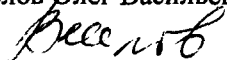


На правах рукописи

Веселов Олег Васильевич



**ГЕОТЕРМИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ
ЯПОНО-ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА**

Специальность 25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Хабаровск 2005

Работа выполнена в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН.

Научный руководитель доктор геолого-минералогических наук, профессор Гордиенко Вадим Вячеславович.

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук по специальности 25.00.10 Быков Виктор Геннадьевич;

кандидат геолого-минералогических наук Носырев Михаил Юрьевич.

Ведущая организация: Институт геофизики (ОИГГМ) СО РАН.

Защита состоится « 29 » ноября 2005 года в 12 часов на заседании диссертационного совета Д 005.012.01 при Институте тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН. Адрес: 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, 65.

факс: (4212) 22-76-84.


E-mail: itig@itig.as.khb.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИТиГ.

Автореферат разослан « 29 » ноября 2005 г.

Отзывы направлять ученому секретарю диссертационного совета.

Ученый секретарь диссертационного совета
доктор геолого-минералогических наук

 /Черкасов Р.Ф./

Общая характеристика работы

Во Введении обосновывается актуальность темы диссертации, сформированы цели и задачи исследований, раскрывается научная новизна, практическая ценность и защищаемые положения.

Актуальность работы. Тихоокеанская окраина Азии является областью современной магматической и тектонической активности, изучение геотермического режима которой дает приращение фундаментальных знаний об характере геодинамических процессов в зоне перехода от континента к океану.

Исследования различных сторон геотермического режима недр представляют значительный научный и практический интересы в связи с тем, что внутриземное тепло, передаваемое к земной поверхности кондуктивным и конвективным путями, определяет состояние, физические свойства вещества, слагающего недра планеты, обуславливает ее геологическое развитие, в частности, процессы тектогенеза и магматизма, характер геодинамических процессов и основные черты естественных геофизических полей.

Характеристики теплового поля земной коры региона являются также одним из источников необходимой информации для геологического картирования поисково-разведочных работ на углеводороды. Геотермия месторождений углеводородов становится одним из важнейших направлений теории и практики поисковых работ на нефть, газ и газовые гидраты.

Цель работы - изучить особенности распределения теплового потока (ТП), как индикатора тектономагматической активизации (ТМА) и геологической эволюции Дальневосточной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, а также представить решающее значение динамики геотемпературного режима недр при прогнозе зон оптимального нефтегазообразования и сохранения углеводородов (УВ) в седиментационных комплексах осадочно-породных бассейнов Японо-Охотоморского региона.

Для этого решались следующие задачи исследований:

- 1) выявление на основе представительного сбора и анализа геотермических данных главных закономерностей распределения ТП в российском секторе Японо-Охотоморского региона (Азиатско-Тихоокеанской активной окраины);
- 2) определение на базе математического моделирования основных взаимосвязей ТП и этапов ТМА в регионе;
- 3) выявление специфики распределения геотермических параметров (геотемпературного градиента, теплового потока и т.п.) в зонах образования и накопления УВ.

Фактический материал и методика исследований. Основой диссертационной работы является экспериментальный материал экспедиционных и лабораторных определений величин геотермических параметров, результаты математического моделирования температурного режима недр в различных модельных представлениях, имитирующих реальную геологическую обстановку.

В работе рассматриваются около тысячи определений теплового потока, значительная часть которых получена при участии автора, сотни определений теплопроводности горных пород, содержания радиоактивных элементов (U, Th, K₄₀).



Фактический материал обработан по устоявшейся методике геотермических расчётов с учётом данных о строении определённых геологических структур.

Научная новизна. Установлены общие закономерности распределения теплового потока в регионе и причины локальных особенностей его распределения. Впервые определён вклад радиогенной составляющей теплового потока в Охотоморском регионе. Построены карта и схема теплового потока основных структурных элементов Азиатско-Тихоокеанской активной окраины. Выявлена связь между значениями ТП и этапностью тектоно-магматической активизации региона. Построены температурные модели недр как по отдельным региональным профилям, так и для ряда осадочных бассейнов региона, сделаны прогнозные оценки оптимальных зон гидрато-, нефте- и газообразования в осадочной толще бассейнов Охотоморского региона.

Практическая ценность работы. Результаты исследований использованы для составления ряда геотермических карт и геотраверсов, изданных в СССР и Российской Федерации ("Геотермическая карта СССР", 1972; "Карты теплового потока и глубинных температур территории СССР", 1980; "Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы", 1987; "Геолого-геофизический атлас Тихого океана", 2002 и др.), для расчётов температур в земной коре и верхней мантии региона. Выводы автора учитываются при изучении термобарических условий в осадочных толщах ОПБ региона. Результаты исследований внедрены в производственные и научные организации (ПГО "Сахалин-геология", ОАО "Роснефть-Сахалинморнефтегаз", Институт "СахалинНИПИморнефть", ФГУП "Дальморнефтегеофизика", ГУП "Дальинформгеоцентр", ОАО "Альянс-Хабаровск").

Основные защищаемые положения.

1. Тепловой поток Японо-Охотоморского региона, складывающийся как результат суммарного взаимодействия потока из мантии, тепла радиогенных источников в земной коре и внедрившихся интрузивных масс, а также взаимодействия поверхностных факторов (нерегулярностей рельефа, временных вариаций приповерхностной температуры, гидрогеологических особенностей и др.), в основном определяется мантийной составляющей. Средняя величина ТП региона превышает подобную величину в сопредельных континентальных районах, что свидетельствует о повышенной энергетике происходящих геологических процессов в тектоносфере дальневосточных окраинных морей.
2. Дифференциация ТП дальневосточных морей и их континентального обрамления обусловлена различиями в энергетике глубинных процессов и отражает в распределении ТП степень тектоно-магматической активизации, масштаб вулканизма. Тектоно-магматическая активизация литосферы региона в неоген-четвертичное время привела к деформации континентальной коры под впадинами Японского и Охотского морей, обусловленной подходом к подошве коры частично расплавленного астеносферного диапира. Локальные аномалии ТП созданы дополнительными источниками тепла в коре.
3. Зоны оптимального формирования и накопления углеводородов в осадочных бассейнах Японо-Охотоморского региона определяются узким диапазоном значений геотемпературного градиента и теплового потока (геотермальный

градиент в низах осадочного чехла – 30–40°С/км, температуры на кровле акустического фундамента в пределах 150–180°С, приповерхностный тепловой поток – 50–60 мВт/м²).

