/г  $C_{орг}$  и 20 %, 30 % и 70 %, керогена типа II с  $HI = 377$  мг УВ/г  $C_{орг}$  для глинистых отложений среднего триа-

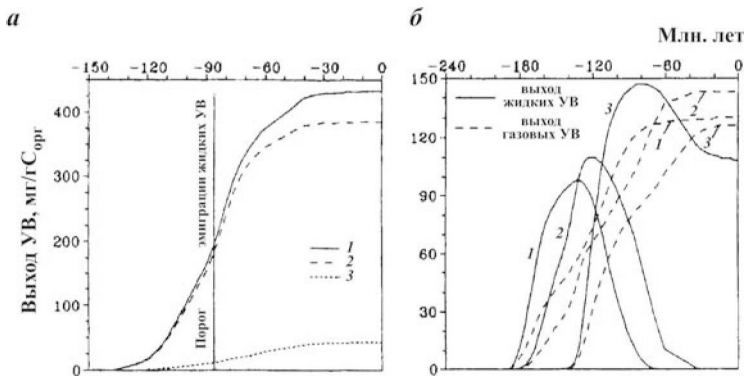


Рис. 58. Генерация УВ в геологической истории материнских свит скв. СГ-6

са (1), подошвы юры (2) и тогурских битуминозных глин (3), соответственно. Таким образом, лишь в тогурских отложениях исходный нефтегенерационный потенциал достигал 300 мг УВ/г  $C_{орг}$ , а в остальных двух случаях он не превышал 200 и 225 мг УВ/г  $C_{орг}$ .

Масштабы газообразования в рассматриваемых пластах сопоставимы с масштабами генерации нефти, как в случае тогурских глин и подошвы юры (рис. 58). При этом значительная часть газов (примерно 50 %) образовалась за счет термокрекинга нефти в условиях высоких температур (150–190 °С). Нефтеобразование в глинистых отложениях среднего триаса завершилось к рубежу 140 млн лет, для пород в основании юрского разреза – 120 млн лет и в тогурских глинах – 80 млн лет назад (рис. 58, а). Реализация исходного нефтегазогенерационного потенциала в отложениях среднего триаса достигла в современной геологической ситуации примерно 95 % и около 90 % в основании юрского разреза и кровле тампейской серии  $Tg_3$ .

Таким образом, анализ истории нефтегазогенерации битуминозными глинами баженовской свиты, тогурскими аргиллитами нижней юры и аргиллитами из подошвы юры и среднего триаса, вскрытыми тюменской сверхглубокой скважиной СГ-6, указывает на возможную высокую роль рассмотренных материнских формаций в формировании месторождений нефти и газа северных районов Западно-Сибирского бассейна.

## Глава 11

### **ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГАЛО К ОЦЕНКЕ НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОДСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО БОРТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

В этом разделе нашего учебника рассмотрены примеры моделирования осадочных разрезов северо-восточного борта Прикаспийской впадины, расположенных вдоль двух профилей с простираем с севера на юг и с северо-запада на юго-восток (рис. 59). Разрезы заметно различаются по мощности соленосных отложений (рис. 60), что позволило провести оценку влияния



Рис. 59. Положение моделируемых площадей на профилях 1–1 и 2–2 в северо-восточной бортовой части Прикаспийской впадины и их соотношение с бортовыми уступами разного возраста

процесса формирования эвапоритовых толщ на температурную историю, уровень катагенеза ОВ и реализацию потенциала генерации УВ породами подсолевого комплекса бассейна.

К подсолевой осадочной толще бассейна относят отложения с возрастом от верхов протерозоя до нижней перми. В восточной и южной частях депрессии она сложена преимущественно терригенными породами, а в северной и западной – карбонатными. Мощность подсолевого комплекса осадочной толщи впадины колеблется от 3 до 4 км в краевых частях, до 10 км и более – в его центральной части [21]. Солевая толща выражена главным образом солью кунгурского возраста, формирующей солянокупольные поднятия самых различных форм и размеров, которые занимают около 25–30 % всей площади впадины. Мощность соли в куполах может достигать 8000–9000 м и уменьшается вплоть до полного выклинивания в межкупольных пространствах. Надсолевая толща бассейна представлена терригенными и в меньшей степени карбонатными породами верхнепермского, мезозойского и кайнозойского возраста. Ее мощность колеблется от нескольких сот до 1500 м на сводах соляных куполов (Рожковская, Павловская и др. площади; см. рис. 36) до нескольких тысяч метров в межкупольных зонах (Январцевская, Бурлинская и др. площади; рис. 71, 72).

На основании данных геофизического анализа мы полагаем, что в изучаемом районе бассейн закладывался на стандартном континентальном фундаменте (см. табл. 7). Наиболее полная характеристика теплового поля Прикаспийской впадины приводится в работе [37], из которой следует, что температуры кровли подсолевого комплекса вместе с их глубинами испытывают значительные локальные вариации, но в целом комплекс в настоящее время характеризуется пониженными и умеренными темпе-

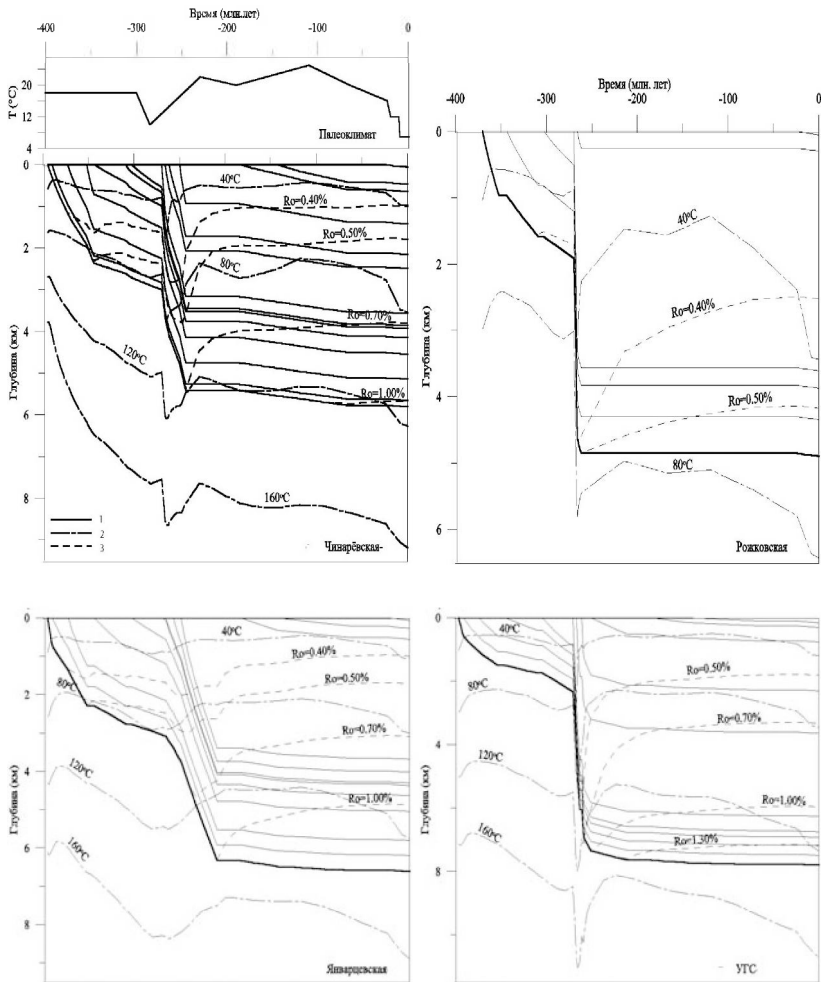


Рис. 60. Палеоклимат и численные реконструкции истории погружения, эволюции термического режима и зрелости органического вещества осадочной толщи северного борта Прикаспийской впадины в районе Чинаревской, Рожковской, Январцевской и Уральской (УРС) площадей (профиль 1–1 на рис. 59)

ратурами. Теплопроводности пород, рассчитанные в наших моделях с использованием среднмировых значений термофизических параметров основных литологических единиц (табл. 3; [16]), в целом согласовались со значениями, измеренными для пород Прикаспийского бассейна и приведенными в работах [28, 37].

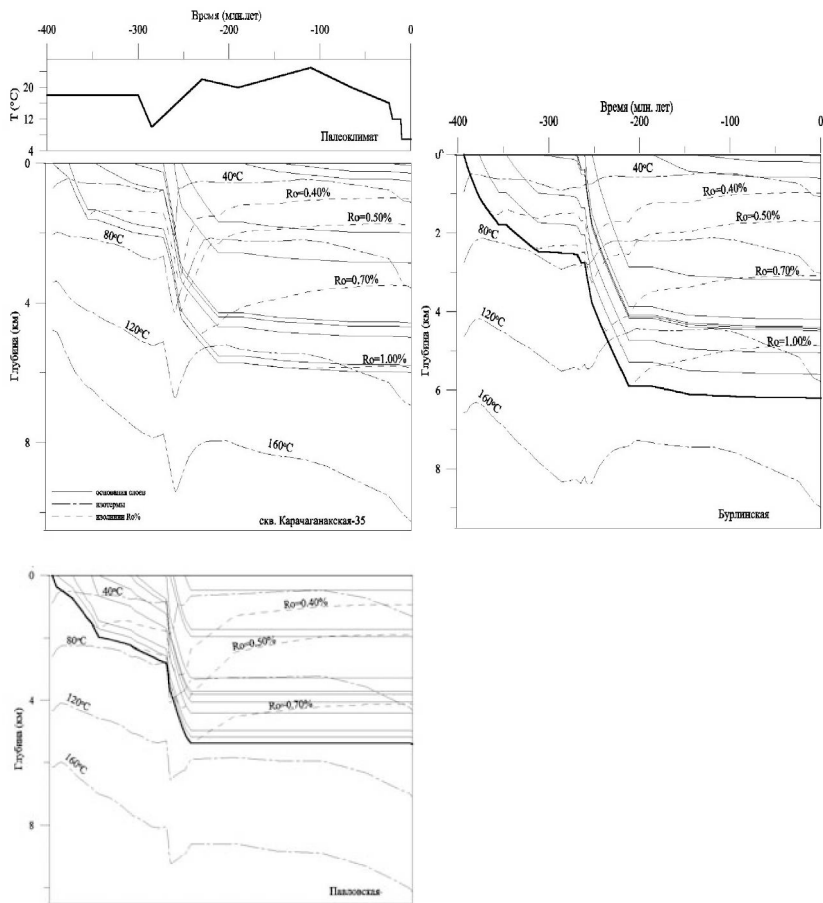


Рис. 61. Палеоклимат и численные реконструкции истории погружения, эволюции термического режима и зрелости органического вещества осадочной толщи северного борта Прикаспийской впадины в районе Карачаганакской, Бурлинской и Павловской площадей (профиль 2–2 на рис. 59)

Согласно геотермическим исследованиям [28], современный тепловой поток в северной части Прикаспийской впадины близок к  $40 \text{ мВт/м}^2$ . Заметные возмущения в распределении температур осадочного чехла северной части Прикаспийской впадины могли создаваться при формировании и внедрении в осадочный разрез соляных тел. Соли и ангидриты, обладая высокой теплопроводностью ( $K = 3,9\text{--}5,9 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ ), обуславливают заметное отличие температурных градиентов в толщах соленосных пород от наб-

людаемых в других породах. Так, если в разрезе, выполненном глинистыми сланцами, температура на глубине 2,5 км составляла около 88 °С (при температуре на поверхности бассейна  $T_0 = 20$  °С), то на той же глубине в солевом разрезе она будет достигать всего лишь 38 °С.

Результаты численного моделирования термической и катагенетической истории бассейна представлены на рис. 60 для площадей профиля 1–1 и на рис. 61 – для профиля 2–2. На этих рисунках изменение глубин осадочных слоев в истории погружения бассейна показаны сплошными кривыми. Соответствующие реконструкции осуществлялись на основании известной процедуры разуплотнения в предположении, что пористость пород каждого из литологически однородного слоев убывает с глубиной по экспоненциальному закону с параметрами, зависящими от конкретной литологии слоя [16, 20]. Современный разрез осадочной толщи бассейна показан в табл. 17 вместе с литологическим составом осадочных пород на примере разреза Чинаревской площади. Такие значения составляли исходную базу данных для восстановления историй погружения свит, приведенных на рис. 60, 61.

Таблица 17

**Основные этапы эволюции северного борта Прикаспийской впадины в районе Чинаревской площади**

Номер	Этапы эволюции	Геологич. время, млн лет	Глубина, м	Литология гл:ал:пс:из:дл:сл:ан	Палеоклимат, °С
1	осад.	0–24	0–64	50:00:50:00:00:00:00	7–16
2	перерыв	24–65	64	–	16–20
3	осад.	65–144	64–471	50:00:00:50:00:00:00	20–25
4	осад.	144–184	471–648	40:00:40:20:00:00:00	20–22
5	перерыв	184–243	648	–	20–22
6	осад.	243–250	648–1411	50:00:50:00:00:00:00	19
7	осад.	250–262	1411–2150	20:20:20:00:00:30:10	18
8	осад.	262–266	2150–2480	30:40:30:00:00:00:00	17
9	осад.	266–270	2480–3570	00:00:00:00:00:100:00	15
10	осад.	270–303	3570–3860	00:00:00:80:20:00:00	10–15
11	осад.	303–309	3860–3930	80:00:20:00:00:00:00	15–17
12	осад.	309–344	3930–4150	00:00:00:70:30:00:00	17–18
13	осад.	344–352	4150–4540	10:00:00:45:45:00:00	18
14	осад.	352–373	4540–5140	00:00:00:70:30:00:00	18
15	осад.	373–390	5140–5650	30:00:00:30:40:00:00	18
16	осад.	390–395	5650–5800	30:00:70:00:00:00:00	18

Замечания: «Глубина» – современные глубины подошвы и кровли осадочного слоя. «осад.» – осадконакопление, в столбце «литология» приведены содержание основных литологических единиц в породе слоя в процентах в следующей последовательности: (гл) глины, (ал) алевролиты, (пс) песчаники, (из) известняки, (дл) доломиты, (сл) соли, (ан) ангидриты.

Эволюция термического режима осадочной толщи на исследуемых площадях профилей 1–1 и 2–2 северного борта Северо-Каспийского бассейна показана на рис. 60, 61 через глубины изотерм. Термическая история разрезов была восстановлена путем моделирования процессов теплопереноса в осадочной толще, коре и мантии литосферы. Решалось нестационарное одномерное уравнение теплопроводности с учетом уплотнения осадочных пород в зависимости от их литологии и глубины захоронения (см. главу 4). В вычислениях температур учитывались вариации теплофизических свойств пород, обязанные изменениям пористости, литологии, температуры и давления пород в течение всей истории погружения бассейна (см. главу 5; Галушкин, 2007). Область, в которой находится распределение температур, включала осадочный слой и фундамент с характеристиками пород, типичными для литосферы Восточно-Европейской платформы [20]. В основании области счета на глубине 130–170 км поддерживалась температура около 1160 °С. Моделирование предполагает, что для литосферы северной части Прикаспийской впадины был характерен режим остывания от начального эпифигового состояния литосферы с повышенным тепловым потоком на поверхности 60–100 мВт/м<sup>2</sup> в среднем девоне до умеренных значений теплового потока 40–45 мВт/м<sup>2</sup> в настоящее время. Последние значения согласуются с измеренными современными тепловыми потоками в регионе.

В моделировании используется анализ тектонического погружения бассейна. На рис. 62, *a* нижняя сплошная кривая –

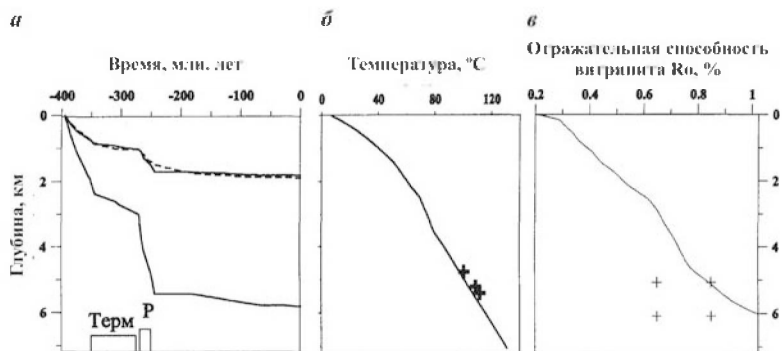


Рис. 62. Действительное и тектоническое погружение кровли фундамента в истории развития бассейна (*a*) и современные глубинные распределения температуры (*b*) и отражательной способности витринита (*в*), рассчитанные для осадочного разреза северного борта Прикаспийской впадины в районе Чинаревской площади

глубины действительного погружения фундамента, рассчитанные процедурой разуплотнения (backstripping); верхняя сплошная кривая – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное удалением нагрузки воды и осадков; пунктирная кривая – тектонического погружения, рассчитанное из анализа вариаций распределения плотностей в столбце фундамента. Терм означает тепловую активизацию литосферы в карбоне и нижней перми с эффективным тепловым потоком на поверхности 50–55 мВт/м<sup>2</sup>; Р – период небольшого растяжения литосферы в верхней перми с амплитудой около 1,05. Для рассматриваемых площадей северного борта Прикаспийской впадины тектонический анализ предполагал, что умеренная тепловая активизация литосферы бассейна с эффективным тепловым потоком на поверхности 50–55 мВт/м<sup>2</sup> продолжалась от верхнего девона и до кунгура, а период верхней перми характеризовался незначительным растяжением литосферы бассейна с амплитудой около 1,05 (рис. 62).

Соответствие вычисленных температур и отражательных способностей витринита значениям, измеренным в современном осадочном разрезе, рассматривается в моделировании как важный критерий непротиворечивости выбранной модели термического развития бассейна. Однако, прямые измерения температур имелись лишь для двух площадей – Карачаганакской и Чинаревской (для последней они показаны на среднем рис. 62, б). В то же время значения температур на глубинах 500, 1000, 2000, 3000 м, и в кровле подсолового комплекса, полученные в работе [37] интерполяцией данных по очень редкой сети скважин, можно использовать лишь для самой грубой оценки значений температур на конкретных площадях бассейна. В целом, как измеренные, так и оценочные значения температур согласовались с вычисленными в модели.

Расчеты показали, что температурный режим пород заметно меняется в зависимости от скорости и амплитуды погружения бассейна, а также от литологического состава пород, выполняющих его осадочный разрез, и особенно от мощности и глубины погружения соленосных отложений в разрезе. Так, согласно расчетам, значения температур около 100 °С в разрезах с минимальной мощностью слоя соли (менее 100 м на Январцевской и Бурлинской площадях) достигаются на глубинах 4–4,5 км, но те же температуры на Уральской, Карачаганакской и Павловской площадях с мощными соляными отложениями в осадочных разрезах наблюдаются на заметно больших глубинах (5,5–6 км; см. рис. 60, 61). В современных распределениях температуры пород с глубиной влияние солевых отложений находит отражение в виде участков с заметно пониженными градиентами температур



(см. рис. 60, 61). Наиболее контрастно охлаждающее влияние солей отразилось в термическом режиме разреза Рожковской площади, где в современном разрезе мощные слои солей залегают близко к поверхности. Как следствие, температуры пород здесь не превышают 60 °С даже на глубинах около 5 км (см. рис. 60).

Латеральный теплообмен может в заметной степени сгладить горизонтальные вариации температур, получаемые при построении двумерного ( $x, z$ ) термического разреза бассейна путем линейной аппроксимации серии одномерных (по  $z$ ) реконструкций. Рис. 63 позволяет оценить ожидаемые отклонения температур от значений, получаемых при численных реконструкциях в приближении плоского бассейна (см. рис. 60 и 62). Как ожидалось, внутри соляных диапиров и в подсолевом комплексе под ними, температуры, вычисленные с учетом латерального теплообмена, будут выше «одномерных», а в области вне диапиров будут несколько ниже последних (см. рис. 63). При этом в осадочных комплексах, локализованных между диапирами и удаленных от них на расстояние 5–10 км, поправки не превышают 5 °С для всех интервалов глубин. Тогда следует ожидать более высоких температур (на 10–15°) в солевом и подсолевом комплексах скв. Рожковская по сравнению с результатами, представленными на рис. 60. И, напротив, в скв. Чинаревская, Январцевская и Уральская, расположенных вне тел соляных диапиров, температуры надсолевого и подсолевого комплекса могут быть на 3–10 °С ниже рассчитанных в одномерных реконструкциях (см. рис. 60, 61).