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано свыше 35 работ, в том числе 5 монографий (в соавторстве). Основные положения работы докладывались на IX сессии научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Южно-Сахалинск, 1972), III Советско-Японском симпозиуме по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Южно-Сахалинск, 1976), Международном совещании по геодинамике западной части Тихого океана (Южно-Сахалинск, 1981), Втором Всесоюзном съезде океанологов (Ялта, 1982), 27-м Международном геологическом конгрессе (Москва, 1984), Геодинамическом симпозиуме по внутриплитовым деформациям (Техас, 1985), Второй Тихоокеанской школе по морской геологии и геофизике (Южно-Сахалинск, 1985), XV сессии Научного совета СО АН СССР "Тектоника Сибири и Дальнего Востока" (Южно-Сахалинск, 1985), Международном симпозиуме "Геодинамика глубоководных желобов Тихого океана" (Южно-Сахалинск, 1987), Международном совещании "Тепловой поток и структура литосферы" (ЧССР, Бехин, 1987), Международном симпозиуме "Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления" (Благовещенск, 1988), Международном симпозиуме "Тепловая эволюция литосферы и её связь с глубинными процессами" (Москва, 1989), Международном симпозиуме "Геолого-геофизическое картирование Тихоокеанского региона" (Южно-Сахалинск, 1989), третьей Международной конференции по морской геологии Азии "Эволюция и динамика азиатских морей" (Южная Корея, Чеджудо, 1995), Международном научном симпозиуме "Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты" (Южно-Сахалинск, 2002) и др.

Объём работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения. Она содержит 127 страниц машинописного текста, 31 рисунок (31 стр.), 15 внутритекстовых таблиц (12 стр.), список литературы из 391 наименований (25 стр.). Общий объём работы 195 страниц.

Работа выполнена в лаборатории геодинамики Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

Автор искренне благодарен д. г.-м.н. Гордиенко В.В., своему научному руководителю. За плодотворное обсуждение отдельных аспектов работы автор признателен Я.Б.Смирнову, У.И.Моисеенко, А.Д.Дучкову, И.К.Туезову, П.М.Сычёву, М.Л.Красному, О.В.Завгородней. За помощь в исследованиях, за содействие на разных этапах выполнения многих геотермических проектов, воплощённых в экспериментальных и камеральных работах, автор выражает глубокую благодарность коллективу лаборатории геодинамики, её руководителю Е.В.Кочергину, коллегам из ряда научных и производственных организаций Сахалина: В.В.Куделькину, В.И.Исаеву, Э.Г.Коблову, В.И.Пчёлкину и многим другим, оказавшим помощь в сборе фактического материала и проведении полевых и морских геотермических исследований.

Глава 1. Краткая геолого-геофизическая характеристика

Японо-Охотоморского региона

Активный вулканизм, высокая сейсмичность, интенсивные вертикальные движения, горизонтальные подвижки, дифференцированность геофизических полей являются отличительной особенностью региона исследований. Контрастность рельефа, выражающаяся в сочетании крупных возвышений в прибрежных районах континента, а также в островных дугах и глубоководных впадин окраинных морей и краевых океанических желобов, свидетельствует о современной активности процессов, происходящих в земной коре и мантии Земли региона и преобразующих их структуру.

На основе сейсмических данных охарактеризованы мощность земной коры региона, её основных геологических слоёв, представлены сведения о закономерностях динамики магматизма в Японо-Охотоморском регионе.

Глава 2. Изучение теплового потока Японо-Охотоморского региона

Дан краткий обзор существующих методов измерения температуры и тепловых свойств пород и более детально рассматриваются новые разработки в области методики и аппаратуры для геотермических исследований на суше и акваториях Дальнего Востока, описаны способы введения поправок для определения ненарушенного геотемпературного градиента.

Глава 3. Анализ значений теплового потока Японо-Охотоморского региона

3.1. Геотермическое поле Дальневосточной активной окраины

Обширный экспериментальный материал при изучении ТП на суше и акваториях Дальнего Востока в основном получен усилиями геофизиков России и Японии, начавшими геотермическое исследования с начала 60-х годов 20 века (Yasui et al., 1967; Terrestrial..., 1968; Измерения..., 1974; Савостин и др., 1974; Волкова, Веселов, 1982; Соинов, Веселов, 1975, 1979; Смирнов, Сугробов, 1979, 1980; Тепловой..., 1981; Наземные..., 1982; Методические..., 1983; Тепловые..., 1984; Веселов и др., 1986; Шевалдин и др., 1987; Смирнов и др., 1991; Тепловой поток..., 1997; Веселов, Соинов 1997; Веселов, 2000).

Степень изученности теплового потока достаточно достоверно для определения средних значений ТП в следующих областях региона: о-ва Сахалин, Хоккайдо, Японское море, Приморье, Южная Камчатка, Охотское море (средняя и южная части), Курильская дуга.

Дан краткий обзор экспериментальных определений значений коэффициента теплопроводности (КТ или λ) и статистически оценено распределение КТ по литологическим разностям в регионе. В целом были выполнены определения теплопроводности более 1000 образцов вулканогенно-осадочных, осадочных и коренных пород островов Сахалин, Монерон и Курильских, магматических пород с рудных месторождений Приморского края, морских осадков.

Имеющиеся данные позволяют оценить среднюю теплопроводность осадочного слоя большей части Сахалина величиной $1,3 \pm 0,28$, а аномальных участков

Южного Сахалина – $2,13 \pm 0,43$ Вт/м·град. Подавляющее количество исследованных магматических пород характеризуется пониженной теплопроводностью. Это принято связывать с повышенной пористостью пород вулканического происхождения. Исследование их физических свойств, выполненное в центральной лаборатории Сахалинского геологического управления, показало, что породы Курильских островов отличаются очень высокой пористостью – до 60%. Во многих образцах отмечено высокое содержание вулканического стекла, достигающее в отдельных случаях 80%. Все это может в значительной степени определить низкие значения теплопроводности исследованных пород. Осадочные и магматические породы Охотоморского региона анизотропны. В отдельных случаях анизотропия может достигать 25-30%.

Большая часть донных отложений Японского и Охотского морей относятся к группе терригенных осадков и определяются как мелкоалевритовые, алевритово-глинистые и глинистые илы. Минимальными теплопроводностями характеризуются глинистые илы. Максимальной теплопроводностью отличаются мелкоалевритовые илы.

Далее приведены средние значения ТП по районам минимальной и средней плотности сети, а затем охарактеризована акваториальная часть региона, в которой можно осуществить картирование ТП.

В Сихотэ-Алинской складчатой системе, характеризующейся сложной геологической историей, имеется не более 20 определений ТП. Среднее значение составляет, около 52 мВт/м². Предполагается рост ТП к Восточному Сихотэ-Алинию. Южная часть Приморья отличается повышенным ТП, среднее значение которого (по 22 участкам) превышает 60 мВт/м². Повышенные значения ТП приурочены к сквозным структурам растяжения, зонам сдвиговых дислокаций, обусловивших проявление позднекайнозойского магматизма основного состава (базальтовые плато Шкотовское, Шуфанское, Самаргинское, Совгаванское и др.). Обширные участки неоген-четвертичных формаций базальтов, аналогичные выше описанным и характеризующиеся повышенными и высокими значениями ТП, располагаются на западном побережье о.Хонсю, в юго-западном и северо-восточном районах о.Хоккайдо, на юге п-ва Камчатка, в Центрально-Камчатской депрессии.

Сахалин в целом характеризуется относительно равномерным и близким к среднеземному значению тепловым потоком - в пределах $46-50$ мВт/м². В западной части Центрального Сахалина, в районах проявления позднекайнозойской тектоно-магматической активизации, тепловой поток возрастает в среднем до 60 мВт/м².

На Камчатке пониженные относительно общего фона значения ТП характерны для Западно-Камчатской (63 мВт/м²), Южно-Камчатской (63 мВт/м²) складчатых областей, Корякско-Авачинской депрессии (62 мВт/м²), Охотоморской и Восточно-Камчатской зоны (57 мВт/м²). Повышенные и высокие значения ТП наблюдаются в пределах Срединного выступа (83 мВт/м²) и Центрально-Камчатского вулканического пояса (95 мВт/м²), что хорошо согласуется с установленными закономерностями изменения ТП с возрастом тектоно-магматической активности Тихоокеанской окраины России. В пределах альпийской геосинклинали Восточной Камчатки и Курильской островной дуги вне аномалий средний фоновый теп-

ловой поток составляет примерно 70 мВт/м^2 в западной части геосинклинали и быстро уменьшается на восток до 40 мВт/м^2 в районе хребта Витязя и $20\text{-}30 \text{ мВт/м}^2$ в пределах Курильско-Камчатского глубоководного желоба.

В Японском море по 340 определениям среднее значение ТП равно 93 мВт/м^2 . Вся акватория покрыта аномалиями, лишь на отдельных участках сохранился ТП, характерный для неактивизированной коры и близкий к ТП Сихотэ-Алиня. В крупных положительных аномалиях тепловой поток достигает $100\text{-}150 \text{ мВт/м}^2$ в их центральных частях. Продолжением северной положительной аномалии Япономорской впадины является положительная аномалия ТП в южной части Татарского пролива, в пределах которой тепловой поток превышает 100 мВт/м^2 (Веселов и др., 1986).

В Охотском море сделано более 270 определений ТП. Анализ распределения ТП в море в целом и в отдельных его районах выполнен в ряде работ (Смирнов, Сугробов, 1980; Тепловой..., 1981; Геолого-геофизический..., 1987; Тектоносфера..., 1992; Веселов, 2000). Общий вывод, сделанный авторами этих работ, состоит в том, что тепловое поле региона указывает на переработку гетерогенного фундамента в мелу, а для отдельных районов - в палеогене и неогене. Основной закономерностью является уменьшение ТП с увеличением возраста тектонических структур. В центральной и южной частях моря среднее значение ТП равно 85 мВт/м^2 . Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина и ТИНРО, причем в последней ТП превышает 96 мВт/м^2 . Во впадине Дерюгина среднее значение - 87 мВт/м^2 . В Южно-Охотской впадине также высокий ТП (в среднем $90 \pm 30 \text{ мВт/м}^2$). Центрально-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП ($\sim 60 \text{ мВт/м}^2$). Более активизированные и раздробленные поднятия Института Океанологии и Академии Наук выделяются повышенными значениями ТП, равными в среднем 87 мВт/м^2 . Зона аномально высокого ТП, в среднем равная 93 мВт/м^2 , вытянута вдоль северо-восточного борта впадины Дерюгина, и простирается от южной части прогиба Лебеда до поднятия Кашеваровой.

Для оценки геотермического потенциала верхнемантийных источников процессов активизации необходимо учесть вклад радиогенной энергии горных пород для пространственного размещения источников тепла в земной коре (в основном, в осадочном и "гранитно-метаморфическом" слоях) главных структур региона.

3.2. Оценка радиогенной составляющей глубинного теплового потока Японо-Охотоморского региона

В зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану исследование природной радиоактивности горных пород проведены на Камчатке (Леонова и др., 1972; Пузанков и др., 1977), Курильских островах (Чердынцев, Сенина, 1970; Леонова, Удальцова, 1975) и в Приморье (Смыслов и др., 1979). Публикации о радиоактивности горных пород о-ва Сахалин и дна Охотского моря нам неизвестны.

В представленной работе проанализированы результаты определения содержания радиоактивных элементов в 151 образце горных пород из коллекций каменного материала, собранных в Приморье и Хабаровском крае, на островах Мо-

нерон, Сахалин, в Охотском море, на Курильских островах и прилегающей части Тихого океана. Эти образцы пород отбирались из обнажений, скважин в процессе геотермических исследований, а также при драгировании и отборе колонок морских осадков. Определения содержания урана и тория выполнялись в ЦЛТЭ МГ РСФСР. При этом содержание первого элемента определялось перлювлюминесцентным методом, а второго – методом рентгено-структурного анализа. Контрольные определения содержания урана и тория для 80 образцов сделаны во ВСЕГЕИ. Содержание калия определялось в ИМГиГ методом пламенной фотометрии.