Вычисленные изменения температуры пород в процессе погружения бассейна использовались для численной оценки степени созревания органического вещества (ОВ) пород путем расчета значений отражательной способности витринита ( $R_o$ ). Эти расчеты основывались на значениях параметров кинетического спектра созревания витринита (глава 7). Изолинии значений  $R_o$  показаны на рис. 60 и 61, а правый рис. 62, *в* дает пример вычисленного распределения  $R_o$  с глубиной в современном осадочном разрезе Чинаревской площади. В табл. 18 приводятся степени созревания ОВ пород в основании предполагаемых материнских толщ изучаемых площадей бассейна. Согласно оценкам, в главную зону генерации нефти ( $R_o > 0,70$  %) входят отложения пород надсолевого комплекса на глубинах 3–4 км на Уральской, Январцевской и Бурлинской площадях, тогда как на Карачаганакской, Чинаревской и Павловской площадях это были породы подсолевого комплекса на глубинах 4–4,5 км (рис. 60, 62, *в*). В пределах низкотемпературной Рожковской площади степень созревания пород в основании подсолевого комплекса по оценкам не превышает  $R_o = 0,60$  % (см. рис. 61; табл. 18). Таким образом,

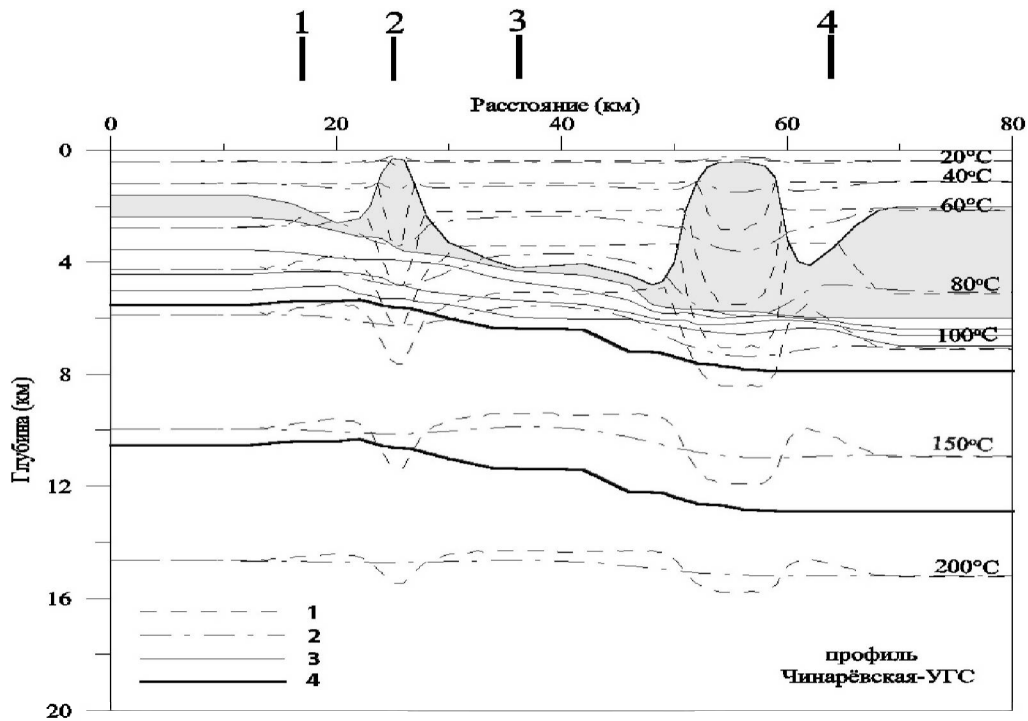


Рис. 63. Сравнение распределений температур, вычисленных в одномерной и двумерной стационарных моделях в области развития соляных диапиров в северной части Прикаспийского бассейна вдоль профиля, пересекающего Чинаревскую (1), Рожковскую (2), Январцевскую (3) и Уральскую (4) площади. Области развития соляных слоев и диапиров выделены серым фоном: 1 – расчеты в одномерном (плоском) приближении; 2 – расчеты в двумерном варианте; 3 – границы осадочных слоев; 4 – кровля и подошва верхней (5-ти километровой) части гранитного слоя

условия созревания ОВ в породах надсолевого и подсолевого комплексов северного борта Прикаспийской впадины отличаются большим разнообразием.

Таблица 18

**Вычисленные значения степени зрелости ОВ (через величину Ro), температур и реализации потенциала генерации УВ для предполагаемых материнских пород подсолевого комплекса северного борта Прикаспийской впадины**

T, млн лет	Z, м	T <sub>i</sub> , °C	R <sub>o</sub> , %	H <sub>i</sub>	H <sub>l</sub>	H <sub>o</sub>	H <sub>g</sub>	t <sub>1</sub>	t <sub>exp</sub>	t <sub>2</sub>
				мг УВ/г C <sub>орг</sub>						
<i>Уральская площадь</i>										
395	7800	124,4	1,442	312	299	150	109	263	254,8	192
373	7200	116,9	1,275	627	603	497	69,8	261	256	–
352+	6930	113,2	1,194	543,5	543	485	57,5	260	245	–
352–	6930	113,2	1,194	543,5	543	485	57,5	260	251,7	–
309	6750	111,1	1,160	377	377	301	70,5	259,5	205,3	–
270+	6275	106,5	1,081	377	374	307	65,7	258,1	–	–
<i>Карачаганакская площадь</i>										
390	6000	106,6	1,022	312	282	223	59	253,9	216,7	–
373	5800	104,1	0,967	627	523	502	21	249,7	228	–
352+	4990	94,1	0,833	543,5	209	181	28	242,6	–	–
352–	4990	94,1	0,833	543,5	209	181	28	242,6	–	–
309	4744	89,8	0,782	377	184	152	32	238,8	–	–
270+	4575	88,4	0,771	377	163	134	29	237,1	–	–
<i>Чинаревская площадь</i>										
395	5800	111,9	1,019	225,1	165	108	57	346,5	–	–
373	5140	102,4	0,863	377	300	248	52	257,1	–	–
352+	4540	94,0	0,776	377	172	142	30	246,8	–	–
352–	4540	94,0	0,776	268,5	98,9	75	23,9	246,8	–	–
309	3930	84,7	0,711	268,5	34,6	25,6	9	242,3	–	–
270+	3570	79,8	0,666	268,5	14,8	10,6	4,2	238,3	–	–
<i>Павловская площадь</i>										
395	5400	94,7	0,849	225,1	114	80	34	305,0	–	–
373	5000	88,8	0,784	377	188	156	32	255,0	–	–
352+	4440	81,0	0,725	377	75,6	62,3	13,3	248,4	–	–
352–	4440	81,0	0,725	268,5	44,4	33,2	11,2	248,4	–	–
309	3845	72,6	0,659	268,5	12,8	9,13	3,67	242,5	–	–
270+	3314	64,2	0,607	268,5	2,76	1,91	0,85	232,4	–	–
<i>Бурлинская площадь</i>										
390	6200	124,5	1,305	225,1	189	105	78	310	221	29,7
373	5600	116,7	1,156	377	377	309	66	248,5	116,7	–
352+	5050	109,9	1,036	377	371	310	62	242,9	–	–
352–	5050	109,9	1,036	268,5	226	168	58	242,9	–	–
309	4490	102,3	0,901	268,5	194	148	46	236	–	–
270+	4438	101,7	0,893	268,5	190	145	45	235,4	–	–
<i>Январцевская площадь</i>										
395	6600	130,5	1,415	312	299	164	102	353	219	148
373	5800	119,8	1,195	627	599	529	51	247,4	224,5	–
352+	5050	110,4	1,036	543,5	497	445	52	237,7	–	–
352–	5050	110,4	1,036	543,5	497	445	52	237,7	201	–

Продолжение табл. 18

T, млн лет	Z, м	T, °C	Ro, %	H <sub>i</sub>	H <sub>t</sub>	H <sub>o</sub>	H <sub>g</sub>	t <sub>1</sub>	t <sub>exp</sub>	t <sub>2</sub>
				мг УВ/г C <sub>орг</sub>				млн лет назад		
309	4630	104,7	0,928	377	348	290	58	232,7	–	–
270+	4370	101,2	0,883	377	320	266	54	229,7	–	–
<i>Рожковская площадь</i>										
373	4900	58,2	0,564	377	1,64	1,35	0,29	232,1	–	–
352+	4350	50,9	0,511	377	0,335	0,276	0,059	125	–	–
352–	4350	50,9	0,511	268,5	0,234	0,159	0,075	125	–	–
309	3880	44,8	0,466	268,5	0,0535	0,036	0,0175	236	–	–
270+	3617	41,1	0,441	268,5	0,0227	0,0153	0,0074	235,4	–	–

Замечание:  $t$  – возраст свиты (млн. лет);  $z$  – глубина в современном разрезе (км);  $T$  – температура в °C;  $Ro$  – эффективная отражательная способность витринита (в %; см. текст);  $H_i$  – исходный потенциал генерации УВ породами свиты;  $H_t$  – полная генерация УВ материнскими породами;  $H_o$  – генерация жидких и  $H_g$  – газовых УВ (в мг УВ/г C<sub>орг</sub>);  $t_1$ ,  $t_2$  – времена вхождения пород в «нефтяное» ( $Ro = 0,50$  %) и «газовое» ( $Ro = 1,30$  %) «окна»;  $t_{exp}$  – время достижения порога первичной эмиграции, когда жидкие УВ заполняют 20 % порового пространства. Типы керогена и исходные потенциалы генерации УВ свит соответствуют данным в табл. 19, взятой из работы (Галушкин, Яковлев, 2007).

Сравним результаты нашего моделирования с оценками степени катагенеза ОВ осадочной толщи Прикаспийской впадины, приведенными в литературе. Так, в диссертации В.А. Конюховой [36] такие оценки делаются для пород подсолевого комплекса девона и карбона на основании элементного анализа (Н/С–О/С) керогена и диаграммы Ван-Кревелена-Ханта с дополнительной интерпретацией стерановых и терпановых параметров зрелости. Согласно ее анализу, главная зона генерации нефти достигается породами девона, карбона и даже перми при условии, что бассейн погружается на глубины не менее 3,5–4 км, что согласуется и с нашими расчетами (см. табл. 18). Однако, согласно работе В.А. Конюховой ОВ среднедевонско-франских отложений на Карачаганакской и Чинаревской площадях находится в начальной зоне «нефтяного окна» (переход от МК<sub>1</sub> к началу МК<sub>2</sub> : 0,5 < R° < 0,7 %), тогда как согласно рис. 61, 62 и табл. 18, оно находится в зрелой части окна ((0,8 < R° < 1,02 %). Но выводы В.А. Конюховой противоречат большим глубинам рассматриваемых свит (табл. 18), низким значениям остаточного потенциала Н1 в этих породах от 8 до 170 мг УВ/г C<sub>орг</sub> на Карачаганакской площади и от 30 до 75 мг УВ/г C<sub>орг</sub> на Чинаревской [36] и относительно высоким значениям T<sub>max</sub>. К тому же, имеются данные о притоке легкой бессернистой нефти с глубин 5647–5754 м на Карачаганакской площади (при давлении P = 50–59 МПа и пластовой температуре T = 95–113 °C) и смеси нефти, газа и воды с глубин 6120–6218 м.

Сравнение с данными из отчетов, полученными с применением французского программного пакета «GENEX», не имеет особого смысла, так как последние предполагали неизменный по времени и глубине градиент температуры в осадочной толще бассейна.

Таким образом, моделирование предполагает, что степень созревания ОВ пород, расположенных в современном разрезе бассейна на глубинах более 6 км, как правило, превосходит 1 % по  $R_o$  (см. рис. 60, 61; табл. 18). Породы девонских материнских свит, погруженные на глубины более 5 км, характеризуются значительной степенью реализации потенциала генерации УВ (табл. 19) при относительно слабом развитии процессов вторичного крекинга в наиболее погруженных свитах Уральской, Карачаганакской и Январцевской площадей. Согласно табл. 18, ОВ материнских свит бассейна генерирует преимущественно жидкие УВ, хотя в глубокопогруженных горизонтах Уральской площади доля газообразных УВ становится заметной. Отметим,

Таблица 19

**Тип ОВ, его содержание и исходный потенциал генерации УВ для предполагаемых материнских свит северного борта Прикаспийской впадины**

Возраст свиты, млн лет	Предполагаемый тип ОВ	Исходный потенциал генерации УВ, мг УВ/т $C_{орг}$	$C_{орг}$
<i>Бурлинская, Чинаревская, Рожковская и Павловская площади</i>			
395 (эмский)	30 % кер. II (377) + 70 % кер. III (160)	225,1	1,2 %
373 (верх. фран.)	кер. II (377)	377	0,5 %
352 (турне)	кер. II (377)	377	0,4 %
352 (бобриковский)	50 % кер. II (377) + 50 % кер. III (160)	268,5	1,0 %
309 (верейский)	50 % кер. II (377) + 50 % кер. III (160)	268,5	0,6 %
270 (артинский)	50 % кер. II (377) + 50 % кер. III (160)	268,5	0,3 %
<i>Уральская, Январцевская и Карачаганакская площади</i>			
395 (эмский)	70 % кер. II (377) + 30 % кер. III (160)	311,9	0,8 %
373 (верх. фран.)	кер. II (627)	627	1,5 %
352 (турне)	50 % кер. I (710) + 50 % кер. II (377)	543,5	0,4 %
352 (бобриковский)	50 % кер. I (710) + 50 % кер. II (377)	543,5	1,0 %
309 (верейский)	кер. II (377)	377	0,3 %
270 (артинский)	кер. II (377)	377	0,3 %
Сокращения: кер. – кероген; верх. – верхний; фран. – франский; турне – турнейский.			
Пример: Исходный потенциал $H_i = 543,5$ мг УВ/т $C_{орг}$ соответствует смеси 50 % стандартного керогена типа I с относительно бедным потенциалом 710 мг УВ/т $C_{орг}$ и 50 % стандартного керогена типа II с бедным потенциалом 377 мг УВ/т $C_{орг}$ . Кинетические спектры соответствующих стандартных типов керогена приведены в Приложении 1.			

что значения степени реализации потенциала генерации УВ, приведенные в табл. 18, согласуются с данными экспериментального пиролиза материнских пород, согласно которым остаточный потенциал генерации УВ породами девонского возраста варьирует от 8 до 170 мг УВ/г  $C_{орг}$  на Карачаганской и от 30 до 75 мг УВ/г  $C_{орг}$  на Чинаревской площадях [36]. Результаты расчетов в табл. 18 не противоречат также и отмеченным выше данным о притоке легкой бессернистой нефти с глубин 5647–5754 м и смеси нефти, газа и воды с глубин 6120–6218 м на Карачаганакской площади [36]. Можно отметить и появившиеся недавно данные (частное сообщение) о притоке легкой бессернистой нефти из подсолевого комплекса на Рыжковской площади, где ОВ согласно табл. 18, характеризуется очень низкой степенью зрелости. И хотя численные оценки степени зрелости ОВ и объемов генерации УВ на площадях, подобных Рыжковской, могут измениться после уточнения времени формирования соляного диапира, все же приведенный факт, на наш взгляд, говорит о возможной миграции этой нефти из соседних более зрелых горизонтов.

Отметим, что времена достижения порога эмиграции жидких УВ, приведенные в табл.18, оценивались из условия заполнения 20 % порового пространства жидкими УВ (см. главу 9; Галушкин, 2007). В расчетах учитывалось то обстоятельство, что содержание ОВ в породе могло заметно уменьшаться по мере его созревания и эмиграции. Например, для франкской свиты верхнего девона на Уральской площади исходное значение  $C_{орг}$  составляло по расчетам около 2,9 % при величине  $C_{орг} = 1,5$  % в современном разрезе (см. табл. 5 в работе [20]). Достижению порога эмиграции способствовали высокая степень генерации жидких УВ, относительно высокие содержания ОВ в породах и низкие значения пористости глубинных пород. Характерно, что во всех рассмотренных вариантах порог первичной эмиграции нефти из материнских пород достигался после отложения солевого комплекса – своеобразной покрывки для УВ подсолевого комплекса (см. рис. 60, 61).

Разумеется, полученные результаты моделирования могут быть скорректированы с учетом механизма и времени формирования соляных тел. К сожалению, эта проблема, включая и динамику роста соляных диапиров, плохо изучена в мировой литературе. Однако, представленные результаты моделирования можно рассматривать как разумное приближение к описанию термической истории бассейна и генерационных свойств его материнских свит, которое будет уточняться по мере поступления информации о новых измерениях температур в скважинах и более надежных оценках степени созревания ОВ осадочных пород, а также о динамике формирования соляных диапиров.

## **Глава 12**

### **ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГАЛО К ОЦЕНКЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И РЕАЛИЗАЦИЯ НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА В ПОРОДАХ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ МАТЕРИНСКИХ СВИТ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА САХАЛИНА**

#### **12.1. ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ В ИЗУЧАЕМОМ РАЙОНЕ**

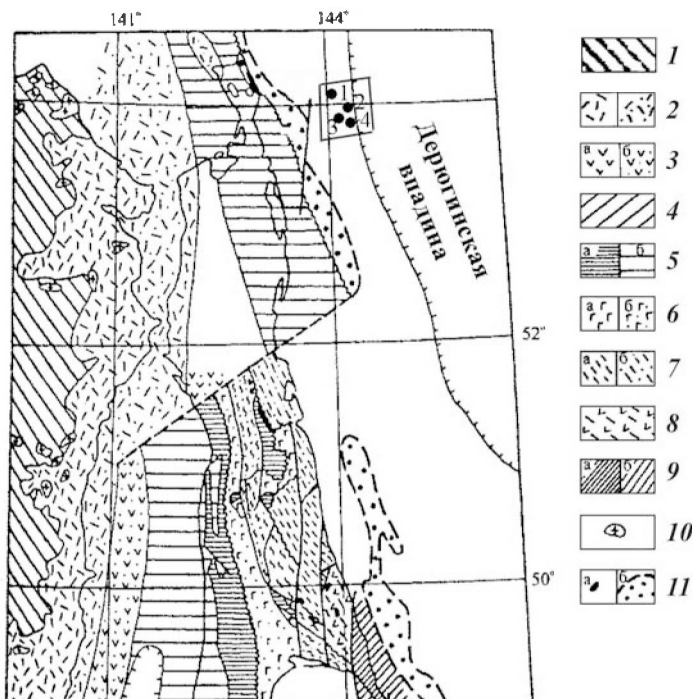
В этой главе система бассейнового моделирования ГАЛО применяется для численной оценки изменения температуры, степени преобразования органического вещества (ОВ) и объема генерации углеводородов (УВ) в истории погружения основных осадочных свит северо-восточной части шельфа острова Сахалин. Перспективы нефтегазоносности Северного Сахалина анализировались в ряде исследований, в которых авторы используют базу сейсмических и геологических данных о строении бассейна, а также результаты геохимических анализов образцов предполагаемых нефтегазоматеринских свит и приходят к выводу о высоких перспективах нефтегазоносности бассейнов Северного Сахалина и его шельфа [32, 22, 9, 57, 58]. В этих работах, в частности, отмечается, что возможность формирования месторождений нефти в рассматриваемом районе в значительной степени зависит от согласованности времен генерации УВ породами материнских свит и формирования коллекторов и ловушек для их аккумуляции. Результаты численного моделирования, представленные в настоящей работе, подтверждают предположения, высказанные в статьях [32], [58]; о том, что для кайнозойских формаций осадочных бассейнов северо-восточного шельфа Сахалина эти времена близки друг к другу. Последнее обстоятельство, согласно моделированию, является следствием активной тектоники района и заметной тепловой активизации бассейна в миоцен-плиоценовый период времени.

В литературе имеется лишь одна работа, посвященная численным оценкам истории погружения и изменения температуры осадочных разрезов Сахалина. Она рассматривает бассейн Лунской впадины Восточного Сахалина [30]. Автор использует свои численные реконструкции меловых и палеогеновых отложений, чтобы дать прогноз возможных материнских толщ бассей-

на. Подход, описанный в этой главе, отличается от изложенного в цитированной работе не только рассматриваемой площадью бассейна, но и методами моделирования. Во-первых, наша модель учитывает изменение петрофизических параметров осадочных пород (плотности, теплоемкости, теплопроводности, теплогенерации) с глубиной. Во-вторых, наше моделирование включает не только осадочную толщу, но и подстилающий фундамент (до глубины 70–90 км) в область расчета температур, что особенно важно при рассмотрении термически нестационарного теплового режима литосферы Восточного Сахалина. И в третьих, в системе моделирования ГАЛО рассчитывается отражательная способность витринита ( $R_0$ ) с использованием параметров кинетических реакций созревания витринита из работы [43], а также численно оценивается генерация углеводородов (на  $g_{\text{орг}}$ ) ведущими свитами бассейна. К положительным аспектам анализа данного бассейна в этой главе следует отнести также использование анализа тектонического погружения бассейна для оценки термических и тектонических событий в истории его развития.