Основная масса образцов (114 шт.), отобранных из скважин региона, представлена осадочными и вулканогенно-осадочными породами – песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами, туфами, туфоалевролитами, туфопесчаниками. Интрузивные породы кислого состава представлены 15 образцами гранитов и гранодиоритов о-ва Сахалин, двумя образцами гранита с континентального склона средней части Курило-Камчатского желоба, по одному образцу гранодиорита с вала Зенкевича, континентального склона желоба и океанического шельфа о-ва Уруп. Породы среднего состава представлены шестью образцами андезитов Курильской островной дуги, четырьмя – андезито-дацитов, поднятыми на восточном борту Курильской котловины вблизи островов Кунашир, Итуруп, Симушир, Шиашкотан, и одним – андезито-дацита из Поронайской скважины (о-в Сахалин). Породы основного состава представлены семью образцами – базальтами с островов Монерон, Кунашир, андезито-базальтами из Поронайской и Вахрушевской скважин, с западного шельфа о-ва Матуа и трахидолеритом с шельфа о-ва Беринга. Осадочные и магматические породы Сахалина имеют пониженные концентрации урана и тория по сравнению с однотипными породами континентальной коры в среднем на 30%.

Средние концентрации радиоактивных элементов в образцах осадочных пород со дна Южно-Охотской впадины, островов Симушир и Кунашир и в однотипных осадках океанической коры очень близки – $(2,64 \text{ и } 2,7) \cdot 10^{-4} \% \text{ U}$, $(6,1 \text{ и } 7,0) \cdot 10^{-4} \% \text{ Th}$, 2,11 и 2,0% К соответственно. Из терригенных пород по содержанию радиоактивных элементов к ним ближе всего алевролиты из скважины Сахалина. Коренные породы южного и восточного бортов Южно-Охотской впадины представлены восемью образцами средних и основных вулканитов, в которых концентрации U, Th, K и величины отношений этих элементов понижены по сравнению с однотипными континентальными породами.

Граниты океанического склона Курильской островной дуги характеризуются низкими концентрациями радиоэлементов $(1,87 \cdot 10^{-4} \% \text{ U}$, $7,96 \cdot 10^{-4} \% \text{ Th}$ и 3,17% K). Содержание U и Th в них вдвое ниже среднего содержания их в континентальных гранитах, а K ниже примерно на 10%. Поэтому по величинам отношений радиоактивных элементов прикурильские граниты ближе к континентальным гранодиоритам, чем к гранитам. В биотитовых гранодиоритах с океанического склона дуги концентрация радиоэлементов также ниже таковой в континентальных аналогах, причем содержание калия, как и в гранитах, ниже на 10%, а урана и тория – приблизительно на 40%.

Таблица 1

Среднее содержание радиоактивных элементов и удельная генерация тепла в слоях земной коры зоны перехода от Дальневосточной части Азиатского континента к Тихому океану

Район	U,	Th,	K, %	$\rho,$	A,	U,	Th,	K, %	$\rho,$	A,	U,	Th,	K, %	$\rho,$	A,
	$10^{-4} \%$	$10^{-4} \%$	%	кг/м ³	мкВт/м ³	$10^{-4} \%$	$10^{-4} \%$	%	кг/м ³	мкВт/м ³	$10^{-4} \%$	$10^{-4} \%$	%	кг/м ³	мкВт/м ³
	Осадочный слой					Гранодиоритовый слой					Гранулито-базитовый слой				
Сихотэ-Алинь	2,2	8,6	1,8	2500	1,26	2,5	11,5	2,2	2700	1,70	0,8	2,4	0,5	2900	0,46
Северный Сахалин	2,2	8,0	2,3	2400	1,22	2,7	8,0	2,7	2700	1,54	0,7	1,4	1,0	2900	0,41
Южный Сахалин	2,1	7,0	2,3	2400	1,13	2,3	6,0	2,5	2700	1,19	0,7	1,4	1,0	2900	0,41
О-в Монерон	1,5	3,9	2,0	2450	0,79	1,1	2,4	1,1	2650	0,67	0,7	1,2	0,9	2800	0,37
Курильская котловина	1,7	3,8	1,4	2400	0,76	1,9	4,6	1,7	2660	0,97	1,1	1,9	1,0	2800	0,54
Большая Курильская дуга (южная часть)	0,8	1,6	0,6	2400	0,35	1,1	2,0	1,1	2700	0,54	0,35	0,6	0,4	2850	0,18
Большая Курильская дуга (средняя часть)	1,5	4,0	2,0	2400	0,80	1,1	1,9	1,2	2700	0,54	0,5	1,0	0,5	2850	0,27
Малая Курильская дуга	1,6	4,6	1,5	2400	0,80	1,3	3,4	1,7	2700	0,76	0,5	1,0	0,5	2850	0,27
Вал Зенкевича	2,0	2,9	1,7	2400	0,80	0,85	1,85	1,0	2700	0,45	0,2	0,4	0,2	2900	0,11

Из анализа распределения радиоактивных элементов в исследуемых образцах горных пород из различных участков охотоморского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану можно сделать ряд предварительных выводов. Отчётливо проявляется горизонтальная зональность в распределении радиоактивных элементов во всех типах пород — от осадочных до основных магматических. В направлении от материка к океану она выражается в последовательном уменьшении содержания радиоактивных элементов в породах при одновременной смене щелочных вулканических пород известково-щелочными и известковыми сериями, а также в общем уменьшении кислотности магматических и других типов пород.

Низкие концентрации тория и небольшие отличия в его содержании в средних и основных породах региона, относительно высокое содержание урана в сравнении с торием во всех разностях пород, пониженное и довольно постоянное торий-урановое отношение свидетельствуют, скорее всего, об основных характеристиках исходного вещества, генерирующего магмы. Этот вывод прежде всего относится к вулканическим породам Южно-Охотской впадины и Курильских островов.

Проведённые исследования позволяют произвести оценку удельной доли тепла, выделяемого в процессе радиоактивного распада в основных слоях коры региона. На основе данных о геохимии радиоактивных элементов, полученных нами и другими исследователями (Кравченко, 1971, 1972; Золотарёв и др., 1973; Пузанков и др., 1977; Петрологические исследования базитов..., 1978; Смыслов и др., 1979; Перчук, Фролова, 1979; Miyake et al., 1973 и др.), а также моделей строения земной коры подсчитана средняя величина удельной генерации радиогенного тепла в осадочном, "гранодиоритовом" и "гранулито-базитовом" слоях земной коры ряда участков Охотоморского региона и смежных зон (табл. 1).

Радиогенная коровая составляющая ТП Сихотэ-Алиня равна 33 мВт/м^2 . При поверхностном тепловом потоке, равном 52 мВт/м^2 , это составляет около 60%. Радиогенный тепловой поток Северного Сахалина равен $28-29 \text{ мВт/м}^2$, Южного Сахалина — $25-27 \text{ мВт/м}^2$, что для первого составляет менее 60%, а для второго — примерно 50% от поверхностного теплового потока. Ещё меньше радиогенная составляющая теплового потока, создаваемая в коре Монеронского поднятия. При мощности коры в 28 км в ней генерируется 12 мВт/м^2 , т.е. не более четверти поверхностного теплового потока, равного 51 мВт/м^2 . Кора Южно-Охотской впадины субокеаническая, мощностью около 16 км, её радиогенный поток коры составляет 11 мВт/м^2 , т.е. не более 1/3 от аналогичной составляющей теплового потока коры о-ва Сахалин и 12% от поверхностного ТП впадины. Кора среднего и южного звеньев Курильской островной дуги определяется как субконтинентальная. В целом коровая составляющая теплового потока среднего и южного звеньев Курильской дуги не превышает 10% от поверхностного теплового потока. Радиогенный коровый тепловой поток вала Зенкевича не превышает $2,5 \text{ мВт/м}^2$. Данные о генерации тепла в коре исследованного региона показывают, что кроме Сихотэ-Алиня, входящего в область мезозойской тектоно-магматической активизации и характеризующегося высокой интенсивностью радиогенного тепла в породах, роль коровой составляющей на значительной территории зоны перехода не явля-

ется определяющей. Более того, для Охотоморского региона характерен высокий подкорковый тепловой поток, составляющий в основном 75-90% от измеряемого поверхностного теплового потока (Веселов, Волкова, 1981).

Мантйный тепловой поток в изученных районах региона значительно варьирует – от 30 до 85 мВт/м² и более. Следует отметить, что резкая латеральная гетерогенность теплового поля мантии, вероятно, обусловлена конвективным переносом глубинного тепла и существованием неустойчивого во времени дополнительного источника тепла в верхней мантии.

3.3. Распределение теплового потока по структурным элементам Японо-Охотоморского региона

При анализе распределения ТП по структурным элементам использована карта структурных элементов осадочного чехла Охотского моря, представленная в первой главе данной работы. При вычислении средних значений по определенным структурным элементам с целью уточнения их границ использовались схемы мощностей осадочных комплексов Охотоморского мегабассейна, составленные сотрудниками ГУП "Трест Дальморнефтегеофизика", СахалинНИПИморнефть, а также ИМГиГ.

При районировании ТП региона использовались данные определений ТП на о-вах Сахалин, Хоккайдо, Курильских, п-ве Камчатка, материалы по термокаротажу скважин на шельфе о.Сахалин и в Магаданском прогибе, данные по определению ТП через дно глубоководной части моря, проведенные вплоть до 2002 года.

Выделим главные положения об особенностях природы теплового потока в дальневосточных окраинных морях.

1. Значения ТП и мощность кристаллической части земной коры региона связаны обратным соотношением. Зонами повышенных и высоких значений ТП характеризуются области с сокращенной толщиной кристаллической части коры, и наоборот. Прежде всего этот факт свидетельствует о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции земной коры и отчасти об её теплоизолирующем эффекте. Зонам высоких значений ТП, равных 80-100 мВт/м², в плане соответствуют области, не только имеющие сокращенную мощность кристаллической части земной коры, но характеризующиеся значительными, свыше 4 км, толщами осадочных отложений. К ним практически относятся все крупные прогибы, расположенные по обрамлению Охотоморской плиты, в частности, впадины ТИНРО, Дерюгина, Гольгинский прогиб, Южно-Охотская впадина, отдельные участки Присахалинского шельфа.

2. Основная доля ТП, фиксируемого на поверхности Земли в Охотоморском регионе, согласно моделям содержания радиоактивных элементов U, Th, K в породах земной коры, определяется верхней мантией. Для Южно-Охотской глубоководной впадины и ряда прогибов эта доля оценивается в 80-90%, для остальной части Охотского моря - 60-70%, тогда как для областей континентального обрамления мантийная доля ТП не превышает, как правило, 40%. В целом мантийные

ТП Охотоморских прогибов и обрамляющих материковых окраин различаются в 3-4 раза.

3. Локальные аномалии ТП при их поперечных размерах в первые десятки километров в основном обусловлены: а) нерегулярностью форм рельефа поверхности морского дна или "контрастной" теплопроводностью нижних слоёв осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, но при этом величина аномалии не превышает 25-30% от среднего значения для данной области; б) магматической деятельностью, тогда амплитуда ТП в 2-3 раза превышает среднее для области значение, а источники подобных аномалий располагаются на глубинах 15-20 км или менее, причём температуры в источниках дополнительного тепла близки к температурам плавления вмещающих пород.

Все эти особенности стали методической основой построения карты ТП в изолиниях с использованием схемы районирования по структурным элементам осадочного чехла Охотского моря. Был построен график зависимости средних значений теплового потока от мощности консолидированной части земной коры Охотоморского региона, при этом использованы схема мощности кристаллической части коры и характеристики структурных элементов этого региона (Бабошина и др., 1984; Терещенков, Бабошина, 1989; Харахинов, 1998; Тектоника..., 2004). Качественные оценки средних значений ТП по структурным элементам, полученные с использованием зависимости ТП от мощности кристаллической части коры, использованы для построения схемы распределения ТП в северной, практически не изученной геотермически части Охотоморского региона. Изолинии проводились по большей части в соответствии со структурными особенностями участков, для которых определено среднее значение ТП.