В этой главе проблемы нефтегазоносности бассейна Северного Сахалина анализируются на примере четырех скважин (1–4) Кайгано-Васюканского участка площади Сахалин-5 северо-восточного шельфа Сахалина. Рассматриваемый участок шельфа расположен в пределах континентальной окраины Охотоморской плиты вблизи от комплекса аккреционной призмы Восточного Сахалина (рис. 64). Активная разломная тектоника была типична для северо-восточного шельфа Сахалина с позднемелового по настоящее время (см., например, [6, 7, 86]). Многочисленные разломы ослабляли литосферу бассейна и существенно способствовали локально-изостатическому отклику литосферы на внешнюю (осадки и вода) и внутреннюю (изменение плотности пород фундамента) нагрузки. Небольшие амплитуды изостатических гравитационных аномалий (10–20 мГал; [9]) подтверждают такую реакцию литосферы бассейна в настоящее время. С другой стороны, его близость к комплексу аккреционной призмы Восточного Сахалина должна бы предполагать режим сжатия на изучаемой площади бассейна (и, соответственно, неизостатический отклик литосферы бассейна на нагрузку воды и осадков) в период формирования призмы. Мы попытались обойти эту проблему и рассмотрели в данной главе два «предельных» варианта развития бассейна. В первом из них принимается, что многочисленные разломы и подвижки по ним значительно ослабляли прочность литосферы на изучаемом участке бассейна, и тогда локально-изо-статический отклик литосферы на нагрузку воды и осадков имел место на протяжении всей рассматриваемой исто-





**Рис. 64. Тектонические зоны Сахалина и прилегающей части Сихотэ-Алиня (согласно [6] с небольшими изменениями):**

1 – Позднемезозойские мезозойские образования Сихотэ-Алиня; 2 – мел палеогеновые образования Сихотэ-Алинского окраинно континентального вулканоплутонического пояса; 3 – верхне-юрские(?) меловые образования Ребун-Монеронской вулканической дуги; 4 – туфогенно-терригенные образования Монеронского мелового междугового прогиба; 5 – туфогенно-терригенные образования мелового преддугового прогиба; 6 – отложения раннемелового аккреционного комплекса; 7 – Хидако-Сахалинский террей; 8 – верхнемеловые островодужные вулканиты; 9 – верхнемеловые туфогенно-терригенные образования преддугового прогиба; 10 – гранитоиды; 11 – серпентинитовый меланж, базиты и гипербазиты

рии бассейна, начиная с верхнего мела. Возможные относительно короткие периоды с режимом сжатия не играли существенной роли, если после них восстанавливалось локально-изостатическое равновесие. Во втором, альтернативном варианте формирования бассейна предполагалось, что локально-изостатический отклик литосферы бассейна на нагрузку воды и осадков имел место, начиная со времени формирования Курильской дуги около 34 млн лет назад, принявшей на себя основную часть региональных напряжений сжатия. В этом варианте анализ тектонического

погружения бассейна применяется только для указанного интервала времени. Кроме того, начальный тепловой поток в бассейне во втором варианте принимался заметно более низким, чем в первом. Моделирование показало слабую чувствительность оценок нефтегазогенерационных свойств осадочных формаций к выбору варианта развития бассейна. В целом, применение аппарата моделирования бассейнов, интегрирующего геологическую, тектоническую, тепловую и катагенетическую историю бассейна и рассматривающего реальные термофизические свойства уплотняющихся осадков, позволяет уточнить времена генерации и эмиграции УВ и более обоснованно подойти к оценке перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов шельфа Сахалина.

## **12.2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА**

Рассматриваемый район северо-восточного шельфа о. Сахалин является частью Охотоморского блока, геологическая история которого до сих пор трактуется неоднозначно ([6, 7, 48, 133, 115, 126, 133] Константиновская, 2003). По одним источникам, этот блок представлял собой часть континентальной плиты, утоненной в ходе миграции в юрско-меловое время [6, 115, 126, 133]. Если принять такой вариант эволюции блока, то верхняя часть разреза консолидированной коры Охотоморского шельфа Восточного Сахалина (рис. 65 – построен по сейсмическим данным) должна быть представлена утоненным гранитным слоем, а нижняя – псевдобазальтовым слоем континентальной коры [6, 8]. По другим источникам, Охотоморский блок является частью океанической плиты Кула, а его вулканическое плато образовалось в результате аномальных выплывов базальтов при подъеме мантийного плюма в конце юры – начале мела на плите Кула к северу от тройного сочленения этой плиты с плитами Тихоокеанской и Фаралон [7, 29, 59, 49]. Приблизительно в то же время по близкому механизму сформировались вулканические плато поднятий Шатского и Онтонг-Джава. В результате дрейфа Охотоморской части плиты Кула на север Охотское вулканическое плато в конце турона заклинило зону субдукции под Охотско-Чукотским вулканно-плутоническим поясом (рис. 64; [7, 49]). В варианте происхождения Охотоморского блока как части океанической плиты Кула верхняя часть разреза его консолидированной коры представлена меловыми базальтовыми покровами, а нижняя – переслаиванием перидотитов и габбро (3-й слой океанической коры) (см. рис. 65; [7]).

В меловое время Азиатский континент с юга обрамлялся островными дугами, которые сейчас легко распознаются в ком-



дуговой бассейн и аккреционную призму Восточного Сахалина, (см. рис. 64; [43]). Переход от субдукции плиты Кула к субдукции Тихоокеанской плиты имел место около 70 млн лет назад ([115, 33]; Константиновская, 2003). При этом активные окраины северо-восточной Азии сместились к югу и востоку от Охотского блока. В олигоцене зародилась Курильская островная дуга с продолжением на север через центральную Камчатку ([43], [33]; Константиновская, 2003). В период с позднего олигоцена по средний миоцен раскрылись Японское море, Южно-Курильский бассейн и бассейн Шикоку-Паресе-Вела ([115], [29], [59], [48], [33]). Развитие системы бассейнов рифтового типа в Сихотэ-Алине, сопровождавшееся миоцен-палеоцен-раннечетвертичным щелочно-базальтовым вулканизмом, закончилось в связи с раскрытием Японского моря ([115, 126, 33]; Константиновская, 2003).

Сахалин и его шельф характеризуются развитой системой разломов. Неоднократные подвижки по этим разломам в кайнозое заметно изменили пространственное распределение офиолитовых поясов, также как и мезозойских глубинных разломов [133]. Основной разлом о. Сахалин, Тым-Поронайский, разделяет мезозойский аккреционный комплекс Сахалина с востока и мел-кайнозойский осадочный бассейн с запада. Его длина около 600 км. На севере он исчезает в четвертичных осадках, а на юге, на острове Хоккайдо, продолжается в виде разлома Хороеноба и горной гряды Хидака. Несколько разломов, параллельных Тым-Паранайскому, простираются вдоль восточного побережья Сахалина. Северо-восточное побережье Сахалина разбито прибрежными разломами длиной несколько сотен км, ограничивающих узкие бассейны с мощностью кайнозойских осадков до 5000 м. Юго-западное побережье Сахалина ограничено Западно-Сахалинским разломом, также параллельным Тым-Поронайскому. Можно отметить, что Тым-Поронайский разлом в настоящее время сейсмически активен и обуславливает большую часть землетрясений Сахалина, в то же время разломы Восточно-Сахалинских гор – асейсмичны (Fournier et al., 1994).

Амплитуды сдвиговых движений в рассматриваемом районе могли быть весьма значительными. Анализ показывает, что раскрытие бассейна Японского моря, начавшееся 25 млн лет назад, требует амплитуды относительного сдвига вдоль системы правосторонних разломов от 400 до 500 км, так что сдвиг по одному Тым-Поронайскому разлому не может обеспечить достаточную амплитуду смещения. Значительная часть смещения реализовалась по разломам Татарского пролива, характеризующегося утоненной корой, а также по разломам северо-восточной части Японской дуги [86].

### 12.3. ПРИНЦИПЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Литолого-стратиграфическая схема осадочного разреза изучаемого бассейна показана в табл. 20 на примере осадочного разреза скважины 1. Разрез на период с четвертичного по олигоценый (включая даехуриинскую и отчасти мичигарскую свиты) строился по скважинным данным, а мощности слоев нижнего олигоценового, эоценового и более старшего возраста оценивались по сейсмическим данным [58], [22], [27]. История формирования осадочной толщи в табл. 1 разделена на 16 этапов, из которых 2-й, 6-й и 9-й представлены перерывами, а остальные – осадконакоплением. Этапы перерывов в таблице могли бы быть заменены эрозией, но, из-за неопределенности в оценках ее амплитуд, и имея ввиду то обстоятельство, что введение эрозии амплитудой до 500 м вместо перерыва заметно не изменит результатов моделирования, мы предпочли вариант табл. 20. Литология пород в табл. 20 определялась согласно работам [22], [58], [27].

Геологические исследования состава пород в изучаемом и соседних районах показали, что отложения меловой системы, подстилающие кайнозойские образования, сложены терригенными песчано-глинистыми породами, с примесью вулканогенного материала [22, 58]. Кайнозойские осадочные образования бассейна,

Таблица 20

Основные этапы формирования осадочной толщи Северо-Сахалинского бассейна (скв. 1, площадь Сахалин-5; [22]; [9])

Номер	Этапы формирования	Время, млн лет	Глубина, м	Литология гл:вл:ал:пс:из
1	осадк.	99,6–65,5	8000–5030	40:20:00:40:00
2	перерыв	65,5–55,0	5030–5030	-----
3	осадк.	55,0–34,0	5030–4830	40:10:00:50:00:
4	осадк.	34,0–28,5	4830–4430	50:00:00:50:00
5	осадк.	28,5–25,0	4430–4130	100:00:00:00:00
6	перерыв	25–23,8	4130–4130	-----
7	осадк.	23,8–20,5	4130–3930	50:00:05:45:00
8	осадк.	20,5–14,0	3930–3430	100:00:00:00:00
9	перерыв	14,0–11,0	3430–3430	-----
10	осадк.	11,0–9,0	3430–3300	05:00:00:95:00
11	осадк.	9,0–6,0	3300–2350	05:00:00:95:00
12	осадк.	6,0–2,6	2350–2200	90:00:00:10:00
13	осадк.	2,6–2,4	2200–1900	40:00:20:40:00
14	осадк.	2,4–1,8	1900–900	75:00:00:20:05
15	осадк.	1,8–0,8	900–600	90:00:00:10:00
16	осадк.	0,8–0,0	600–0	20:00:00:80:00

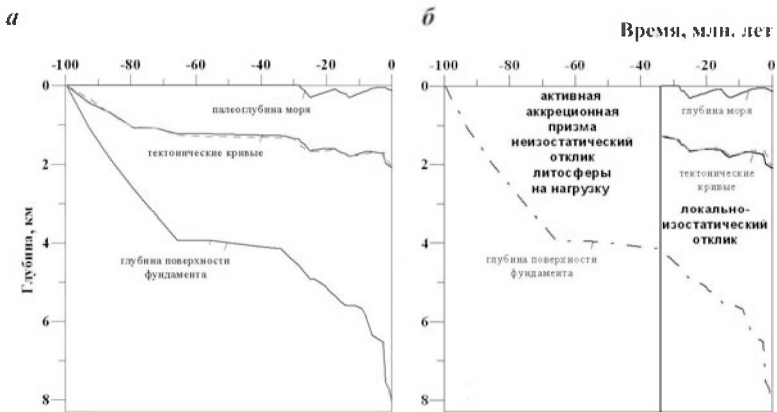
Примечания: глубина – современные глубины подошвы и кровли осадочного слоя, осад. – осадконакопление, гл – глины, вл – вулканиты, ал – алевролиты, пс – песчаники, из – известняки.

кроме глинисто-песчано-вулканогенной толщи эоцена включают шесть структурно стратиграфических комплексов: 1) нижний-миггарский (нижний олигоцен), распространенный локально (в грабенах) и представленный песчано-глинистой толщей со значительной долей грубого материала (мощность до 600 м); 2) даехуриинский комплекс (верхний олигоцен) представлен относительно глубоководными кремнисто-глинистыми образованиями, регионально распространенными в бассейне (мощность до 600 м); 3) уйнинско-дагинский комплекс (нижний-средний миоцен) представлен песчано-глинистыми в основном регрессивными и дельтовыми сериями, с маломощными прослоями углей в средней части (мощность до 3,5 км); 4) окобькайско-нижненутовский песчано-глинистый комплекс с увеличением доли песчаного материала в западном направлении, где четко прослеживаются дельтовые серии палео-Амура (средний-верхний миоцен) – с этим комплексом мощностью до 5,5 км связана основная нефтегазоносность Северного Сахалина; 5) верхненутовский и помырский комплексы (плиоцен-четвертичного возраста) имеют существенно песчаный состав и мощность до 4,5 км и, наконец: 6) дерюгинский четвертичный комплекс, представленный преимущественно глинистым разрезом в своей нижней части и преимущественно песчаным в остальной части разреза. Рассчитанные значения теплопроводностей и теплогенерации осадочных пород не выходили за пределы разброса величин, измеренных для пород изучаемого региона [9, 30].

Структура литосферы Охотоморского блока в районе площади Сахалин-5 строилась в согласии с данными геофизического изучения литосферы района по геотраверсу «Амурский лиман – Центрально-Охотское поднятие» (рис. 65; [6, 7, 8, 27]). Согласно этим данным в варианте развития Охотоморского блока как части континентальной литосферы для изучаемого района характерна утоненная континентальная литосфера окраинного типа с современной толщиной «гранитного» слоя около 5 км и «базальтового» – около 22 км [6, 8]. В другом же варианте происхождения Охотоморского блока как части океанической плиты Кула (см. раздел 12.2) верхняя часть разреза его консолидированной коры может быть представлена меловыми базальтовыми покровами, а нижняя – переслаиванием перидотитов и габбро (3-й слой океанической коры) (рис. 65; [7]). Так как вклад радиогенного теплового потока в обоих вариантах строения литосферы составляет лишь малую часть теплового потока региона, то результаты моделирования не изменятся, если принять вариант океанической литосферы Охотоморского блока.

В разделе 12.1 отмечалось, что не существует однозначной трактовки тектонической истории района и поэтому в главе рас-

считаются два предельных варианта тектонического развития района. В первом из них считается, что многочисленные разломы заметно ослабляли прочность литосферы на изучаемом участке бассейна, в результате чего локально-изостатический отклик литосферы на нагрузку воды и осадков имел место на протяжении всей рассматриваемой истории бассейна, начиная с позднего мела, за исключением, возможно, нескольких относительно коротких периодов времени. Для такого варианта развития бассейна тектонический анализ предполагал пять этапов умеренного утонения коры литосферы с суммарной амплитудой растяжения около 1,52 (рис. 66, а). Считалось, что такие эпизоды утонения коры являлись локальным откликом литосферы на действие полей напряжений в зонах регионального сдвига Северного Сахалина [86]. Они объясняют относительно быстрое погружение бассейна в соответствующие периоды времени (см. ниже). В таком варианте развития бассейна консолидированная кора в начале развития бассейна имела бы мощность около 41 км, из которых лишь 7,6 км составляла ее «гранитная» часть. Характеристики пород такой литосферы, используемые в моделировании, представлены в табл. 21.



**Рис. 66.** Вычисленное изменение амплитуды тектонического погружения фундамента для скв. 1 площади Сахалин-5 и двух вариантов развития бассейна: с локальной изостазией на всю историю развития бассейна (а) и с локальной изостазией после формирования Курильской дуги (т.е. последние 34 млн лет) (б).

Тектонические кривые: сплошная линия – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное при удалении нагрузки воды и осадков; пунктирная линия – то же самое, вычисленное из вариаций в глубинном распределении плотностей пород фундамента

Таблица 21

Строение фундамента в 1-м (изостатическом) и 2-м (неизостатическом) вариантах развития бассейна и теплофизические свойства пород литосферы, использованные в моделировании [63]

Слой	Гранитный		«Базальтовый»	Мантия
	1	2		
Глубина основания слоя, км	2,5 (2,1)	7,6 (6,3)	41,0 (34,3)	> 41 (> 34,3)
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,75	2,75	2,90	3,30
Теплопроводность, Вт/м·°К	2,72	2,72	1,88	$K = f(T)^*$
Генерация тепла, мкВт/м <sup>3</sup>	1,26	0,71	0,21	0,004

\*Согласно [137]:  $f(T) = K_0 \cdot \{88,33 / (31 + 0,21 \times (T \text{ } ^\circ\text{C} + 273,15))\}$  для  $T \leq 226,85 \text{ } ^\circ\text{C}$  и  $f(T) = K_0 \cdot \{88,33 / (31 + 0,21 \times (T \text{ } ^\circ\text{C} + 273,15)) + 4,86 \cdot 10^{-4} \times (T \text{ } ^\circ\text{C} - 226,85)\}$  для  $T > 226,85 \text{ } ^\circ\text{C}$ , где  $K_0 = 4,731 \text{ Вт/м}\cdot\text{ } ^\circ\text{C}$  и  $T$  – температура в  $^\circ\text{C}$ .

В альтернативном варианте формирования бассейна (рис. 66, б) предполагалось, что локально-изостатический отклик литосферы бассейна на нагрузку воды и осадков имел место лишь со времени формирования Курильской дуги около 34 млн лет назад (см. раздел. 12.2), принявшей на себя основную часть региональных напряжений сжатия. В этом случае из пяти периодов утонения коры, предполагаемых тектоническим анализом в первом варианте, остаются лишь три периода с суммарной амплитудой растяжения около 1,27. Соответствующие толщины слоев фундамента в начальный период развития бассейна показаны в табл. 21 в скобках. В отсутствии надежных данных по измерениям температур и отражательной способности витринита ( $R_0$ ) в скважинах на площади Сахалин-5 для контроля термической модели бассейна использовались данные из соседних площадей северо-восточного шельфа Сахалина (рис. 67). Необходимо отметить, что несмотря на высокий тепловой режим современной литосферы района (градиент температуры около  $36 \text{ } ^\circ\text{C/км}$  [8, 9], характерным свойством глубинного распределения  $R_0$  в скважинах Северного Сахалина является приуроченность начальных стадий градации катагенеза ПКЗ – МК1 ( $R_0 = 0,50\text{--}0,64 \%$ ) к большим глубинам (3800–5000 м), (рис. 68, б; 69). Это обстоятельство можно объяснить высокой скоростью осадконакопления в неоген-четвертичное время. При моделировании распределения температур на верхней границе области счета задавались среднегодовые температуры на поверхности бассейна в соответствующий период времени. Их значения для изучаемого района показаны на рис. 68, а.

Исходные данные для моделирования бассейнов включают также информацию об изменении глубины моря в истории бассейна. Большая часть пород мелового и кайнозойского разреза площади Сахалин-5 откладывалась в сухопутных или мелковод-



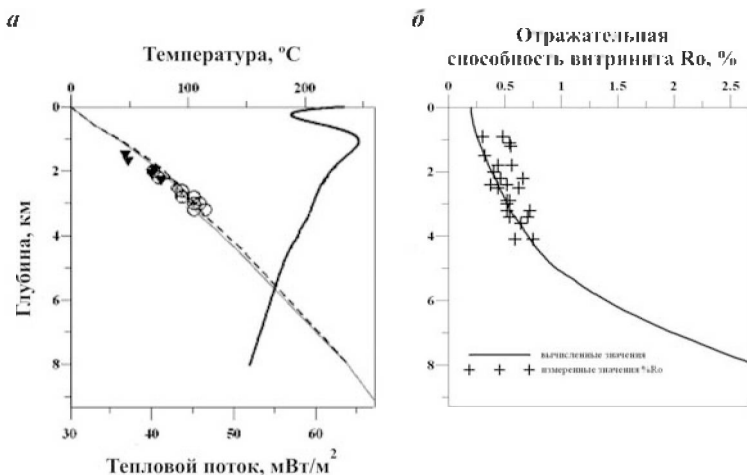


Рис. 67. Сопоставление вычисленных значений температуры пород (сплошная и пунктирная кривые на рис. (а) и отражательной способности витринита (сплошная кривая на рис. (б) в современном разрезе скв. 1 (1-й вариант) с измеренными в скважинах соседних площадей северо-восточного шельфа Сахалина (символы). Пунктирная кривая и правая сплошная линия на рис. (а) представляют изменение температуры и теплового потока, соответственно, с глубиной в современном разрезе бассейна, рассчитанные с учетом детальной истории изменения климата в последние 2,5 млн лет

ных условиях [6, 22]. На Северном Сахалине наиболее мелководными вплоть до мелководных прибрежно-морских, лагунных и пляжевых были отложения мачигарской, матитукской и помырской свит (п-ов Шмидта), тогда как наиболее высококремнистые и вместе с тем и самые глубоководные отложения на Северном Сахалине развиты в верхней части тумской (верхний олигоцен) и в пильской (средний миоцен) свитах [22]. Вариации глубины моря, использованные нами в анализе тектонического погружения бассейна, представлены верхней сплошной линией на рис. 66. Существенно, что накопление высококремнистых отложений в изучаемом районе не совпадает с эвстатическими колебаниями уровня моря и поэтому формирование относительно глубоководных впадин, где такие отложения могли накапливаться, связано с сильно дифференцированными тектоническими движениями в пределах самого Сахалина и его шельфа [22].