Итак, тепловой поток Охотоморской плиты, не затронутой кайнозойской активизацией, характеризуется средним значением 53 ± 12 мВт/м². Активизация в палеогене приводит к возрастанию среднего ТП до 63 мВт/м². Последующие циклы ТМА в неоген-четвертичное время создают еще большее возрастание ТП и массив данных разделяется при использовании стандартного отклонения 10-12 мВт/м² на несколько групп со средними 73, 83 и 97 мВт/м². Авторы ряда работ (Смирнов, Сугробов, 1980; Гордиенко, Завгородняя, 1993; и др.) считают, что в окраинных морях, в частности, Охотском, средний ТП участков с неактивизированным складчатым фундаментом эпипалеозойского возраста равен 49 ± 4 мВт/м². С этим базовым значением следует суммировать тепловые эффекты, вызванные последующими циклами ТМА. Аномалии, связанные с молодой активизацией и порой занимающие обширные площади рассматриваемых ТСЭ, имеют для дальневосточных морей, как правило, два уровня - 24 ± 2 и 33 ± 3 мВт/м². При учащении циклов ТМА наблюдаются случаи двойного и более сложения аномалий. Геологические данные по Охотскому морю позволяют утверждать, что одни зоны активизации возникли в эоцен-олигоцене (например, Байкальский, Кашеваровский, Северо-Охотские и Дерюгинские прогибы), некоторые из них продолжают существовать до настоящего времени. Другие зоны возникли сравнительно позже, с середины миоцена и моложе (отдельные Дерюгинские и ТИНРО прогибы, поднятие Полевого и др.). В целом, отмечая совпадение многих геолого-геофизических

характеристик периферийных впадин и прогибов Охотского моря (высокий ТП, сокращенная мощность кристаллического фундамента, высокие амплитуды неогеновых опусканий кровли фундамента, часто сопровождаемые некомпенсированным осадконакоплением, уменьшение глубин залегания поверхности Мохоровичича, характерное простирание морфоструктур и пр.), можно уверенно говорить о термической эрозии низов коры, подъеме изотерм под прогибами, переработке "гранитно-метаморфического" слоя и тому подобных признаков, присущих рифтогенным структурам. Аналогичные процессы происходят в тектоносфере Япономорского региона. Модели формирования высокого ТП дальневосточных окраинных морей рассмотрены в главе 4.

Глава 4. Геотермические модели глубоководных впадин Япономорского региона

4.1. Вероятная природа тепловых аномалий глубоководных впадин дна Охотского моря

На основе анализа распределения изостатических аномалий и аномалий Фая ряд авторов (Аномальные гравитационные..., 1974) предложили, что образование впадин в Охотском и Японском морях в значительной мере компенсировалось изменением положения границ раздела в коре мантии и изменением плотностей слагающего их вещества. В нашем случае уменьшение со временем мощности земной коры в термическом отношении должно приводить к возрастанию вертикальной составляющей геотермического градиента (ГТГ) и, как следствие, к возрастанию ТП на поверхности морского дна. Если в первом приближении предположить, что прогибание поверхности земной коры происходит одновременно с процессами осадконакопления и подъема границы Мохоровичича, то количественный расчёт теплового эффекта сводится к решению нестационарного уравнения теплопроводности для среды с движущимися границами (Тихонов, Самарский, 1973).

Решение уравнения теплопроводности для слоя с перемещающейся границей дает нам соотношение для градиента температуры:

$$\begin{aligned} \frac{dU}{dZ} = & \frac{1}{\sqrt{\pi at}} \left\{ C_1 \left[e^{\frac{Z^2}{4at}} + \frac{1}{2} \left(e^{\frac{(Z-l)^2}{4at}} + e^{\frac{(Z+l)^2}{4at}} \right) \right] + \frac{Z}{l} \left[C_2 \left(e^{\frac{(Z-l)^2}{4at}} - e^{\frac{(Z+2l)^2}{4at}} + e^{\frac{(Z-2l)^2}{4at}} \right) - \right. \right. \\ & \left. \left. - C_1 \left(e^{\frac{(Z-l)^2}{4at}} - e^{\frac{(Z+l)^2}{4at}} \right) \right] - C_2 \left(e^{\frac{(Z-2l)^2}{4at}} + e^{\frac{(Z+2l)^2}{4at}} \right) \right\} + \frac{1}{2l} \left\{ C_1 \left[\Phi \left(\frac{Z+l}{\sqrt{4at}} \right) - \Phi \left(\frac{Z-l}{\sqrt{4at}} \right) \right] + \right. \\ & \left. + C_2 \left[\Phi \left(\frac{Z-2l}{\sqrt{4at}} \right) - \Phi \left(\frac{Z+2l}{\sqrt{4at}} \right) \right] \right\} \end{aligned}$$

Это выражение использовалось для расчёта относительного роста градиента температуры, вызванного уменьшением мощности однородного слоя. Температуропроводность среды принята равной $5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, мощность слоя - 15 км, скорость перемещения границы задавалась соответственно 0, 1; 0, 2; 0, 3; 0, 4; 0, 6 мм/год,

амплитуда прогибания $Z = 3-8$ км, $U(0, \tau) = 0^\circ\text{C}$; $U(2l, \tau) = 1200^\circ\text{C}$; $C = C_1$; $U(l, \tau) = 600^\circ\text{C} = C_2$.