Постоянная температура около 1160 °С на нижней границе области счета (на глубине около 70 км) поддерживалась в процессе моделирования. Вопросы ее определения обсуждаются в главе 5. Возраст плагиигранитов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива оценивается по Ка-Аг методу в 87,1 млн лет

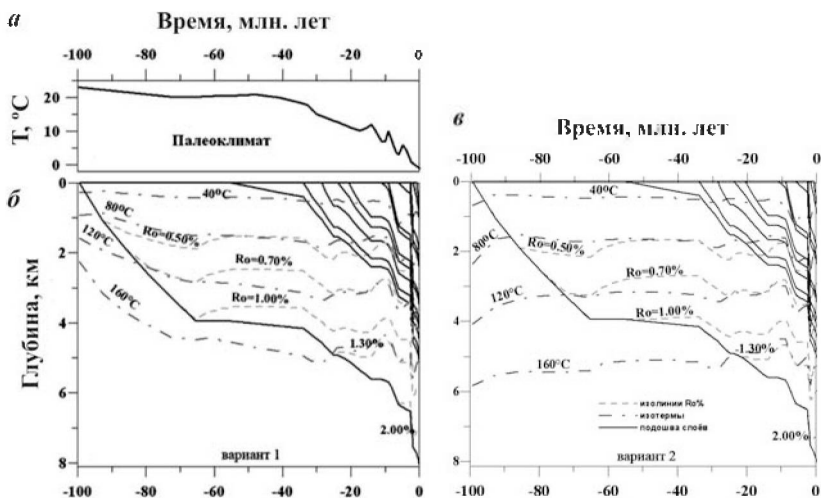


Рис. 68. Численные реконструкции истории погружения, эволюции температуры и степени созревания ( $R_o$ ) органического вещества осадочных пород разреза скважины Сахалин-1 (табл. 20) для двух вариантов развития бассейна: вариант 1 (б) – высокий тепловой поток (около  $160 \text{ мВт/м}^2$ ) в начале формирования разреза, изостатический отклик литосферы на нагрузку воды и осадков; и вариант 2 (в) – умеренный тепловой поток (около  $70 \text{ мВт/м}^2$ ) в начале формирования разреза, неизостатический отклик литосферы до момента формирования Курильской островной дуги (см. рис. 67, б). Сравнение реконструкций на правом и левом рисунках говорит о слабом влиянии начального теплового потока и предположения о характере изостазии на распределение температуры и зрелости ОВ:

*a* – среднегодовые температуры на поверхности бассейна, использованные в моделировании

и тот же метод дает для возраста интрузивов Восточного хребта п-ва Шмидта оценки  $142 \pm 12$  и  $94 \pm 10$  млн лет [6]. Это дает основание предполагать высокий начальный тепловой поток на изучаемой площади (рис. 69, *a*). Поэтому в качестве первого и основного варианта развития бассейна на площади Сахалин-5 мы рассматриваем вариант развития на реологически слабой литосфере (прогретой и ослабленной разломами) с высоким начальным тепловым потоком на границе раннего и позднего мела. Во втором, альтернативном варианте с неизостатическим откликом литосферы на нагрузку осадков от 100 млн лет до 34 млн лет назад, начальный тепловой поток мог быть взят более низким ( $70 \text{ мВт/м}^2$  вместо  $160 \text{ мВт/м}^2$  в первом варианте). Это позволяло оценить влияние начального импульса тепла на историю созревания органического вещества в осадочном бассейне. При этом необходимо подчеркнуть, что в обоих вариантах вычислен-

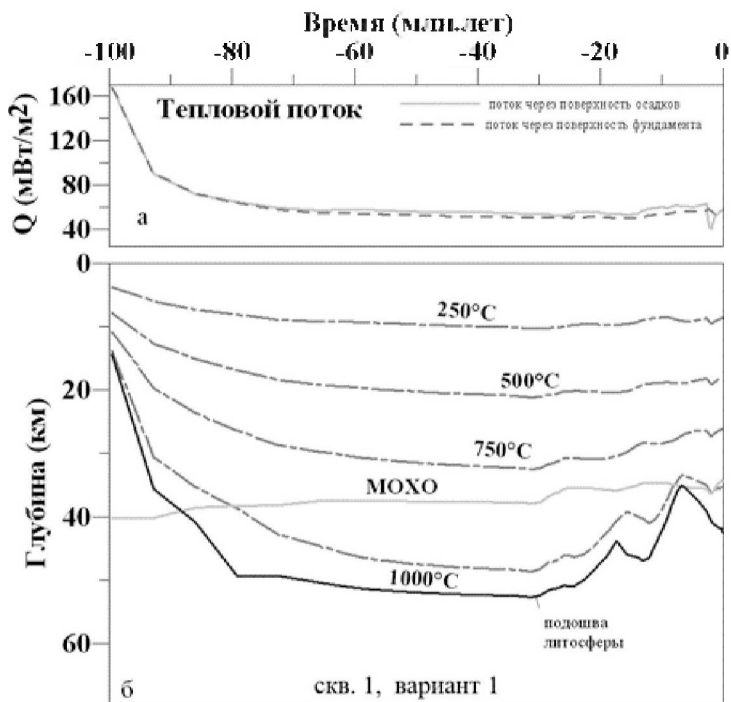


Рис. 69. Численная реконструкция тепловой истории литосферы северо-восточного шельфа о-ва Сахалин в районе скв. 1 площади Сахалин-5 (вариант 1): а – тепловые потоки через поверхности осадочной толщи и фундамента (их различие обусловлено в основном вкладом радиогенного тепла осадков); б – эволюция термического режима литосферы бассейна. Пунктирные линии – изотермы, линия «МОХО» – основание коры. Подошва литосферы определена по пересечению текущей изотермы с кривой солидуса перидотита с менее чем 0,2 %  $\text{H}_2\text{O}$

ные распределения температур и отражательной способности витринита обязаны были согласоваться со значениями  $T$  и  $R_0$ , измеренными в современном разрезе бассейна (см. рис. 67).

#### 12.4. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА В ПРОЦЕССЕ ПОГРУЖЕНИЯ БАССЕЙНА (РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Основные результаты моделирования тепловой истории бассейна и изменения степени созревания его органического вещества представлены на рис. 68, б, в. В первом варианте развития

бассейна, предполагающем изостатический отклик литосферы на нагрузку воды и осадков и высокий тепловой поток (около  $160 \text{ мВт/м}^2$ ) в начале позднего мела, интенсивное погружение изотерм в докайнозойский период развития бассейна обязано преобладающему влиянию остывания первоначально нагретой литосферы (рис. 68, б). Легкое поднятие изотерм в начальный период развития бассейна во втором варианте его развития, предполагавшем умеренное значение начального теплового потока (около  $70 \text{ мВт/м}^2$ ), объясняется повышением градиента температур при переходе от относительно высокотеплопроводных пород фундамента к низкотеплопроводным породам осадочного покрова на фоне слабого изменения термического режима литосферы (рис. 69, б). При сравнении рис. 68, б и 68, в заметна близость термического режима пород и степени катагенетического преобразования ОВ в обоих вариантах развития бассейна в кайнозой, что говорит о слабом влиянии на них начального теплового потока, а также предположения о характере изостази бассейна.

Изменение термического режима литосферы, представленное на рис. 69, согласуется с вариациями кривой тектонического погружения бассейна (см. рис. 66, а) и с измеренными значениями температур и степени преобразования ОВ (см. рис. 67, а и 67, б). Для первого варианта развития бассейна тектонический анализ предполагает два периода тепловой активизации – в раннем миоцене и в позднем миоцене-плиоцене, которые привели к заметному разогреванию литосферы бассейна и выходу теплового потока к современным значениям  $56\text{--}57 \text{ мВт/м}^2$ , согласующимися с измеренными в изучаемом районе –  $50\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$  (рис. 69, а; [8, 9]). Анализ вариаций кривой тектонического погружения предполагает также пять периодов умеренного утонения коры: в туроне-сантоне ( $\beta \approx 1,14$ ), маастрихте ( $\beta \approx 1,05$ ), верхнем олигоцене ( $\beta \approx 1,1$ ), среднем миоцене ( $\beta \approx 1,05$ ) и четвертичном периоде ( $\beta \approx 1,1$ ). Они соответствовали периодам относительно быстрого погружения бассейна и во всех случаях отмечаются уменьшением глубины поверхности Мохоровичича (рис. 66, а; 68, б; 69, б). Второй вариант тектонического развития бассейна отличается от первого лишь отсутствием двух периодов утонения коры: в туроне-сантоне и маастрихте (рис. 66, б, 68, в). Соответственно литосфера на изучаемом участке бассейна в начальный период формирования осадочного разреза имела кору мощностью  $34,3 \text{ км}$  с толщиной «гранитного» слоя  $6,3 \text{ км}$ , по сравнению с мощностями  $41$  и  $7,6 \text{ км}$  в первом варианте.

В целом, моделирование предполагает довольно интенсивный термический режим литосферы бассейна и его осадочного чехла в течение всей истории его развития. В самом деле, современный

тепловой поток через поверхность фундамента, рассчитанный в нашей модели, составляет  $55,7 \text{ мВт/м}^2$  (рис. 67, *а*, 69, *а*). Принимая современную мощность «гранитного» слоя 5 км, из которых слой 1,7 км характеризуется высокими значениями радиогенной генерации тепла, а мощность «базальтового» слоя – 22 км (см. рис. 66), мы можем грубо оценить тепловой поток через поверхность мантии значением  $46,6 \text{ мВт/м}^2$ , если используем теплогенерационные характеристики пород консолидированной коры из табл. 21. С учетом выраженной нестационарности теплового режима в изучаемой области (рис. 68, 69) этот поток может быть и более высоким.

Распределение температур, вычисленное для современного разреза скважины 1 площади Сахалин-5 показано на рис. 68, *а* вместе со значениями, измеренными в скважинах соседних площадей северо-восточного шельфа Сахалина. Значения температур около  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  и  $200 \text{ }^\circ\text{C}$  на глубинах 3 и 6,7 км, соответственно, достигнутые в условиях интенсивного осадконакопления в последние 10 млн лет, говорит о высоком тепловом режиме современного бассейна.

На рис. 68, *а* пунктиром показано распределение температуры, вычисленное с учетом резких изменений климата в последние 2,5 млн лет. Эти вариации климата приведены в табл. 22 в строках «*T* дна моря ( $^\circ\text{C}$ )». Табл. 22 рассматривает в том числе и два периода времени (около 55 тыс. лет назад и с 20 по 18 тыс. лет назад), когда среднегодовая температура на поверхности осадочной толщи опускалась до  $-10$  и  $-12 \text{ }^\circ\text{C}$ , соответственно, а регрессия моря составляла 110–130 м, так что море на изучаемой площади промерзало. Необходимо учитывать, однако, что большую часть времени из последних 2,5 млн лет море нивелировало климатические скачки среднегодовой температуры, а влияние аномальных похолоданий существенно лишь в периоды регрессий и промерзания моря. Поэтому современное распределение температур, полученное с детальной климатической кривой, оказалось близким к вычисленному с климатической кривой рис. 68, *а* в рамках общей системы моделирования бассейнов (сравни пунктирную и сплошную кривую на рис. 67, *б*), в отличие, скажем, от ситуации в Западно-Сибирском бассейне (левый рис. 55). Моделирование показало, что во время последнего оледенения (с 21 по 17 тысяч лет назад) зона вечной мерзлоты достигала максимальной глубины около 177 м примерно 15 тысяч лет назад. Эта зона полностью деградировала около 6,5 тысяч лет назад в результате потепления климата и наступления моря. Однако, климатические вариации последних 100 тыс. лет оставили более заметный след в глубинном распределении современного теплового потока (рис. 67, *а*). В табл. 22 приведены также значе-

Таблица 22

Изменение среднегодовой температуры на поверхности бассейна в последние 2,5 млн лет (площадь Сахалин-5, северо-восточный шельф Сахалина; данные взяты из работ [22] и подправлены с учетом трансгрессий и регрессий моря

Климатическая кривая бассейна в последние 2,5 млн лет										
Время, млн лет	2,5	2,0	1,2	0,95	0,80	0,60	0,45	0,35	0,18	0,13
$T_{\text{дна моря}}$ , °С	0	3	3	-1	3	2	-1	2	-1,4	2
$T_{\text{суши}}$ , °С	-1	3	3	-9	3	2	-9	2	-11	2
Время, млн лет	0,11	0,08	0,06	0,055	0,050	0,033	0,027	0,024	0,021	0,020
$T_{\text{дна моря}}$ , °С	0	-1,4	-1,5	-10,0	-1,5	0	-1,0	-0,5	-1,5	-12,0
$T_{\text{суши}}$ , °С	-6	-9	-11	-11	-9	1	-6	-5	-9	-15
Время, млн лет	0,018	0,012	0,010	0,008	0,0075	0,006	0,005	0,004	0,0035	0,001
$T_{\text{дна моря}}$ , °С	-12,0	-1,5	0	0	2,5	1,5	2,5	-1,5	-0,0	-0,5
$T_{\text{суши}}$ , °С	-15	-9	-7	-7	3,5	2,5	3,5	-3	-2	-1
Время, млн лет	0,000									
$T_{\text{дна моря}}$ , °С	-1,0									
$T_{\text{суши}}$ , °С	-2									

Замечания: 1) в строках «Температура суши» приведены оцененные значения температур на поверхности бассейна в предположении, что глубина моря была равна нулю во всем рассматриваемом интервале времени); 2) палеоклиматическая кривая на период времени от 100 млн лет, полученная по данным работ (Величко, 1999; Гладенков и др., 2002; Frakes, 1979) и использованная в общем моделировании бассейна, показана на рис. 69, а.

ния среднегодовых температур для гипотетического случая, когда на изучаемой площади была суша в течение всех последних 2,5 млн лет (значения в строках « $T_{\text{суши}}$  (°С)»). Эти значения оценивались на основании палеоклиматической информации в работах [22]. Моделирование, проведенное для этого случая, показывает, что: 1) температура пород в верхних 2 км осадочного покрова будет на 5–10 °С меньше, чем показанные на рис. 67, а пунктирной кривой; 2) зона вечной мерзлоты достигает своей максимальной глубины около 290 м примерно 11 тысяч лет назад; 3) современная толщина зоны пермафроста должна составлять 190 м.

## 12.5. ИЗМЕНЕНИЕ СТЕПЕНИ СОЗРЕВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА С ГЛУБИНОЙ И ВРЕМЕНЕМ

Реконструкция термической истории бассейна на площади Сахалин-5 (см., рис. 68, 69; табл. 23), дала возможность численно рассчитать изменение степени катагенеза органического вещества (ОВ) основных нефтематеринских свит бассейна и оценить историю реализации их нефтегазогенерационного потенциала. Изолинии отражательной способности витринита ( $R_o$ ) показаны на рис. 68, б и 68, в мелкопунктирными линиями. Алгоритм вычисления значений  $R_o$  изложен в главе 7.

Результаты моделирования, представленные на рис. 68, б; 68, в и в табл. 23, показывают, что, несмотря на высокий тепловой режим литосферы бассейна, интенсивное осадконакопление в миоцене-плиоцене привело к глубокому погружению зон катагенеза. Так, его начальные стадии ( $R_o = 0,50-0,70$  %) оказались на глубинах 3000–4000 м в современных разрезах бассейна (см. рис. 68, б; 68, в; 67, б; табл. 23).

Рис. 70 иллюстрирует распределение интегральной по времени генерации жидких и газовых УВ породами бассейна с глубиной в разрезе площади Сахалин-5 на настоящий момент времени.

Таблица 23

Вычисленные значения степени зрелости **OB (Ro)**, температур и реализации потенциала генерации **УВ** для предполагаемых материнских пород современного осадочного разреза площади Сахалин-5

$t$ , млн лет	Z, м	T, °C	Ro	$H_i$	$H_e$	$H_0$	$H_g$	$t_1$	$t_{exp}$	$t_2$
				Мг УВ/г $C_{орг}$						
<i>Пл. Сахалин-5-1 (вариант 1)</i>										
99,6	8000	234,8	2,667	627	624	0	314	87	22,5	25
									(81,6)	
55	5030	155,7	0,944	627	516	492	24	17	(1,74)	–
34	4830	150,9	0,885	627	477	458	19	15	(1,37)	–
28,5	4430	140,5	0,784	627	289	279	10	9,2	(0,74)	–
23,8	4130	131,3	0,723	627	146	141	5	2,2	–	–
20,5	3930	126,2	0,687	710	45,4	42,2	3,2	1,7	–	–
11	3430	110,4	0,585	377	3,76	3,09	0,67	1,0	–	–
9	3300	107,7	0,561	377	2,33	1,92	0,41	0,9	–	–
6	2350	85,9	0,432	377	0,0413	0,0341	0,0072	–	–	–
<i>Пл. Сахалин-5-1 (вариант 2)</i>										
99,6	8000	227,7	2,475	627	623	0	313	85,7	22,4	21
									(72,1)	
55	5030	151,4	0,894	627	485	465	20	16,7	(1,49)	–
34	4830	146,8	0,844	627	420	405	15	14,7	(1,17)	–
28,5	4430	136,7	0,757	627	221	213	8	8	(0,50)	–
23,8	4130	127,8	0,700	627	109	105	4	2	–	–
20,5	3930	122,8	0,665	710	33,9	31,5	2,4	1,6	–	–
11	3430	107,5	0,562	377	2,34	1,92	0,42	0,9	–	–
9	3300	104,8	0,541	377	1,45	1,19	0,26	0,7	–	–
6	2350	83,7	0,425	377	0,0279	0,0231	0,0048	–	–	–

Замечание.  $t$  – возраст свиты (млн лет);  $z$  – глубина (км);  $T$  – температура в °C;  $R_o$  – эффективная отражательная способность витринита в % ( $z$ ,  $T$ ,  $R_o$  – в современном разрезе);  $H_i$  – исходный потенциал генерации УВ породами свиты;  $H_e$  – реализация потенциала генерации УВ материнскими породами к настоящему времени;  $H_0$  – генерация жидких и  $H_g$  – газовых УВ (в мг УВ/г  $C_{орг}$ );  $t_1$ ,  $t_2$  – времена вхождения пород в «нефтяное» ( $R_o = 0,50$  %) и «газовое» ( $R_o = 1,30$  %) «окна»;  $t_{exp}$  – время достижения порога первичной эмиграции жидких УВ (без скобок – время, определенное по заполнению 20 % порового объема жидкими УВ; в скобках – время, когда генерация УВ достигает значения  $H_i = 150$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ; см. текст). Исходный потенциал  $H_i = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$  соответствует керогену типа II (табл. П-40); исходный потенциал  $H_i = 710$  мг УВ/г  $C_{орг}$  соответствует керогену типа I (табл. П-3); исходный потенциал  $H_i = 377$  мг УВ/г  $C_{орг}$  соответствует стандартному керогену типа II (табл. П-7).

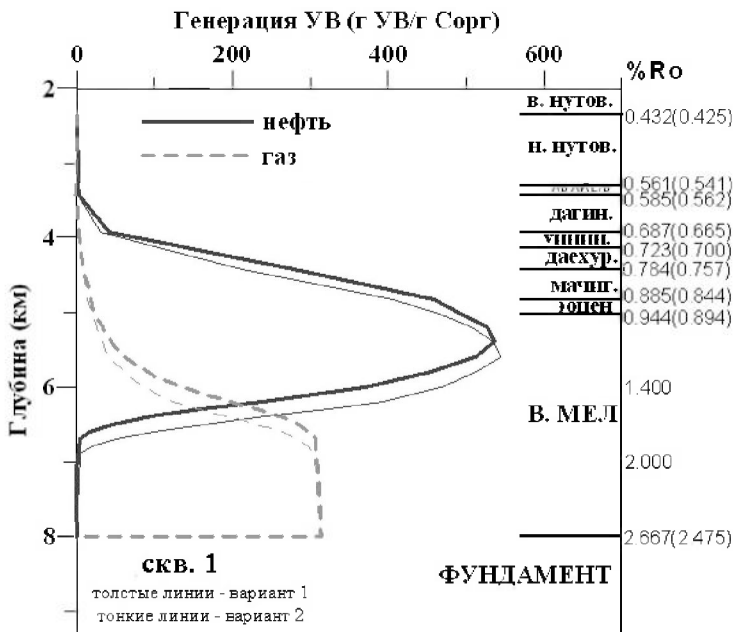


Рис. 70. Распределение интегральной генерации жидких и газовых УВ и катагенеза ОВ пород с глубиной в современном разрезе площади Сахалин-5 (по скв. 1)

Представлены результаты моделирования для вариантов изостатического (вариант 1 – жирные линии) и частично неизостатического (вариант 2 – тонкие линии) отклика литосферы бассейна на нагрузку воды и осадков (см. выше). Используются сокращенные названия свит: «в. и н. нутов» – верхне- и нижненутовская, «окобык.» – окобыкайская, «дагин.» – дагинская, «уйнин.» – уйнинская, «даехур.» – даехуриинская, «мичиг.» – мичигарская, «в. мел.» – верхнемеловая. Интегральный объем генерации нефти и газа можно сопоставить с уровнем катагенеза пород, шкала которого приведена с правой стороны рисунка.

Аналогичное сравнение можно провести и в табл. 23. Рис. 70 представляет результаты моделирования для скв. 1, как в изостатическом (вариант 1 – жирные линии на рис. 70), так и в частично неизостатическом (вариант 2 – тонкие линии на рис. 70) вариантах развития бассейна. Здесь, как и на рис. 68, мы снова убеждаемся в слабой чувствительности результатов моделирования к выбору одного из двух вариантов развития бассейна.



## 12.6. РЕАЛИЗАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА ОСНОВНЫМИ СВИТАМИ БАСЕЙНА (ЧИСЛЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ)

В этом разделе согласно результатам численного моделирования рассмотрены история катагенеза и нефтегенерационные характеристики пород основных формаций бассейна.

### 12.6.1. ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС (99,6–65,5 млн лет)

Верхнемеловой комплекс мощностью около 3 км представлен чередованием глин и песчаников с заметной примесью вулканитов. По результатам моделирования степень катагенетической преобразованности меняется от стадии интенсивной генерации жидких УВ ( $R_o = 0,87-0,95$  %) для пород в кровле комплекса (на глубинах 4100–5000 м) до стадии генерации сухого газа ( $R_o = 2,5-2,8$  %) в породах у его подошвы (на глубинах 7200–8000 м; рис. 68; 67, б; 71; табл. 23). По степени зрелости ОВ породы верхней половины комплекса до глубин 6500 м остаются интенсивно нефтегенерирующими и в настоящее время. Терригенно-глинистые отложения мела в обнажениях юго-западного обрамления бассейна и на полуострове Шмидта характеризуются концентрациями  $C_{орг} > 1$  % и слабой преобразованностью ОВ [9, 22]. В численной модели принималось, что ОВ верхнемеловых пород характеризуется керогеном второго типа с исходным потенциалом генерации УВ равным  $NI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$  [82] и современным содержанием ОВ в породе  $C_{орг} = 0,6$  %. При высокой преобразованности ОВ пород верхнемелового комплекса в настоящее время (рис. 68; 71–73; табл. 23) современное значение  $C_{орг} = 0,6$  % соответствовало в модели исходным значениям  $C_{орг} = 1,2$  % и 1 % для пород в подошве и кровле комплекса, соответственно, что согласуется со значениями, измеренными на обнажениях полуострова Шмидта. История реализации нефтегазогенерационного потенциала породами в основании и кровле верхнемелового комплекса скв. 1 показана на рис. 71, 72 для первого варианта развития бассейна.

Характерно, что для пород в основании комплекса нефтегенерационный потенциал оставался довольно значительным вплоть до миоцена, после чего прогревание и интенсивное погружение бассейна (см. рис. 68, б) привели к полной деструкции жидких УВ в результате вторичного крекинга, при условии, что генерированные жидкие УВ оставались в порах этих пород. И, напротив, для пород в кровле комплекса основная нефтегенерация приходилась на плиоцен-плейстоценовое время (рис. 72).

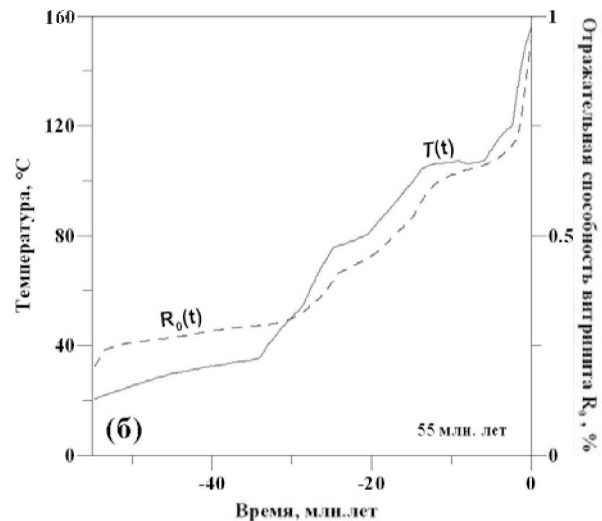
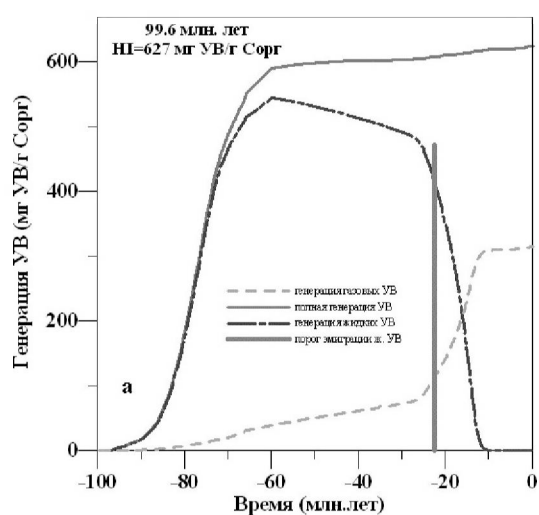


Рис. 71. Реализация нефте- и газогенерационного потенциала (см. рис. 8, а) и изменение температуры и катагенеза ( $R_0$ ) (см. рис. 8, б) в истории погружения пород основания верхнемелового комплекса осадочного разреза площади Сахалин-5, скв.1 для первого варианта развития бассейна

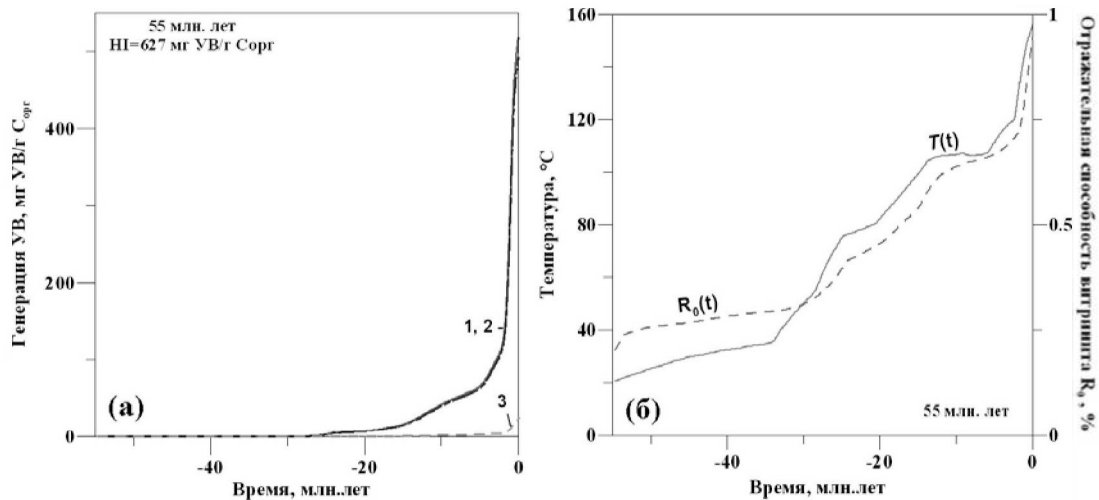


Рис. 72. Реализация нефте- и газогенерационного потенциала (см. рис. 5, а) и изменение температуры и катагенеза (R<sub>o</sub>) (см. рис. 5, б) в истории погружения пород основания эоценового комплекса осадочного разреза площади Сахалин-5, скв. 1 для первого варианта развития бассейна

Последнее характерно и для вышележащих комплексов (см. ниже).

На рис. 72, *a* вертикальной чертой отмечено время начала первичной миграции жидких УВ из пород в основании верхнемелового комплекса бассейна. Эта формальная величина определялась по времени заполнения 20 % порового пространства жидкими УВ (глава 9). Она, разумеется, условна, так как известно, что достижение порога эмиграции сильно зависит от содержания газовых составляющих в УВ продукте (Ungerer, 1993; Welte et al., 1997; [16]). В табл. 23, в колонке  $t_{\text{exp}}$  значения в скобках указывают времена достижения порога первичной миграции, определенные из условия достижения объема генерации жидких УВ, равного 150 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$  (см. главу 9; [82]). Можно отметить, что порог эмиграции, показанный на левом рис. 72, достигается на стадии убывания генерации УВ, что связано с относительно небольшим содержанием  $C_{\text{орг}}$  в породе и в силу этого заметной ролью уменьшения порового пространства породы по мере ее погружения в достижении порога эмиграции. В связи с этим, можно сказать, что для пород в основании верхнего мела порог эмиграции вероятнее всего будет достигаться еще в эоцене, когда начнут развиваться процессы вторичного крекинга жидких УВ. Известно, что генерация газа при вторичном крекинге всего лишь 1 % нефти способна создать внутрипоровое давление, заметно превосходящее пороговое значение (глава 9; [82, 155]).

В целом, результаты моделирования, приведенные на рис. 70, 71, *a*, 72, *a*, и в табл. 23, говорят о высоких нефтегенерационных возможностях пород верхнемелового комплекса для всех интервалов времени, начиная с маастрихта, независимо от выбора варианта развития бассейна среди двух, рассмотренных выше.

### 12.6.2. ЭОЦЕНОВЫЙ КОМПЛЕКС (55–34 млн лет)

Для всех четырех разрезов (скважин) Кайгано-Васюканского блока на площади Сахалин-5 эоценовый комплекс имеет ограниченную мощность (около 200 м) и представлен смесью глин, песчаников и вулканитов (см. раздел 12.3; табл. 23; [9, 22]). Степень катагенетической преобразованности ОВ пород комплекса меняется в относительно узких пределах: от  $R_o = 0,87\text{--}0,95$  % в подошве комплекса (на глубинах 4200–5000 м) до  $R_o = 0,82\text{--}0,87$  % в его кровле (на глубинах 4000–4800 м). Тип ОВ эоценовых пород принимался близким к типу ОВ пород мелового комплекса (керогеном типа II с  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ ). При современном содержании ОВ в породе  $C_{\text{орг}} = 0,6$  % исходное значение

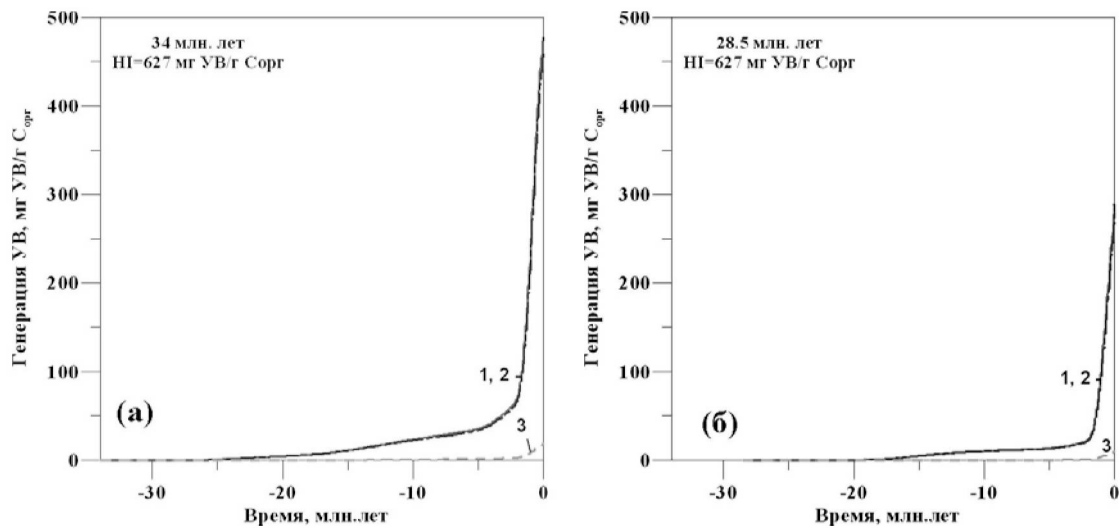


Рис. 73. Реализация нефте- и газогенерационного потенциала в истории погружения пород основания (а) и кровли (б) нижне-олигоценового (мичигарского) комплекса осадочного разреза скв. 1 площади Сахалин-5 (для варианта 1)

$C_{\text{орг}}$  равнялось, согласно моделированию, 1 % и 0,97 % для подошвы и кровли комплекса соответственно. История реализации нефтегазогенерационного потенциала породами эоценового комплекса близка к представленной на рис. 73, *а*. Основная нефтегенерация породами комплекса приходится на плиоцен-плейстоценовое время и к настоящему времени породы эоценового комплекса реализовали около 82 % исходного УВ потенциала в основании и около 76 % – в его кровле (см. табл. 23). Поэтому нефтегенерирующие свойства пород комплекса могут оцениваться как достаточно высокие.

### **12.6.3. МИЧИГАРСКАЯ СВИТА (34–28,5 млн лет)**

Нижнеолигоценый мичигарский комплекс имеет мощность около 400 м и представлен глинистыми песчаниками (раздел 12,3; табл. 23; [9, 22]). Степень катагенетического преобразования ОВ в породах комплекса меняется от  $R_o = 0,82–0,87$  % в подошве комплекса (на глубинах 4000–4800 м) до  $R_o = 0,73–0,78$  % в его кровле (на глубинах 3600–4400 м; рис. 69, 71, 73; табл. 23). Как и в предыдущих комплексах, органическое вещество нижнеолигеновых пород характеризовалось керогеном типа II с исходным потенциалом  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$  и с современным содержанием ОВ в породе  $C_{\text{орг}} = 0,6$  %. Последнее значение отвечало исходной величине  $C_{\text{орг}} = 0,85–0,97$  % для пород в подошве комплекса. История реализации нефтегазогенерационного потенциала породами в основании и кровле нижнеолигенового комплекса, приведена на рис. 73, *а* и 73, *б* (для первого варианта развития бассейна). И снова основная нефтегенерация породами комплекса приходится на плиоцен-плейстоценовое время. К настоящему времени эти породы реализовали около 76 % исходного потенциала генерации УВ в основании комплекса и около 46 % – в его кровле (рис. 23; см. рис. 70; 73, *а*, *б*). Такая степень реализации потенциала может рассматриваться как вполне достаточная для формирования месторождений жидких УВ, если были обеспечены подходящие условия для их аккумуляции.

### **12.6.4. ДАЕХУРИИНСКАЯ СВИТА (28,5–25 млн лет)**

Верхнеолигоценый даехуриинский комплекс имел мощность около 300 м и был представлен толщей темно-серых кремнистых аргиллитов (раздел 3; табл. 20; [9, 22]). Степень катагенетической преобразованности ОВ пород комплекса сравнительно умеренная. Она меняется от  $R_o = 0,73–0,78$  % в подошве комплекса

(на глубинах 3600–4400 м) до  $R_o = 0,66–0,72$  % в его кровле (на глубинах 3300–4100 м; рис. 69, 71; табл. 23). Накопление глинистых и кремнисто-глинистых осадков комплекса происходило в относительно глубоководных условиях с преобладанием морского планктоногенного ОВ с небольшой примесью континентального. Так, ОВ верхнеолигоценовых пород снова характеризуется керогеном типа II с исходным потенциалом  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . Современное содержание ОВ в породе ( $C_{орг} = 0,6$  %) в подошве комплекса соответствовало исходному содержанию  $C_{орг} = 0,70–0,76$  %. Как и для пород предыдущего комплекса, основная нефтегенерация приходится на плиоцен-плейстоценовое время. К настоящему времени породы комплекса реализовали около 46 % исходного потенциала генерации УВ в его основании и около 23 % – в его кровле (табл. 23). Такая степень реализации потенциала может рассматриваться как весьма умеренная, но при благоприятных условиях аккумуляции она могло бы сформировать месторождение жидких углеводородов.

#### **12.6.5. УЙНИНСКАЯ СВИТА (23,8–20,5 млн лет)**

Для рассмотренной площади северо-восточного шельфа Сахалина нижнемиоценовая уйнинская свита имела мощность около 200 м и представлена алеврито-глинистым составом пород с прослоями песчаников (табл. 20; [9, 22] и др., 2006). Степень катагенетической преобразованности органического вещества пород свиты меняется от  $R_o = 0,66–0,72$  % в подошве комплекса (на глубинах 3300–4100 м) до  $R_o = 0,63–0,69$  % в его кровле (на глубинах 3100–3900 м; рис. 69, 71; табл. 23). При моделировании ОВ нижнемиоценовой уйнинской свиты снова характеризовалось керогеном типа II с исходным потенциалом  $HI = 627$  мг УВ/г  $C_{орг}$ , а современное содержание ОВ в породе принималось равным  $C_{орг} = 0,8$  %. Последнее соответствовало исходному значению  $C_{орг} = 0,84–0,9$  % в подошве комплекса. Основная нефтегенерация приходится на плейстоценовое время и к настоящему времени породы свиты реализовали около 23 % исходного потенциала генерации УВ в основании комплекса и около 13 % – в его кровле (табл. 23). Такая степень реализации потенциала может рассматриваться как умеренно-низкая и только при очень благоприятных условиях для аккумуляции она могло бы сформировать месторождение жидких УВ в четвертичное время.

#### **12.6.6. ДАГИНСКАЯ СВИТА (20,5–14 млн лет)**

На рассматриваемой площади северо-восточного шельфа Сахалина ниже-среднемиоценовая дагинская свита имела мощ-

ность от 300 до 500 м и представлена толщей переслаивания аргиллитов, песчаников и глин с прослоями углей (табл. 20; [9, 22]). Степень катагенетической преобразованности ОВ пород свиты низкая и меняется от  $R_o = 0,63-0,69$  % в подошве комплекса (на глубинах 3100–3900 м) до  $R_o = 0,51-0,58$  % в его кровле (на глубинах 2600–3400 м; табл. 23). Условия накопления толщи сменялись от континентальных на западе Северного Сахалина до прибрежно-морских и морских в его восточной части. Соответственно меняется и состав РОВ от преимущественно гумусового в западной части до преимущественно сапропелевого в восточной. Поэтому в нашей модели ОВ средне-нижнемиоценовой дагинской свиты характеризовалось керогеном типа I с исходным потенциалом генерации УВ  $HI = 710$  мг УВ/г  $C_{орг}$ , а современное содержание ОВ в породе принималось равным  $C_{орг} = 1,1$  %. Как и в предыдущем комплексе, основная нефтегенерация приходится на плейстоценовое время и к настоящему времени породы свиты реализовали не более 6 % исходного потенциала генерации УВ в основании комплекса и менее 1 % – в его кровле (табл. 23). Такая степень реализации потенциала является низкой и формирование месторождений жидких УВ, генерированных породами рассматриваемой свиты невозможно за исключением локальных участков с аномально высоким прогреванием пород по разломам.

#### **12.6.7. ОКОБЫКАЙСКАЯ СВИТА (11–9 млн лет)**

Окобыкайская свита (верхний миоцен) – один из основных промышленных объектов Северного Сахалина. Она представлена толщей глинисто-алевритовых пород с прослоями песчаников мощностью 130–300 м (табл. 20). Согласно результатам моделирования степень катагенетической преобразованности ОВ пород свиты очень низкая и меняется от  $R_o = 0,51-0,58$  % в подошве комплекса (на глубинах 2600–3400 м) до  $R_o = 0,48-0,56$  % в его кровле (на глубинах 2460–3300 м; рис. 69; табл. 23). Толща пород свиты типично морская, сформированная при значительном влиянии осадков дельты Палео-Амура. Соответственно в западном направлении увеличивается доля гумусового материала в исходном ОВ. Содержание  $C_{орг}$  в глинистых породах островной части колеблется от 0,3 до 1,2 %, при среднем значении 0,8 %. Соответственно, в нашей модели ОВ верхнемиоценовой окобыкайской свиты характеризовалось керогеном типа II с исходным потенциалом генерации УВ  $HI = 377$  мг УВ/г  $C_{орг}$  и с содержанием ОВ в современных породах равным  $C_{орг} = 0,64$  %. Как и в предыдущем комплексе, пик нефтегенерации приходится на плейстоценовое время, но к настоящему вре-



мени породы свиты реализовали не более 1 % исходного потенциала генерации УВ в основании комплекса и менее 0,6 % – в его кровле (табл. 23). Такая степень реализации потенциала является крайне низкой и формирование месторождений жидких УВ, генерированных породами рассматриваемой свиты, невозможно.