Согласно результатам моделирования предполагаемое прогибание кристаллического фундамента, соответствующее наблюдаемому ГТГ ($40-60^\circ\text{C}/\text{км}$) равно 4-6 км. Если принять, что мощность неогенового осадочного чехла составляет во впадинах ТИНРО около 5, Дерюгина – около 4, в Южно-Охотской – 3 км, то предполагаемый возраст этих осадочных бассейнов – 12, 20, 25 млн. лет соответственно. На основании закона Фурье $q = -\lambda \frac{dU}{dz}$ были вычислены плотности ТП при различных коэффициентах теплопроводности λ . Наблюдаемым ТП при коэффициентах теплопроводности от 1,5 до 2,078 Вт/(м·К) соответствуют скорости прогибания поверхностей кристаллического фундамента порядка 0,3-0,5 мм/год. Также следует вывод об увеличении ТП при сокращении длительности процесса утонения мощности коры. Согласно расчетам для наблюдаемого ТП во впадине Дерюгина наиболее оптимальными являются следующие параметры: средняя теплопроводность пород коры 1,9 Вт/(м·К), амплитуда прогибания кровли кристаллического фундамента около 8 км, скорость прогибания не более 0,4 мм/год за период около 20 млн. лет. Можно также предположить, что процесс сокращения мощности кристаллической коры во впадине ТИНРО происходил за более короткий период и с большей скоростью, чем во впадине Дерюгина и Южно-Охотской котловине. Вероятная разница в длительности этих процессов может достигать 10 млн. лет. Из представленных выше расчетов можно сделать вполне достоверный вывод, что высокий ТП окраинных морей обусловлен подъемом границы Моховичича при одновременном подъеме мантийных изотерм и прогибании кровли кристаллического фундамента. Предполагая подобный процесс как один из вероятных для объяснения аномальных областей высокого теплового потока, расположенных по обрамлению Охотоморской плиты, можно сделать вывод об интенсивном прогибании (обрушении) краёв плиты от среднего миоцена до настоящего времени, что привело к возрастанию ТП от 60-70 до 80-100 мВт/м² (Веселов и др., 1989)

Причины формирования аномально высокого ТП глубоководных прогибов земной коры дальневосточных морей рассмотрены на примере Южно-Охотской глубоководной впадины.

Считая, что основным фактором наличия высокого ТП, зон аномальной электропроводности на глубинах 30-65 и 100-120 км, существования в верхней мантии зон низкой добротности и т.п. является температура, можно предположить существование нескольких тепловых источников в верхней мантии, формирующих аномальный тепловой поток. Источники могут находиться в интервалах глубин 15-20, 30-40, 30-60, 80-100, 100-120 км. Сами источники тепла удобно представить в виде плоских тел с избыточными температурами, величина которых приводит к изменению геофизических параметров земной коры и верхней мантии, регистрируемых или моделируемых независимыми методами. Выбор избыточных температур должен ограничиваться сверху величиной температуры, приводящей к полному плавлению вещества на заданных глубинах.

Источники тепла в земной коре и верхней мантии, формирующие наблюдаемые на поверхности тепловые аномалии, в двумерном случае аппроксимировались суммой прямоугольных брусов. Тепловой эффект от такого источника, расположенного в неограниченной среде, описан Г.Карслоу и Д.Егером (1964), а в случае полуограниченной среды – Р.И.Кутасом, В.В.Гордиенко и др. (Кутас и др., 1987; Геофизическая модель..., 1985). Распределение температур, создаваемое телом остывающим в полупространстве, имеющим нулевую начальную температуру и равную нулю температуру поверхности, записывается в виде

$$T = \sum_{i=1}^n \frac{\Delta T}{4} \left[\varphi \frac{x-x_{1i}}{2\sqrt{at_i}} - \varphi \frac{x-x_{2i}}{2\sqrt{at_i}} \right] \cdot \left[\varphi \frac{z+z_{1i}}{2\sqrt{at_i}} - \varphi \frac{z+z_{2i}}{2\sqrt{at_i}} + \varphi \frac{z_{2i}-z}{2\sqrt{at_i}} - \varphi \frac{z_{1i}-z}{2\sqrt{at_i}} \right],$$

где x, z – координаты расчетной точки профиля, м; $x_{1i}, x_{2i}, z_{1i}, z_{2i}$ – координаты узлов i - того бруса, м; t_i – время внедрения образующего тепловую аномалию объекта, с; a – температуропроводность среды, м²/с; ΔT – аномальная температура источника, °С; n – количество прямоугольных брусов.

Решение представляет собой сумму тепловых эффектов от брусов, имеющих одинаковую аномальную температуру ΔT , начало действия которой от расчетного момента отделяет время t_i . Эффект от непрерывно действующего источника аппроксимировался эффектом от нескольких внедрений разогретого материала в пространство, занимаемое аномалеобразующим телом. При этом аномальная температура ΔT каждый раз рассчитывалась с учетом остаточных температур после каждого предыдущего внедрения. Конечная температура на расчетных горизонтах получалась в виде суммы температуры от последнего внедрения и остаточных температур от всех предыдущих внедрений.

Программное обеспечение решения прямой задачи геотермии локальных источников тепла разработано на ИВЦ ПГО "Сахалингеология". Расчет температурных разрезов выполнялся на ЭВМ ЕС 1060.

Были рассмотрены две модели тепловых источников, формирующих избыточный (аномальный) тепловой поток на поверхности. Первая модель: 3 источника тепла в виде плоскопараллельных слоёв с избыточной температурой 600, 400, 200°С расположены на глубинах соответственно 15-20, 30-40, 80-90 км. Вторая модель: 3 источника тепла с избыточными температурами 600, 600, 400°С на глубинах соответственно 15-20, 25-30, 80-100 км. Если соотнести указанные избыточные температуры к океанической геотерме для нормальной верхней мантии пиролитового состава (Рингвуд, 1972), то для первой модели суммарные температуры будут ниже температур солидуса пиролита на 100-200°С, а для второй – выше солидуса на 50-150°С, за исключением глубин 15-20 км, где как и для первой модели температуры будут ниже солидуса. Температуропроводность верхней мантии принята равной $8 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Сравнение двух моделей показывает, что в температурном режиме слоистость на 10-50 км исчезает через 0,8-1,0 млн. лет после включения источника. Избыточные температуры за это время понижаются в 2-3 раза. Через 5 млн. лет для первой модели практически размывается нижний аномальный слой, а сама зона разогрева расширяется от 15 до 100 км с максимальной температурой разогрева верхней мантии до 100-150°С. Аномальный тепловой поток и его изменение во времени можно представить через геотермиче-

ский градиент, вычисленный в пятикилометровом слое от поверхности. Для первой модели тепловой поток с поверхности составит 15-25 мВт/м² при теплопроводности земной коры 2,5-3 Вт/(м·К). Вторая модель соответствует температурам частичного плавления верхней мантии пиролитового состава с учётом аномальной электропроводности на глубинах 30-60 км (Тектоносфера..., 1992) и величины избыточного теплового потока на поверхности 40-60 мВт/м². Эта модель более отвечает современным геофизическим представлениям для земной коры и верхней мантии Южно-Охотской глубоководной впадины. Выполненное температурное моделирование показывает, что в рамках кондуктивного теплопереноса продолжительность жизни слоёв с частичным плавлением не превышает 1 млн. лет, а при конвективном переносе она должна существенно уменьшиться.