#### **12.6.8. НИЖНЕНУТОВСКАЯ (9–6 млн лет) И ВЕРХНЕНУТОВСКАЯ (6–1,8 млн лет) СВИТЫ**

Нижненутовская свита верхнего миоцена мощностью от 300 до 1000 м представлена в основном песчаниками и песками, а в верхненутовской свите мощностью 1200–1400 м растет доля глин (табл. 23; [9, 22]). Согласно результатам моделирования степень катагенетической преобразованности ОВ пород свиты очень низкая и меняется от  $R_o = 0,48–0,56$  % в подошве нижненутовской свиты (на глубинах 2460–3300 м) до  $R_o = 0,44$  % в ее кровле (на глубине 2350 м), а в пределах верхненутовской свиты от  $R_o = 0,44$  % в ее подошве (на глубине 2350 м) до  $R_o < 0,30$  % в ее кровле (на глубине около 900 м; рис. 69; табл. 23) так что реализация нефтегенерационного потенциала породами свит пренебрежима.

#### **12.6.9. ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ЗОНЫ АККУМУЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ**

В заключение мы коротко обсудим вероятные зоны аккумуляции углеводородов в северо-восточной части шельфа Сахалина. Отсутствие региональных покровов в осадочном чехле северо-восточного шельфа Сахалина приводит к проницаемости кайнозойского осадочного разреза и к возможности «сквозной» миграции УВ, генерированных в более глубоких горизонтах, в вышележащие горизонты бассейна [9, 22]. Большая часть перспективных ловушек и зон нефтегазонакопления в районе северного шельфа Сахалина относится к структурному типу, они обычно приурочены к антиклинальным складкам различного генезиса, часто связаны с региональными взбросами, надвигами (Восточно-Эхабинская, Паромайская и другие площади; [58]). Широко распространены структурно-литологические ловушки, связанные с зоной замещения песчаных пластов нижненутовского горизонта на глинистые (Охтинская зона нефтегазонакопления; [32]). Ловушки такого типа выявлены и в окобыкайско-нижненутовском комплексе, они же предполагаются и в дагинском комплексе в пределах различных структур шельфа Северного Сахалина [58]. Характерным свойством этих ловушек

является то, что период их формирования практически совпадает со временем интенсивной генерации и эмиграции УВ во всех генерирующих отложениях, начиная с эоценовых, включительно (см. рис. 8–10; [58]). При этом большая часть запасов нефти и около половины запасов свободного газа Северного Сахалина связаны с пластовым типом природных резервуаров, представляющем чередование песчаных, алевроитовых и глинистых пластов. Резервуары массивного типа с трещинным и трещинно-поровым коллекторами предполагаются на северо-восточном шельфе Сахалина в отложениях даехурийского горизонта и в пильском глинисто-кремнистом комплексе. Как перспективные рассматриваются и ловушки в верхнемезозойском комплексе фундамента с трещинным типом коллектора, связанные с массивами серпентинитов с эквивалентной открытой пористостью 5–15 % [58]. Такие комплексы разуплотненных серпентинитов образовались в результате гидротермальной серпентинизации ультраосновных пород Восточно-Сахалинского офиолитового пояса, протягивающегося вдоль одноименного коромантийного разлома [58]. Таким образом, при отсутствии региональных покровов в шельфовой зоне Северного Сахалина имеется множество возможностей формирования локальных скоплений углеводородов, генерированных глубокими нефтематеринскими отложениями горизонтов осадочного разреза бассейна и мигрировавших в разнообразные ловушки его вышележащих горизонтов.

## 12.7. ВЫВОДЫ

Применение системы численного моделирования бассейнов к осадочным разрезам Кайгано-Васюканского участка площади Сахалин-5, включавшим помимо кайнозойского еще и верхнемеловой комплекс, позволило получить реконструкции истории погружения, температурного и катагенетического изменения осадочных пород в течении развития бассейна, начиная с верхнего мела (рис. 68, б и 68, в). Несмотря на ограниченный ряд геологических, геохимических и геофизических данных, использованных в главе, моделирование помогло объяснить основную проблему изучаемого района – наличие низкой зрелости ОВ глубинных пород бассейна и довольно высокого термического режима бассейна. Моделирование показало, что основной причиной указанного противоречия является высокая скорость отложения осадков в последние 10 млн лет. Эта скорость вместе с высокой термической активацией литосферы бассейна, предполагаемой анализом тектонического погружения бассейна, ответ-

ственно за резко нестационарный тепловой режим района. Согласно моделированию, термическая история осадков и вариации катагенеза органического вещества осадочных формаций в кайнозое оказываются близкими, когда они вычислены для двух возможных вариантов развития бассейна: 1) с локально-изостатическим откликом литосферы на нагрузку воды и осадков на протяжении всей истории развития бассейна и высоким тепловым потоком в начале верхнего мела (рис. 68, б); 2) когда локальная изостазия имела место лишь со времени формирования Курильской дуги около 34 млн лет назад, а начальный тепловой поток был относительно низким (рис. 68, в). Моделирование предполагает высокий тепловой режим бассейна (с современными температурами 100 и 200 °С на глубинах около 3 и 6,7 км, соответственно) при интенсивном осадконакоплении в течение последних 10 млн лет. Анализ показал, что по характеристикам зрелости ОВ к нефтегенерирующим породам северо-восточного шельфа Сахалина можно отнести породы верхнемелового (его верхней половины), эоценового, мачигарского (34–28,5 млн лет), даехуриинского (28,5–25 млн лет), и нижней половины уйнинского (23,8–20,5 млн лет) комплексов, тогда как породы верхней половины уйнинского, дагинского (20,5–14 млн лет), окобыкайского (11–9 млн лет), нижненутовского (9–6 млн лет) и верхненутовского (6–1,8 млн лет) комплексов представляют интерес лишь с точки зрения формирования в них ловушек и резервуаров. При этом породы основания верхнемелового комплекса обладают наиболее широким временным интервалом генерации жидких УВ (от позднего мела до миоцена; (рис. 71) и генерированные ими жидкие углеводороды при возможности мигрировать в вышележащие низкотемпературные горизонты могли избежать разрушения в процессе вторичного крекинга на газ и кокс и принять участие в формировании или перераспределении месторождений нефти в кайнозойской части разреза. В то же время породы эоцена и моложе их характеризовались максимальной генерацией УВ в плиоцене-плейстоцене (рис. 71–73).

## **Заключение**

Завершая изложение материала, подчеркнем еще раз, что авторы данного пособия стремились ознакомить студентов с алгоритмами и допущениями, лежащими в основе компьютерных систем моделирования бассейнов и способствовать более глубо-

кому пониманию результатов применения таких систем к анализу термического режима и реализации углеводородного потенциала конкретных осадочных бассейнов. Вместе с обсуждением алгоритмов рассмотрено и применение этих систем к анализу термической эволюции осадочных бассейнов различных геодинамических типов и к оценке их нефтегазогенерационных свойств. В задачу моделирования входит численное восстановление изменения температуры осадочной толщи и подстилающей литосферы бассейнов, расчет степени катагенеза ОБ его пород и численная реконструкция истории реализации потенциала генерации УВ материнскими свитами бассейна. Вместе указанные аспекты составляют основу для оценки перспектив нефтегазоносности осадочного бассейна.

Моделирование подтверждает, что тепловое состояние литосферы вместе с интенсивностью и продолжительностью процесса осадконакопления остаются одними из определяющих факторов формирования термической истории осадочных пород как на рифтовом, так и на пострифтовом этапах развития бассейна. В то же время в пособии подчеркивалось, что современная структура осадочных бассейнов является результатом длительной, часто многоэтапной эволюции, в которой процессы растяжения литосферы и ее тепловой активизации могли повторяться неоднократно. Пути эволюции литосферы рифтогенных осадочных бассейнов могут отличаться большим разнообразием и характеризовать обширные классы бассейнов от внутриконтинентальных структур (авлакогенов) до пассивных континентальных окраин и локальных центров спрединга окраинных морей с оригинальной тектонической историей каждого конкретного бассейна, своеобразным термическим режимом и условиями созревания ОБ в бассейне.

Интеграция процессов, определяющих термический режим осадочной толщи бассейна, с термической и тектонической историей подстилающей литосферы является обязательным элементом систем моделирования бассейнов. Поэтому при моделировании тепловой эволюции литосферы область, в которой рассчитывается распределение температуры, должна включать, кроме осадочной толщи, еще и подстилающую литосферу бассейна и даже часть его астеносферы. Это обеспечивает корректную трактовку теплообмена между осадочными слоями и фундаментом бассейна и, что особенно важно, позволяет вычислять амплитуду тектонического погружения фундамента из анализа распределения плотностей пород литосферы с глубиной. Эти амплитуды используются затем для оценки интенсивности и продолжительности периодов тепловой и тектонической реактивизации бассейна. Сочетание этого метода со сравнением вычисленных и

измеренных температур и степени зрелости ОВ в современном разрезе бассейна, а также с анализом геолого-геофизической информации о строении и развитии района, значительно сужает число возможных вариантов развития бассейна в процедуре моделирования.

Вариации в теплопроводности пород, вызванные изменениями литологии и пористости осадков с глубиной, а также сокращением теплопроводности скелета пород с ростом температуры, оказывают заметное влияние на глубинное распределение температур в бассейне. Мы видели, что поверхностный тепловой поток может заметно возрастать за счет вклада радиогенного тепла осадков, который может достигать  $20 \text{ мВт/м}^2$  в бассейнах с мощным осадочным заполнением. В то же время выделение аномального тепла радиоактивности в породах нефтематеринских свит не оказывает заметного теплового влияния на температурную историю и процесс созревания ОВ этих пород, если мощность свит не превосходит 100–150 м.

Сопоставление значений отражательной способности витринита, измеренных в современном разрезе бассейна, с вычисленными по кинетическому спектру созревания витринита из работы [143], используется как существенный фактор контроля адекватности предполагаемой модели развития бассейна. Реконструкция термического режима осадочной толщи бассейна и, в том числе, температурной истории нефтегазоматеринских пород при их погружении в бассейн, позволяет восстановить временной ход реализации потенциала генерации УВ материнскими свитами бассейна, используя значения кинетических параметров реакций преобразования керогена, соответствующих типу ОВ материнской породы.

Нефтегазоносный осадочный бассейн, представляющий объект моделирования, является сложным геологическим образованием, в котором реализуются многообразные геологические, геофизические и геохимические процессы генерации, миграции, аккумуляции, консервации и разрушения углеводородов, приводящие к формированию месторождений нефти и газа. В данном пособии невозможно дать достаточно детальное описание всех аспектов систем моделирования, тем более что по отдельным из них издаются объемные монографии. Однако, авторы уверены, что информация, представленная в пособии, окажется полезной для студентов и специалистов – геологов, геофизиков и геохимиков, занимающихся проблемами оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов.

# Приложение

## КИНЕТИЧЕСКИЕ СПЕКТРЫ ГЕНЕРАЦИИ УВ

Таблица П-1

Кинетические параметры для крекинга керогена типа I с исходным потенциалом 911,6 мг УВ/г  $C_{орг}$  в рамках трехфракционной модели [146, 148]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор ( $сек^{-1}$ )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
<b>ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ</b>		<b>Исходный потенциал реакций (мг УВ/г <math>C_{орг}</math>)</b>			
40	$1,026 \cdot 10^{14}$	15,6	0,0	0,0	15,6
42	$1,026 \cdot 10^{14}$	12,7	0,0	0,0	12,7
44	$1,026 \cdot 10^{14}$	10,7	0,0	0,0	10,7
46	$1,026 \cdot 10^{14}$	11,7	0,0	0,0	11,7
48	$1,026 \cdot 10^{14}$	15,6	0,0	0,0	15,6
50	$1,026 \cdot 10^{14}$	28,3	0,0	0,0	28,3
52	$1,026 \cdot 10^{14}$	58,6	0,0	0,0	58,6
54	$1,026 \cdot 10^{14}$	685,2	0,0	0,0	685,2
56	$1,026 \cdot 10^{14}$	60,5	0,0	0,0	60,5
58	$1,026 \cdot 10^{14}$	12,7	0,0	0,0	12,7
<b>ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (<math>C_{6+}</math>)</b>		<b>Весовые коэффициенты реакций (%)</b>			
57	$3,000 \cdot 10^{14}$		55,0	45,0	100,0
$\rho(\text{нефть}) = 0,80$ (неустойчива); $\rho(\text{газ}) = 0,0$ (устойчива); $\rho(\text{кокс}) = 1,40$ г/см <sup>3</sup> (устойчива).					

Таблица П-2

Кинетические параметры для крекинга керогена типа I с исходным потенциалом 911,6 мг УВ/г  $C_{орг}$  в рамках пятифракционной модели [146, 148]

УВ	Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор ( $сек^{-1}$ )	$C_{15+}$	$C_6-C_{15}$	$C_2-C_5$	$C_1$	Кокс	Полный выход УВ
<b>ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ</b>			<b>Исходный потенциал реакций (мг УВ/г <math>C_{орг}</math>)</b>					
	42	$1,20 \cdot 10^{14}$	16,3	1,8	0,0	0,0	0,0	18,1
	44	$1,20 \cdot 10^{14}$	8,3	0,9	0,0	0,0	0,0	9,2
	46	$1,20 \cdot 10^{14}$	7,7	0,9	0,0	0,0	0,0	8,6
	48	$1,20 \cdot 10^{14}$	9,4	1,1	0,0	0,0	0,0	10,5
	50	$1,20 \cdot 10^{14}$	10,1	1,2	0,0	0,0	0,0	11,2
	52	$1,20 \cdot 10^{14}$	64,5	7,2	0,0	0,0	0,0	71,7
	54	$1,20 \cdot 10^{14}$	608,9	67,7	0,0	0,0	0,0	676,6
	56	$1,20 \cdot 10^{14}$	85,3	9,5	0,0	0,0	0,0	94,8
	58	$1,20 \cdot 10^{14}$	6,8	0,8	0,0	0,0	0,0	7,6
	60	$1,20 \cdot 10^{14}$	3,1	0,3	0,0	0,0	0,0	3,4
<b>ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ</b>			<b>Весовые коэффициенты реакций (%)</b>					
$C_{15+}$	54	$2,10 \cdot 10^{12}$		46,6	18,4	6,4	28,6	100,0
$C_6-C_{15}$	54	$9,60 \cdot 10^{10}$			69,7	0,0	30,3	100,0
$C_2-C_5$	54	$2,90 \cdot 10^{10}$				43,0	57,0	100,0
$\rho(C_{15+}) = 0,850$ (неуст.); $\rho(C_6-C_{15}) = 0,800$ (неуст.); $\rho(C_2-C_5) = 0,485$ (неуст.); $\rho(C_1) = 0,000$ (устойчива); $\rho(\text{кокс}) = 1,40$ г/см <sup>3</sup> (устойчива).								

Таблица П-3

Кинетические параметры для крекинга керогена типа I с исходным потенциалом 710,0 мг УВ/г  $C_{орг}$  в рамках трехфракционной модели [146]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор ( $сек^{-1}$ )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г Сорг)			
49	$5,000 \cdot 10^{13}$	46,2	3,5	0,0	49,7
53	$5,000 \cdot 10^{13}$	594,0	45,0	0,0	639,0
54	$5,000 \cdot 10^{13}$	19,8	1,5	0,0	21,3
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ ( $C_{6+}$ )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
58	$1,000 \cdot 10^{12}$		50,0	50,0	100,0
$\rho(\text{нефть}) = 0,85$ (неустойчива); $\rho(\text{газ}) = 0,0$ (устойчива); $\rho(\text{кокс}) = 1,30$ г/см <sup>3</sup> (устойчива).					

Таблица П-4

Кинетические параметры для крекинга керогена типа II с исходным потенциалом 627 мг УВ/г  $C_{орг}$  в рамках трехфракционной модели [146]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор ( $сек^{-1}$ )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г $C_{орг}$ )			
44	$1,11 \cdot 10^{14}$	4,6	0,0	0,0	4,6
46	$1,11 \cdot 10^{14}$	5,7	0,0	0,0	5,7
48	$1,11 \cdot 10^{14}$	7,5	1,0	0,0	8,5
50	$1,11 \cdot 10^{14}$	73,5	3,1	0,0	76,6
52	$1,11 \cdot 10^{14}$	344,3	8,9	0,0	353,2
54	$1,11 \cdot 10^{14}$	126,4	17,1	0,0	143,5
56	$1,11 \cdot 10^{14}$	2,0	13,5	0,0	15,5
58	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	8,6	0,0	8,6
60	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	3,8	0,0	3,8
62	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	3,1	0,0	3,1
64	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	2,6	0,0	2,6
66	$1,11 \cdot 10^{14}$	0,0	1,3	0,0	1,3
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ ( $C_{6+}$ )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
54	$1,539 \cdot 10^{12}$		45,0	55,0	100,0

Таблица П-5

Кинетические параметры для крекинга керогена типа II с исходным потенциалом 627 мг УВ/г  $C_{орг}$  в рамках пятифракционной модели [146]

УВ	Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор ( $сек^{-1}$ )	$C_{15+}$	$C_6-C_{15}$	$C_2-C_5$	$C_1$	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ			Исходный потенциал реакций (мг УВ/г $C_{орг}$ )					
	44	$1,11 \cdot 10^{14}$	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6
	46	$1,11 \cdot 10^{14}$	5,3	0,4	0,0	0,0	0,0	5,7
	48	$1,11 \cdot 10^{14}$	6,0	1,5	0,8	0,2	0,0	8,5
	50	$1,11 \cdot 10^{14}$	69,2	4,3	2,5	0,6	0,0	76,6
	52	$1,11 \cdot 10^{14}$	338,0	6,3	7,8	1,1	0,0	353,2
	54	$1,11 \cdot 10^{14}$	119,6	6,8	14,6	2,5	0,0	143,5

Продолжение табл. П-5

УВ	Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	C <sub>15+</sub>	C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	C <sub>1</sub>	Кокс	Полный выход УВ
	56	1,11·10 <sup>14</sup>	1,8	0,2	11,6	1,9	0,0	15,5
	58	1,11·10 <sup>14</sup>	0,0	0,0	6,1	2,5	0,0	8,6
	60	1,11·10 <sup>14</sup>	0,0	0,0	1,6	2,2	0,0	3,8
	62	1,11·10 <sup>14</sup>	0,0	0,0	1,7	1,4	0,0	3,1
	64	1,11·10 <sup>14</sup>	0,0	0,0	1,1	1,5	0,0	2,6
	66	1,11·10 <sup>14</sup>	0,0	0,0	0,7	0,6	0,0	1,3
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ			Весовые коэффициенты реакций (%)					
C <sub>15+</sub>	54	4,84·10 <sup>14</sup>		32,6	6,7	9,3	51,4	100,0
C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	54	1,54·10 <sup>13</sup>			23,7	12,0	64,3	100,0
C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	54	1,19·10 <sup>11</sup>				43,5	56,5	100,0

ρ(C<sub>15+</sub>) = 0,850 (неуст.); ρ(C<sub>6</sub>-C<sub>15</sub>) = 0,800 (неуст.); ρ(C<sub>2</sub>-C<sub>5</sub>) = 0,485 (неуст.); ρ(C<sub>1</sub>) = 0,000 (устойчива); ρ(кокс) = 1,40 г/см<sup>3</sup> (устойчива).

Таблица П 6

Кинетические параметры для крекинга высокосернистого керогена типа II с исходным потенциалом 566 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках трехфракционной модели [149]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )			
44	2,50·10 <sup>13</sup>	7,9	0,8	0,0	8,7
46	2,50·10 <sup>13</sup>	53,8	3,9	0,0	57,7
48	2,50·10 <sup>13</sup>	175,9	11,2	0,0	187,1
50	2,50·10 <sup>13</sup>	179,3	9,0	0,0	188,3
52	2,50·10 <sup>13</sup>	62,7	13,9	0,0	76,6
54	2,50·10 <sup>13</sup>	10,3	12,3	0,0	22,6
56	2,50·10 <sup>13</sup>	0,0	9,1	0,0	9,1
58	2,50·10 <sup>13</sup>	0,0	7,0	0,0	7,0
60	2,50·10 <sup>13</sup>	0,0	6,6	0,0	6,6
62	2,50·10 <sup>13</sup>	0,0	1,3	0,0	1,3
64	2,50·10 <sup>13</sup>	0,0	0,8	0,0	0,8
66	2,50·10 <sup>13</sup>	0,0	0,2	0,0	0,2
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (C <sub>6+</sub> )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
57	3,00·10 <sup>14</sup>		50,0	50,0	100,0

Таблица П-7

Кинетические параметры для крекинга керогена типа II с исходным потенциалом 377,3 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках трехфракционной модели [146, 148]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )			
49	3,000·10 <sup>13</sup>	15,0	3,3	0,0	18,3
50	3,000·10 <sup>13</sup>	60,0	12,9	0,0	72,9
51	3,000·10 <sup>13</sup>	150,0	32,4	0,0	182,4
52	3,000·10 <sup>13</sup>	70,1	12,9	0,0	83,0
53	3,000·10 <sup>13</sup>	17,5	3,2	0,0	20,7



Продолжение табл. П-7

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (C <sub>6+</sub> )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
54	1,000·10 <sup>12</sup>		50,0	50,0	100,0
ρ(нефть) = 0,85 (неустойчива); ρ(газ) = 0,0 (устойчива); ρ(кокс) = 1,30 г/см <sup>3</sup> (устойчива).					

Таблица П-8

Кинетические параметры для крекинга керогена типа III с исходным потенциалом 207,2 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках трехфракционной модели [146, 148]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )			
50	5,460·10 <sup>14</sup>	1,1	0,0	0,0	1,1
52	5,460·10 <sup>14</sup>	3,2	0,0	0,0	3,2
54	5,460·10 <sup>14</sup>	9,9	2,6	0,0	12,5
56	5,460·10 <sup>14</sup>	68,3	7,0	0,0	75,3
58	5,460·10 <sup>14</sup>	52,2	10,5	0,0	62,7
60	5,460·10 <sup>14</sup>	9,9	9,1	0,0	19,0
62	5,460·10 <sup>14</sup>	4,2	6,6	0,0	10,8
64	5,460·10 <sup>14</sup>	1,9	4,8	0,0	6,7
66	5,460·10 <sup>14</sup>	1,2	4,0	0,0	5,2
68	5,460·10 <sup>14</sup>	1,2	3,0	0,0	4,2
70	5,460·10 <sup>14</sup>	0,6	2,1	0,0	2,7
72	5,460·10 <sup>14</sup>	0,6	1,8	0,0	2,4
74	5,460·10 <sup>14</sup>	0,4	1,0	0,0	1,4
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (C <sub>6+</sub> )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
58	3,810·10 <sup>13</sup>		55,0	45,0	100,0
ρ(нефть) = 0,85 (неустойчива); ρ(газ) = 0,0 (устойчива); ρ(кокс) = 1,45 г/см <sup>3</sup> (устойчива).					

Таблица П-9

Кинетические параметры для крекинга керогена типа III с исходным потенциалом 207,2 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках пятифракционной модели [146, 148]

УВ	Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	C <sub>15+</sub>	C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	C <sub>1</sub>	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ			Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )					
	50	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	1,1
	52	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	3,2
	54	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	9,9	2,4	0,2	0,0	12,5
	56	5,460·10 <sup>14</sup>	54,0	14,3	5,6	1,4	0,0	75,3
	58	5,460·10 <sup>14</sup>	44,0	8,2	8,3	2,2	0,0	62,7
	60	5,460·10 <sup>14</sup>	7,5	2,4	5,8	3,3	0,0	19,0
	62	5,460·10 <sup>14</sup>	0,7	3,5	3,1	3,5	0,0	10,8
	64	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	1,9	1,8	3,0	0,0	6,7
	66	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	1,2	1,6	2,4	0,0	5,2
	68	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	1,2	1,0	2,0	0,0	4,2
	70	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	0,6	0,7	1,4	0,0	2,7

Продолжение табл. П-9

УВ	Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	C <sub>15+</sub>	C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	C <sub>1</sub>	Кокс	Полный выход УВ
	72	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	0,6	0,8	1,0	0,0	2,4
	74	5,460·10 <sup>14</sup>	0,0	0,4	0,3	0,7	0,0	1,4
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ			Весовые коэффициенты реакций (%)					
C <sub>15+</sub>	58	2,10·10 <sup>12</sup>		21,1	27,4	15,0	36,5	100,0
C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	58	9,60·10 <sup>10</sup>			59,9	7,8	32,3	100,0
C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	58	2,90·10 <sup>10</sup>				43,0	57,0	100,0
ρ(C <sub>15+</sub> ) = 0,850 (неуст.); ρ(C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub> ) = 0,800 (неуст.); ρ(C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub> ) = 0,485 (неуст.); ρ(C <sub>1</sub> ) = 0,000 (устойчива); ρ(кокс) = 1,40 г/см <sup>3</sup> (устойчива).								

Таблица П-10

Кинетические параметры для крекинга керогена типа III с исходным потенциалом 160,0 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках трехфракционной модели [146, 148]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )			
48	1,600·10 <sup>13</sup>	2,0	4,4	0,0	6,4
50	1,600·10 <sup>13</sup>	7,0	15,4	0,0	22,4
52	1,600·10 <sup>13</sup>	16,0	35,2	0,0	51,2
54	1,600·10 <sup>13</sup>	8,5	18,7	0,0	27,2
56	1,600·10 <sup>13</sup>	6,5	14,3	0,0	20,8
60	1,600·10 <sup>13</sup>	5,0	11,0	0,0	16,0
62	1,600·10 <sup>13</sup>	3,5	7,7	0,0	11,2
64	1,600·10 <sup>13</sup>	1,5	3,3	0,0	4,8
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (C <sub>6+</sub> )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
54	1,000·10 <sup>12</sup>		50,0	50,0	100,0
ρ(нефть) = 0,85 (неустойчива); ρ(газ) = 0,0 (устойчива); ρ(кокс) = 1,30 г/см <sup>3</sup> (устойчива).					

Таблица П-11

Кинетические параметры для крекинга керогена типа IV с исходным потенциалом 113,0 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках трехфракционной модели [146, 148]

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ		Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )			
46	5,964·10 <sup>14</sup>	2,1	0,0	0,0	2,1
48	5,964·10 <sup>14</sup>	2,8	0,0	0,0	2,8
50	5,964·10 <sup>14</sup>	3,5	0,0	0,0	3,5
52	5,964·10 <sup>14</sup>	4,8	0,0	0,0	4,8
54	5,964·10 <sup>14</sup>	9,3	0,0	0,0	9,3
56	5,964·10 <sup>14</sup>	26,4	1,1	0,0	27,5
58	5,964·10 <sup>14</sup>	16,0	3,2	0,0	19,2
60	5,964·10 <sup>14</sup>	6,5	5,9	0,0	12,4
62	5,964·10 <sup>14</sup>	2,7	5,6	0,0	8,3
64	5,964·10 <sup>14</sup>	1,6	4,7	0,0	6,3
66	5,964·10 <sup>14</sup>	1,1	3,8	0,0	4,9

Продолжение табл. П-11

Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	Нефть	Газ	Кокс	Полный выход УВ
68	5,964·10 <sup>14</sup>	0,4	3,4	0,0	3,8
70	5,964·10 <sup>14</sup>	0,3	2,7	0,0	3,0
72	5,964·10 <sup>14</sup>	0,3	2,4	0,0	2,7
74	5,964·10 <sup>14</sup>	0,2	2,2	0,0	2,4
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ (C <sub>6+</sub> )		Весовые коэффициенты реакций (%)			
57	3,000·10 <sup>14</sup>		50,0	50,0	100,0
ρ(нефть) = 0,80 (неустойчива); ρ(газ) = 0,0 (устойчива); ρ(кокс) = 1,40 г/см <sup>3</sup> (устойчива).					

Таблица П-12

Кинетические параметры для крекинга керогена типа IV с исходным потенциалом 113,0 мг УВ/г C<sub>орг</sub> в рамках пятифракционной модели [146, 148]

УВ	Энергия активации (Ккал/моль)	Частотный фактор (сек <sup>-1</sup> )	C <sub>15+</sub>	C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	C <sub>1</sub>	Кокс	Полный выход УВ
ПЕРВИЧНЫЙ КРЕКИНГ			Исходный потенциал реакций (мг УВ/г C <sub>орг</sub> )					
	46	5,964·10 <sup>14</sup>	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1
	48	5,964·10 <sup>14</sup>	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8
	50	5,964·10 <sup>14</sup>	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5
	52	5,964·10 <sup>14</sup>	3,7	1,1	0,0	0,0	0,0	4,8
	54	5,964·10 <sup>14</sup>	7,9	1,4	0,0	0,0	0,0	9,3
	56	5,964·10 <sup>14</sup>	22,2	4,2	1,0	0,1	0,0	27,5
	58	5,964·10 <sup>14</sup>	6,3	9,7	2,5	0,7	0,0	19,2
	60	5,964·10 <sup>14</sup>	3,4	3,1	4,2	1,7	0,0	12,4
	62	5,964·10 <sup>14</sup>	0,7	2,0	3,0	2,6	0,0	8,3
	64	5,964·10 <sup>14</sup>	0,4	1,2	2,3	2,4	0,0	6,3
	66	5,964·10 <sup>14</sup>	0,0	1,1	1,7	2,1	0,0	4,9
	68	5,964·10 <sup>14</sup>	0,0	0,4	1,5	1,9	0,0	3,8
	70	5,964·10 <sup>14</sup>	0,0	0,3	1,1	1,6	0,0	3,0
	72	5,964·10 <sup>14</sup>	0,0	0,3	0,9	1,5	0,0	2,7
	74	5,964·10 <sup>14</sup>	0,0	0,2	0,8	1,4	0,0	2,4
ВТОРИЧНЫЙ КРЕКИНГ			Весовые коэффициенты реакций (%)					
C <sub>15+</sub>	56	5,964·10 <sup>14</sup>		55,9	23,5	0,0	20,6	100,0
C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub>	56	4,500·10 <sup>13</sup>			0,0	50,9	49,1	100,0
C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub>	56	1,760·10 <sup>12</sup>				43,0	57,0	100,0
ρ(C <sub>15+</sub> ) = 0,850 (неуст.); ρ(C <sub>6</sub> -C <sub>15</sub> ) = 0,800 (неуст.); ρ(C <sub>2</sub> -C <sub>5</sub> ) = 0,485 (неуст.); ρ(C <sub>1</sub> ) = 0,000 (устойчива); ρ(кокс) = 1,40 г/см <sup>3</sup> (устойчива).								

# Список литературы

1. *Алиева Е.Р., Кучерук Е.В.* Рифтогенез в истории развития осадочных бассейнов и его роль в их нефтегазоносности. – В сб.: *Осадочные бассейны и их нефтегазоносность.* – М., 1983.
2. *Аглонов С.В.* Геодинамика глубоких осадочных бассейнов. – СПб.: ЦГИ ТЕТИС, 2000. – 214 с.
3. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. – М.: Наука, 1993. – 457 с.
4. *Артюшков Е.В., Бэер М.А.* Механизм образования нефтегазоносных бассейнов Персидского залива//Изв. АН СССР. Сер. геолог. – № 1. – 1987. – С. 106–122.
5. *Артюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений//Геотектоника. – 2003. – № 2. – С. 39–56.
6. *Богданов Н.А., Хаин В.Е.* (ред.). Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. – М.: ИЛОВМ РАН. – 2000. – 193 с.
7. *Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское океаническое вулканическое плато//Геология и Геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 2. – С. 101–114.
8. *Вержицкий Е.В., Берлин Ю.М., Кононов М.В., Марина М.М.* Возраст дна, генезис, глубинное строение и методы оценки температур генерации углеводородов Охотоморского региона//Океанология. – 2006. – Т. 46. – № 4. – С. 572–583.
9. *Веселов О.В., Грецияк Е.В., Ильев А.Я.* и др. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. – М.: Наука, 2006. – 130 с.
10. *Высоцкий В.И., Кучерук Е.В.* Современное состояние учения о нефтегазоносных бассейнах. Ч. 2. Основные типы нефтегазоносных бассейнов и особенности размещения в них залежей нефти и газа. – Сер. Итоги науки и техники. Месторождения горючих полезных ископаемых. – Т. 8. – ВИНИТИ. – М., 1978. – 331 с.
11. *Гаврилов В.П.* Происхождение нефти. – М.: Наука, 1986. – 176 с.
12. *Гаврилов В.П.* Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере. Геология нефти и газа. – 1988. – № 10. – С. 1–8.
13. *Гаврилов В.П.* Геодинамические подходы при анализе эволюции литосферы: сб. ст. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. – М.: Недра, 1993. – С. 176–187.
14. *Гаврилов В.П.* Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере и ее следствия//Геология нефти и газа. – 1998. – № 6. – С. 2–12.
15. *Гаврилов В.П.* Геодинамика. – М.: Макспресс, 2007. – 374 с.
16. *Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. – М.: Научный мир, 2007.
17. *Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б.* Термическая история осадочных бассейнов: экспресс-методы оценки теплового потока//Геология и Геофизика. – 1987. – № 11. – С. 105–112.
18. *Галушкин Ю.И., Яковлев Г.Е.* Эволюция теплового режима литосферы Башкирского Предуралья и сравнение с современным режимом Тагильо-Магнитогорской зоны Урала//Геотектоника. – 2003. – № 6. – С. 28–42.
19. *Галушкин Ю.И., Яковлев Г.Е., Куртин В.Ф.* Эволюция катагенеза и реализация углеводородного потенциала органического вещества рифейских и вендских отложений Западного Башкортостана: численные оценки//Геохимия. – 2004. – № 1. – С. 82–93.
20. *Галушкин Ю.И., Яковлев Г.Е.* Влияние соленосных отложений на условия нефтегазогенерации породами подсолевого комплекса (северный борт Прикаспийской впадины)//Геохимия – 2007. – № 7. – С. 1–13.
21. *Гарецкий Р.Г., Кирухин Л.Г., Капустин И.Н., Концев В.С.* Нескомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы. – Минск.: Наука и техника, 1990. – 104 с.
22. *Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А.* Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. – М.: ГЕОС, 2002. – 230 с.

23. Гольмиток А.Я. Эффект осадконакопления на глубинный тепловой поток//Океанология. – 1979. – Т. 19. – № 6. – С. 1133–1138.
24. Гольмиток А.Я. Тепловой поток, вызванный генерацией тепла при отложении осадков//Океанология. – 1981. – Т. 21. – № 6. – С. 1029–1033.
25. Горбачев В.И., Карасева Т.В., Карасев Д.В. и др. Тюменская сверхглубокая скважина, основные результаты исследований//Разведка и охрана недр. – 1996. – Т. 7. – С. 9–10.
26. Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. – Новосибирск: Наука, 1987. – 196 с.
27. Жигулев В.В., Кононов В.Э., Левин Б.В. Геологическое строение осадочного чехла и оценка нефтегазоносности впадины Дерюгина (Охотское море)//Тихоокеанская геология, 2007. – Т. 26. – № 5. – С. 3–12.
28. Заурбеков Ш.Ш. Геотермические условия и нефтегазоносность подсолевых отложений восточного борта Прикаспийской впадины: дис. канд. геол.-мин. наук. – М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1988. – 145 с.
29. Зоненицкий Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Кн. 2. – М.: Недр, 1990. – 334 с.
30. Исаев В.И. Палеотемпературное моделирование осадочного разреза и нефтегазообразование//Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23. – № 5. – С. 101–115.
31. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. – М.: Наука, 1964. – С. 487.
32. Коблов Э.Г., Харахинов В.В. Зональный и локальный прогноз нефтегазоносности осадочных бассейнов Охотского моря//Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. – М.: Научный мир, 1997. – С. 26–53.
33. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурная эволюция и геодинамическое моделирование. – М.: Научный мир, 2003. – 224 с.
34. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др./Геология нефти и газа Западной Сибири. – М.: Недр, 1975. – 250 с.
35. Конторович А.Э., Фотиади Э.Э., Демин В.И. и др. Прогноз месторождений нефти и газа. – М.: Недр, 1981. – 350 с.
36. Конохова В.А. Геохимические предпосылки нефтегазоносности девонского комплекса Прикаспийской впадины: дис. канд. геол. мин. наук. – М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1999. – 144 с.
37. Котровский В.В. Геотермические условия образования и размещения залежей углеводородов в осадочном чехле Прикаспийской впадины. – Саратов: Саратовский ун-т, 1986. – 155 с.
38. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1978. – 140 с.
39. Кучерук Е.В., Клещев А.А., Корсунь В.В., Хобот М.Р. Поиски нефти и газа в зонах надвигов. – В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика. – М., 1982.
40. Кучерук Е.В., Ушаков С.А. Тектоника плит и нефтегазоносность (геофизический анализ)//Физика Земли. – Т. 8. – М.: ВИНТИ, 1985. – 200 с.
41. Лопатин Н.В. Температура и геологическое время как фактор углефикации. Известия АН СССР. Сер. геол. – 1971. – № 3. – С. 93–106.
42. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пироллиз в нефтегазовой геохимии. – М.: Наука, 1987. – 144 с.
43. Меланхолина Е.Н. Позднемеловые островодужные зоны Восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция//Геотектоника. – 2000. – № 3. – С. 41–57.
44. Никишин А.М., Ерихов А.В., Копаев Л.Ф., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Вепари А.Б., Коротищев М.В., Фокин П.А., Фурнэ А.В., Шалимов И.В. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. – М.: Изд-во МПР РФ, ЦРГЦ. Геокарт, МГУ, 1999. – 524 с.
45. Поляков В.Б., Галимов Э.М. О теоретической оценке катагенетической преобразованности органического вещества//Геохимия. – 1992. – № 1. – С. 110–122.
46. Розенбаум Г.Е., Штолянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики. – М.: Научный мир, 2000. – 104 с.
47. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000. – М.: ГУГК, 1980. – 150 с.
48. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Александин М.В., Бондарен-

ко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности//Геотектоника. – 1997. – № 6. – С. 72–90.

49. Соколова Л.С., Ю.И. Галушкин, А.Д. Душков, Л.В. Смирнов. Геотермическая модель литосферы вдоль профиля ГСЗ «Березово-Усть-Мая» в пределах Западно-Сибирской плиты//Геология и геофизика, 1990. – № 9. – С. 84–92.

50. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. – М.: Наука, 1974. – 270 с.

51. Сорохтин О. Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 560 с.

52. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. – М.: Мир, 1985. – Т. 1. – 374 с.

53. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 336 с.

54. Ушаков С.А., Авдеев А.И., Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Нарушение изостазии и геодинамика Карибского региона: сб. Геодинамика Карибского региона. – М.: Наука, 1980. – С. 63–77.

55. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Геофизический анализ палеотектоники литосферы Земли. Физика Земли. – Т. 7, Литосфера Земли. – Ч. 3. – М.: ВИНТИ, 1983. – 228 с.

56. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – 604 с.

57. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Автореф. дисс. докт. геол. мин. наук. – Оха на Сахалине: СахалинНИПИморнефть, Владивосток, 1998. – 77 с.

58. Харахинов А.В. Новые перспективные направления нефтегазопоисковых работ на шельфе Северного Сахалина//Геология нефти и газа. – 1999. – № 9–10. – С. 18–25.

59. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. – М.: Недра, 1993. – 222 с.

60. Anderson D.L., 1979, The deep structure of continents: J.geophys.Res., v. 84, N. B13, p. 7555–7560.

61. Anderson, D.L., 1980. The temperature profile of the upper mantle: J. geophys.Res.,v. 85, N. B12, p. 7003–7010.

62. Asimov P.D., Hirschmann M.M. and Stolper E.M., 2001. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, IV. Adiabatic decompression and the composition and mean properties of Mid ocean Ridge basalts. J. Petrology, v. 42, n. 5, p. 963–998.

63. Baer A.J., 1981. Geotherms evolution of the lithosphere and plate tectonics: Tectonophysics, v. 72, p. 203–227.

64. Baskin D., 1997. Atomic H/C ratio of kerogen as an estimate of thermal maturity and organic matter conversion. AAPG Bull., v. 81, N. 9, 1437–1450.

65. Beaumont Ch., Ch.E. Keen, and R. Boutilier. 1982, On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin., Geophys. J. Roy.Astr.Soc., v. 70, p. 667–715.

66. Berner U., Faber E., Scheeder G., and Panten D. 1995. Primary cracking of algal and landplant kerogens: kinetic models of isotope variations in methane, ethane and propane. Chemical Geology, v. 126, p. 233–245.

67. Bethke C.M. 1985. A numerical model of compaction driven groundwater flow and heattransfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basin J. Geophys. Res., v. 90, p. 6817–6828.

68. Bethke C.M. 1989. Modelling subsurface flow in sedimentary basins. Geologische Rundschau, v. 78, N 1, p. 129–154.

69. Bottinga Y. and Steinmetz L., 1979. A geophysical, geochemical, petrological model submarine lithosphere. Tectonophysics, v. 55, p. 311–347.

70. Braun M.G., Hirth G., Parmentier E.M., 2000. The effect of deep damp melting on mantle flow and melt generation beneath mid-oceanic ridges. Earth Planet.Sci.Letters, v. 176, p. 339–356.

71. Bredehoeft J.D., and I.S. Papadopoulos. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. Water Resour. Res. v. 1, N 2, p. 325–328.

72. Buntebrach G. and Stegena L., 1986. Methods in paleogeothermics. in: «Lectures Notes in Earth Sciences», Bhattacharji S. et al. (eds.), Springer Verlag, v. 5, p. 5–43.

73. Burnham A.K. and Sweeney J.J., 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 53, n. 10, p. 2649–2657.

74. *Burrus J., Andebart F.* 1990, Thermal and compaction processes in a young rifted basin containing evaporites: gulf of Lions, France. AAPG Bull. v 74, N 9, p. 1420–1440.
75. *Carter A., Roques D., Bristow C.S.*, 2001. Denudation history of onshore central Vietnam : constraints on the Cenozoic evolution of the western margin of the South China Sea. Tectonophysics, v. 322, p. 265–277.
76. *Cawthorn R.G.*, 1975. Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids. Earth Planet. Sci.Letters, v. 27, p. 113–120.
77. *Deming D., and D.S. Chapman*, 1989. Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah–Wyoming thrust belt: AAPG Bull., v. 73, N. 12, p. 1455–1471.
78. *Deming D., J.A. Num, and D.G. Evans*, 1990. Thermal effect of compaction-driven groundwater flow from overthrust belts. J. Geophys. Res., v. 95, N. B5, p. 6669–6683.
79. *Dewey J.F.*, 1969. Evolution of the Appalachian (Caledonian orogen). Nature, v. 221, p. 124.
80. *Doligez B., F. Bessis, J. Burrus, P. Ungerer, and P.Y. Chenet*, 1986, Integrated numerical simulation of the sedimentation heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin. The THEMIS model, in J.Burrus eds. Thermal modelling in sedimentary basins: Paris, p. 173–195.
81. *England W., MacKenzie A., Mann D., and Quigley T.*, 1987. The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. Journal of the Geological Society, London, v. 144, p. 165–180.
82. *Espitalie, J., P.Ungerer, I. Ircin, and E.Marquis*, 1988. Primary cracking of kerogens. Experimenting and modelling C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>–C<sub>5</sub>, C<sub>6</sub>–C<sub>15</sub> classes of hydrocarbons formed: Org.Geochemistry, v. 13, N. 4–6, p. 893–899.
83. *Forbes P.L., Ungerer P.M., Kuhfuss A.B., Riis F. and Eggeus*, 1991. Compositional modelling of petroleum generation and expulsion: trial application to a local mass balance in the Smrbuklsr Field, Haltenbanken area, Norway, AAPG bull, v. 75, N 5, pp. 873–893.
84. *Forbes P.L., Ungerer P., and Mudford B.S.*, 1992. A two-dimensional model of overpressure development and gas accumulation in Venture field, Eastern Canada. AAPG Bulletin, v. 76, n. 3, p. 318–338.
85. *Forsyth D.W. and F. Press*, 1971. Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere: J. Geophys. Res., v. 76, p. 7963–7972.
86. *Fournier M., Jolivet L., Huchon Ph, Sergeev K.F. and Oscorbin L.S.* Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening //J. geophys. Res., 1994, v. 99, N B2, p. 2701–2725.
87. *Gallagher K.*, 1995. Evolving temperature histories from apatite fission track data. Earth Planet. Sci. Letters, v. 136, p. 421–435.
88. *Galushkin Yu.I.*, 1997. Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin. Canad. J. Earth Science, v. 34, n. 7, p. 935–948.
89. *Galushkin Yu.I.*, 1997. The thermal effect of igneous intrusive bodies on maturity of organic matter – A possible mechanism of intrusion formation. Organic Geochemistry, v. 27, n. 11–12, p. 645–658.
90. *Galimov E.M.*, 1988. Sources and mechanisms of formation of gaseous hydrocarbons in sedimentary rocks. Chemical Geology, v. 71, p. 77–95.
91. *Gaveau B., Letolle R., and Monthieux M.*, 1987. Evaluation of kinetic parameters from isotopic effect during coal pyrolysis. Fuel, v. 66, n. 2, p. 228–231.
92. *Goff J.C.*, 1983. Hydrocarbon generation and migration from Jurassic source rocks in the E-Shetland basin and Viking graben of the Northern North Sea. J. geol. Soc. Lond., v. 140, p. 445–474.
93. *Gretenor P.E.*, 1981. Geothermics: using temperature in hydrocarbon exploration Education Course, Note Series, 17 Short Course, San Francisco Annual Meeting, May 1981.
94. *Green P.F., Duddly I.R., Laslett G.M., Hegarty K.A., Gleadow A.J.W. and Lovering I.F.*, 1989. Thermal annealing of fission track in apatite 4: quantitative modeling techniques and extension to geological timescales. Chemical Geology, v. 79, p. 155–182.
95. *Gummel Y., Gallagher A., Widdowson M., Hurford A.J.*, 2003. Denudation history of the continental margin of eastern peninsular India since the early Mesozoic –

modeling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 215, p. 187–201.

96. *Hirose K.*, 1997. Melting experiments in Iherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesite melts. *Geology*, v. 25, n. 1, p. 42–44.

97. *Hirschmann M.M.*, 2000. Mantle solidus. Experimental constraints and the effect of peridotite composition. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 1, 10.1029/2000GC000070.

98. *Hürth G. and D.L. Kohlstedt*, 1996. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 144, p. 93–108.

99. *Hofmeister A.*, 1999. Mantle values of thermal conductivity geotherm from phonon lifetimes. *Science*, v. 283, p. 1699–1709.

100. *Hurford A.J. and Green P.F.*, 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.*, v. 1, p. 285–317.

101. *Hutchinson I.*, 1985. The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. Roy. astron. Soc.* v. 82, p. 439–459.

102. *Hunt I.*, 1996. *Petroleum geochemistry and geology*. New York, 742 p.

103. *Ilkusk O.M.*, 1995. Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs. *Tectonophysics*, v. 244, N. 1–3, p. 175–184.

104. *Jacobs J., Breitzkreuz Ch.*, 2003. Zircon and apatite fission-track thermochronology of Late Carboniferous volcanic rocks of the NE German Basin. *Int J. Earth Science (Geolog. Rundschau)*, v. 92, p. 165–172.

105. *Kalkreuth W. and McMechan M.E.*, 1984. Regional pattern of thermal maturation as determined from coal rank studies, Rocky Mountain foothills and front ranges North of Grande Cache, Alberta - implications for petroleum exploration. *Canad. Petrol. Geol. Bull.*, v. 32, n. 3, p. 249–271.

106. *Kamen-Kaye M.*, 1970. Geology and productivity of Persian Gulf synclinalorium. *AAPG Bull.*, v. 54, p. 2371–2394.

107. *Kukkonen I.T.* Thermal aspects of groundwater circulation in bedrock and its effect on crustal geothermal modelling in Finland, the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics*, 1995, v. 244, n. 1–3, p. 119–136.

108. *Langford F.F. and Blaue-Valleron H.-M.*, 1990. Interpreting Rock Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons versus Total Organic Carbon. *AAPG Bull.*, v. 74, N. 6, p. 799–804.

109. *Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., and Gleadow A.J.W.*, 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2 A quantitative analysis. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.*, v. 65, p. 1–13.

110. *Lewan M.D., Comer J.B., Hamiltin Smith T., Haschmueller N.R., Guthrie J.M., Hatch J.R., Gautier D.L., and Frankie W.T.*, 1995. Feasibility study of material balance assessment of petroleum from the New Albany shale of the Illinois basin. *U.S. Geological Survey Bulletin*, N. 2137, Washington, p. 1–31.

111. *Lutz T.M. and Omar G.*, 1991. An inverse method of modelling thermal histories from apatite fission track data. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 104, p. 181–195.

112. *MacKenzie A.S. and McKenzie D.*, 1983. Isomerization and aromatization of hydrocarbons in sedimentary basins formed by extension. *Geol.Mag.*, v. 120, p. 417–470.

113. *Makhous M., Galushkin Yu.I. and N.V. Lopatin.* Burial history and kinetic modelling for hydrocarbon generation. Part I: The GALO Model. *AAPG Bull.* 1997, v. 81, n. 10, p. 1660–1678.

114. *Makhous M. and Galushkin Y.* Basin analysis and modeling of the burial, thermal and maturation histories in sedimentary basins. Paris, Editions TECHNIP, 2005, 380 pp.

115. *Maruyama Sh. and Seno T.* Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands//*Tectonophysics*, 1986, v. 127, p. 305–329.

116. *McKenzie D.P.*, 1967. Some remarks on heat-flow and gravity anomalies. *J. geophys. Res.*, v. 72, n. 24.

117. *McKenzie D., Bickle M.J.*, 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere *Journal of Petrology*, v. 29, N 3, p. 625–679.

118. *McKenzie D., Jackson J., Priestley K.*, 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Letters*, v. 233, p. 337–339.

119. *Midttomme K. and Roaldset E.*, 1999. Thermal conductivity of sedimentary



rocks: uncertainties in measurement and modeling. In: Aplin A.C., Fleet A.J., and Macquaker J.H.S. (eds.) *Mud and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties*. Geol.Soc. London. Special Publ., N. 158, p. 45–60.

120. *Murris R.J.*, 1981. Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat Geol. Mijnbouw., v. 60, p. 467–486.

121. *Newman R. and White N.* Rheology of the continental lithosphere inferred from sedimentary basin. *Nature*, 1997, v. 385, February, p. 621–624.

122. *Nielsen S.B., Balling N.*, 1990. Subsidence, heat flow, and hydrocarbon generation in extensional basins. *First break*. v. 8, N 1, p. 23–31.

123. *Nyblade A.A., I.S. Suleiman, R.F. Roy, R. Pursell, A.S. Suleiman, D.L. Doser, and G.R. Keller*, 1996. Terrestrial heat flow in the Sirt Basin, Libya, and the pattern of heat flow across northern Africa: *Journal of geophys. Res.*, v. 101, n. B8, p. 17,736–17,746.

124. *Osborne M.J. and R.E. Swarbrick*, 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bull.*, v. 81, n.6, p. 1023–1041.

125. *Otsuki K.*, 1989. Empirical relationship among the convergence rate of plates, rollback of trench axis and island-arc tectonics: laws of convergence rate of plates. *Tectonophysics*, v. 159, p. 73–94.

126. *Parfenov L.M. and Natalin B.A.* Mesozoic tectonic evolution of northeastern Asia//*Tectonophysics*, 1986, v. 127, p. 291–304.

127. *Peaceman, D.W. and H.H. Rachford*, 1955. The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. *Journal of Society of Industrial and Applied Mathematics* v. 3, N 1, p. 28–41.

128. *Perrier B., and J. Quiblier*, 1974. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history: methods for quantitative evaluation, *AAPG Bull.*, v. 58, N. 3, p. 507–520.

129. *Person M. and G. Garven*, 1992. Hydrologic constraints on petroleum generation within continental rift basins: theory and application to the Rhine Graben. *AAPG Bull.* v. 76, N 4, p. 468–488.

130. *Platt J.P., Kelley S.P., Carter A., Orozco M.*, 2005. Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *J. Geol. Soc.*, London, v. 162, p. 451–462.

131. *Price L.C.*, 1983. Geological time as a parameter in organic metamorphism and vitrinite reflectance as an absolute paleogeothermometer. *J. Petrol. Geology*, v. 6, N. 1, p. 5–38.

132. *Robie R.A., Hemmingway B.S., Fischer J.R.*, 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K and 1 bar ( $10^5$  Pascals) pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Survay Bulletin*, N 1452.

133. *Rozhdestvensky V.S.* Evolution of the Sakhalin fold system//*Tectonophysics*, 1986, v. 127, p. 331–339.

134. *Ruble T.M., Lewan M.D., and Philp R.P.*, 2001. New insights on the Green River petroleum system in the Uinta basin from hydrous pyrolysis experiments. *AAPG Bull.*, v. 85, N. 8, p. 1333–1571.

135. *Rybach L.*, 1996. Heat sources, heat transfer and rock types in the lower continental crust inference from Deep Drilling. *Tectonophysics*, v. 257, n. 1, p. 1–6.

136. *Sajgo Cs. and Lester J.*, 1986. A reaction kinetic approach to the temperature-time history of sedimentary basins. In: «Paleogeothermics. Lecture Notes in Earth Sciences», Buntebarth F. and Stegena I. (eds.) Springer, v. 5, p. 119–151.

137. *Schatz J.F. and Simmons G.*, 1972. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. *J. geophys. Res.*, v. 77, n. 35, p. 6966–6983.

138. *Slater J.G., and P.A.F. Christie*, 1980. Continental stretching: an explanation of the Post-Mideretaceous subsidence of the central North sea basin: *J.Geophys.Res.*, v. 85, N. B7, p. 3711–3739.

139. *Shen Ping, Shen Quixiang, Wang Xiaubin, and Xu Yongchang*, 1988. Characteristics of isotope compositions of gsiform hydrocarbon and identification of coal-type gas. *Sci. Sin. (Ser. B)*, v. 31, p. 734–747.

140. *Spiegel C., Sachsenhofer R.F., Privolov V.A., Zhykalyak M.V., Panova E.A.*, 2004. Thermotectonic evolution of the Ukrainian Donbas Foldbelt : evidence from zircon and apatite fission track data. *Tectonophysics*, v. 383, p. 193–215.

141. *Stahl W.J.*, 1977. Carbon and nitrogen isotopes in hydrocarbon research and exploration. *Chemical geology*, v. 20, N. 2, p. 121–149.

142. *Stockmal G.S., C. Beaumont, R. Boutilier*, 1986. Geodynamic models of con-

vergent margin tectonics: transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland basin development, AAPG Bull, v 70, N 2, p. 181–190.

143. *Sweeney J.J., and A.K. Burnham*, 1990. Evolution of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics: AAPG Bull. v. 74, n. 10, p. 1559–1570.

144. *Tissot, B.P. and J. Espitalie*, 1975. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique: Revue de l'Institut Français du Pétrole, v. 30, p. 743–777.

145. *Tissot, B.P. and J. Espitalie*, 1975. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique: Revue de l'Institut Français du Pétrole, v. 30, p. 743–777.

146. *Tissot B.P., R. Pelet and P. Ungerer*, 1987. Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation: AAPG Bull., v. 71, N. 12, p. 1445–1466.

147. *Ungerer, Ph.*, 1990. State of the art of research in kinetic modelling of oil formation and expulsion: Org. Geochemistry, v. 16, N. 1–3, p. 1–27.

148. *Ungerer, Ph., I. Burrus, B. Doligez, P. Chenet and F. Bessis*, 1990. Basin evolution by integrated two-dimensional modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration: AAPG Bull., v. 74, N. 3, p. 309–335.

149. *Ungerer Ph.*, 1993. Modeling of petroleum generation and migration. In: (M.L. Bordenave, ed.) Applied Petroleum Geochemistry, Technip, Paris, p. 397–442.

150. *Uysal I.T., Glikson M., Golding S.D., and Audsley F.*, 2000. The thermal history of the Bowen Basin, Queensland, Australia: vitrinite reflectance and clay mineralogy of Late Permian coal measures. Tectonophysics, v. 323, p. 105–129.

151. *Wendt A.S., Vidal O., and Chadderton I.T.*, 2002. Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite. Earth Planet. Sci. Letters, v. 201, p. 593–607.

152. *Waples D.W.*, 1980. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration AAPG Bull., v. 64, p. 916–926.

153. *Waples D.W.*, 1985. Geochemistry in petroleum exploration. N.Y., 456 p.

154. *Warren J.K., George, S.C., Hamilton P.J. and Tingate P.*, 1998. Proterozoic source rocks: sedimentology and organic characteristics of the Velkerri Formation, Northern Territory, Australia. AAPG Bull., v. 82, N. 3, p. 442–463.

155. *Welte D.H., Horsfield B. and Baker D.R.* (eds.), 1997. Petroleum and basin evolution. Springer Verlag, 536 p.

156. *Wilson I.T.*, 1965. A new class of faults and their bearing to continental drift. Nature, v. 207, p. 343–347.

157. *Wyllie, P.J.*, 1979. Magmas and volatile components: Am. Mineral, v. 64, p. 469–500.

158. *Ziegler P.A.*, 1996. Geodynamic processes governing development of rifted basins. In: Roure F., Ellouz N., Shein V.S., and Skvortsov I.I. (eds.) «Geodynamic evolution of sedimentary basins», Paris, TECHNIP, p. 19–67.

159. *Xu Y., Shankland T.J., Linhardt S., Rubie D.C., Lagenhorst F., Klasinsk K.*, 2004. Thermal diffusivity and conductivity of olivine, wadsleyite and ringwoodite to 20 GPa and 1373 K. Phys. Earth Planet. Inter., v. 143–144, p. 321–336.

160. *Yalcin M.N., Lütke R., and Sachsenhofer R.E.*, 1997. Thermal history of sedimentary basins. In: Welte D.H., Horsfield B., and Backer D.R. (Eds.), Petroleum and basin evolution. Insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling, Springer, p. 73–167.

# Оглавление

Введение .....	5
Глава 1. Типы осадочных бассейнов и геодинамическая цикличность в эволюции литосферы .....	7
Глава 2. Геодинамическая модель нефтегазообразования и нефтегазонакопления в литосфере .....	24
Глава 3. Задачи и общие принципы работы систем моделирования бассейнов .....	34
Глава 4. Уплотнение осадков, история погружения бассейна и пористость пород .....	41
4.1. Изменение пористости и уплотнение пород с глубиной .....	41
4.2. Проницаемость и пористость .....	47
4.3. Аномально высокое поровое давление .....	48
Глава 5. Изменение температурного режима пород в процессе погружения бассейна .....	54
5.1. Уравнение теплопроводности .....	54
5.2. Конвективная теплопроводность .....	55
5.3. Теплофизические параметры осадочных пород .....	56
5.4. Теплофизические параметры пород фундамента .....	62
5.5. Граничные и начальные условия .....	69
5.6. Разностная схема решения уравнения теплопроводности .....	74
Глава 6. Анализ вариаций тектонического погружения бассейна .....	79
Глава 7. Оценка зрелости органического вещества в бассейнах .....	91
7.1. Отражательная способность витринита .....	91
7.2. Температурно-временной индекс (ТВН) – первый метод численной оценки степени зрелости органического вещества .....	94
7.3. Численные методы расчета отражательной способности витринита .....	97
7.4. Дополнительные методы оценки зрелости органического вещества в бассейнах .....	102
7.5. Оценка палеотемпературной истории пород по распределениям длин следов распада ядер урана в апатите .....	108
Глава 8. Моделирование истории реализации углеводородного потенциала нефтегазоматеринских свит бассейна .....	120
8.1. Типы керогена и кинетические спектры интегральной (нефть+газ) генерации УВ .....	120
8.2. Генерация УВ в трехкомпонентной системе (нефть, газ, кокс) .....	125
8.3. Соотношение глубин генерации УВ керогеном разного типа с положением «окон» генерации нефти и газа по отражательной способности витринита .....	131
8.4. Экспериментальные методы определения параметров кинетического спектра генерации УВ .....	134
8.5. Восстановление спектра кинетических реакций по данным открытого пиролиза .....	138

Глава 9. Эмиграция жидких УВ из материнских толщ.....	144
9.1. Оценки порога первичной миграции жидких УВ и материнских свит	144
9.2. Упрощенные оценки первичной и вторичной миграции жидких УВ в материнских и несущих породах .....	151
Глава 10. Применение системы моделирования ГАЛО к оценке нефтегазогенерационных свойств осадочных пород Уренгойского месторождения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна .....	157
Глава 11. Применение системы моделирования ГАЛО к оценке нефтегазогенерационных свойств осадочных пород подсолевого комплекса северного борта Прикаспийской впадины.....	169
Глава 12. Применение системы моделирования ГАЛО к оценке изменения температуры и реализации нефтегазогенерационного потенциала в породах предполагаемых материнских свит осадочного бассейна северо-восточного шельфа Сахалина .....	182
12.1. Задачи моделирования в изучаемом районе .....	182
12.2. Тектоническая история района .....	185
12.3. Принципы и исходные данные моделирования.....	188
12.4. Изменение температуры пород осадочного чехла и фундамента в процессе погружения бассейна (результаты моделирования) .....	194
12.5. Изменение степени созревания органического вещества с глубиной и временем .....	197
12.6. Реализация углеводородного потенциала основными свитами бассейна (численные реконструкции) .....	200
12.6.1. Верхнемеловой комплекс (99,6–65,5 млн лет).....	200
12.6.2. Эоценовый комплекс (55–34 млн лет) .....	203
12.6.3. Мичигарская свита (34–28,5 млн лет).....	205
12.6.4. Даехурийская свита (28,5–25 млн лет).....	205
12.6.5. Уйнинская свита (23,8–20,5 млн лет).....	206
12.6.6. Дагинская свита (20,5–14 млн лет).....	206
12.6.7. Окобькайская свита (11–9 млн лет).....	207
12.6.8. Нижнеутовская (9–6 млн лет) и верхнеутовская (6–1,8 млн лет) свиты .....	208
12.6.9. Предполагаемые зоны аккумуляции углеводородов.....	208
12.7. Выводы .....	209
Заключение.....	210
Приложение .....	213
Список литературы.....	219

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Гаврилов Виктор Петрович  
Галушкин Юрий Иванович

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ  
(БАССЕЙНОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)**

Редактор издательства *Т.К. Рубинская*  
Технический редактор *Г.В. Лехова*  
Корректор *Е.М. Федорова*  
Компьютерная верстка *Ю.А. Титова*

Оригинал-макет издания подготовлен ООО «Издательский дом Недра»

---

Подписано в печать                      Формат 60×90 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура «Петербург». Печать  
офсетная. Печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 500 экз. Заказ

---

ISBN 978-5-8365-0359-8



9 785836 503598