4.2. Модель тепловой эволюции земной коры Дальневосточных морей в кайнозое на примере впадины Улындо (Цусимской)

О характерных чертах кайнозойского магматизма в Японском море было сказано в главе первой.

Происхождение базальтового магматизма может быть связано не только с условиями плавления перидотитов (Рингвуд, 1981) низов коры и верхов мантии под влиянием термобарических условий, создаваемых кондуктивным тепловым потоком, но и с возникновением в верхней мантии примитивных ультраосновных пикритовых магм на глубинах ниже 40-50 км (Yamashita, Fujii, 1992). Последнее показано на примерах плавления в лабораторных условиях ультраосновных минералов из образцов, извлечённых при глубоководном бурении скважин 794 и 797 на дне Японского моря (ссылка та же). По этим данным температура плавления, максимальной величиной в 1400°C, достигается при давлениях 12-14 кбар, что соответствует глубинам ниже толщи континентальной коры или границы М. Не затрагивая вопроса происхождения магм, отметим только, что геохимические особенности всех типов базальтоидов позволили большинству геологов, занимающихся вопросами эволюции Японского моря, придти к выводу о развитии этих типов магматизма на коре континентального типа (Ферштатер, 1987; Съедин, 1989; Ли Дюк Нам, 1990; Pouclet, Bellon, 1992, Власов, 1994 и др.).

Гистограмма радиометрических возрастов (РМВ), приведённая в обобщающей работе японских исследователей (Constraints..., 1990) для образцов, драгированных со дна глубоководных впадин и подводных возвышенностей, отобранных в результате глубоководного бурения, доказывает, что процессы кайнозойского вулканизма в Японском море характеризуются определённой цикличностью, которая прямо соотносится с основными этапами тектоно-магматической активности (ТМА) и фазами складчатости на сопредельных территориях Дальнего Востока, Корейской полуострова и Японских островов (Геологическое развитие ..., 1968; Варнавский, 1985; Geology of Korea, 1988; Chough and Lee, 1992). Основные этапы ТМА при этом следующие: верхний эоцен и нижний олигоцен; граница олигоцена и миоцена; середина миоцена; средний и верхний миоцен; граница миоцена и плиоцена; плиоцен – плейстоцен. Последовательность циклов ТМА в принятой модели представлена следующими временными интервалами: 46-44, 40-

38, 34-32, 24-22, 16-15, 11-10, 8-6, 4-2 млн. лет. Длительность циклов ТМА 1-2 млн. лет выбрана нами из того, что основная конструктивная фаза магматизма, связанная с образованием вулканических построек, продолжается, видимо, около 0.5-2 млн. лет.

В качестве объекта моделирования выбрана Цусимская впадина, непосредственно прилегающая к континентальному склону Корейского полуострова на западе и ограниченная на севере подводным Корейским плато, с востока – островами Токто, Оки, подводными поднятиями Оки и Кита-Оки, с юга – мелководной областью, объединяющей п-ов Корея и о. Хонсю. Согласно полученным данным (Anosov et al., 1995; Глубинное..., 1996; Куцов, Ляпишев, 1997; Соинов и др., 1997) сейсмическая мощность коры в центральной части впадины оценивается 14-18 км с увеличением её до 20-28 км в районах континентального склона и южной части Корейского плато. Средняя величина теплового потока для всей впадины составляет 93 мВт/м² и 115-125 мВт/м² в её центральной части, в пределах Корейского плато поток уменьшается до 50-54 мВт/м². Положение слоя аномальной электропроводности под впадиной оценивается глубиной 30-35 км. Интерпретация сейсмических наблюдений дала возможность предположить, что впадина образовалась в результате "базификации" континентальной коры, современная граница М которой представлена магматическими интрузиями. В настоящей работе положено в основу тепловой модели представление о термической деструкции континентальной коры под воздействием подкорового магматизма. Первичная континентальная земная кора в раннем эоцене представлена в обобщённом виде: 1-й слой – осадочно-метаморфический мощностью 6 км; 2-й – гранодиоритовый мощностью 23 км. Земная кора подстилается 3-ем слоем толщиной 12 км. Для каждого слоя по разрезу заданы последовательно: плотность, теплоёмкость, теплопроводность и удельная теплогенерация (табл. 2).

Таблица 2.

Параметры модели

1-ый слой 6 км	$\rho = 2.25 \text{ г/см}^3$; $C = 895 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{K)}$; $\lambda = 2.1 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$; $A = 0.8 \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$
2-ой слой 23 км	$\rho = 2.85 \text{ г/см}^3$; $C = 900 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{K)}$; $\lambda = 2.25 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$; $A = 1.3 \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$
3-ий слой 12 км	$\rho = 3.30 \text{ г/см}^3$; $C = 1170 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{K)}$; $\lambda = 3.3 \div 4.5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$; $A = 1.3 \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^3$

Было рассчитано начальное распределение температур на основе решения стационарного уравнения теплопроводности при поверхностном тепловом потоке (ТП) величиной 54 мВт/м², величина которого соответствует мезозойским структурам Корейского полуострова, с параметрами земной коры, указанной в табл. 2. Температура на глубине 29 км при этих условиях равнялась 600°C. Затем в 3-ем слое задана последовательность температурных "вспышек" величиной 1400°C, отвечающей температурам плавления основных пород на глубине 41 км. Продолжительность каждой "вспышки" от 1 до 2 млн. лет, последовательность синхронизирована с выбранными интервалами циклов ТМА и "включена" 46 млн. лет на-

зад. Подобным образом в тепловой модели имитировался верхнемантийный тепловой источник, влияние которого отражено в геологических событиях на поверхности. Перечисленные условия легли в основу краевой задачи нестационарного уравнения теплопроводности с источниками тепла, для которой получено решение в явном виде (Модель..., 1997).

Один из вариантов численного моделирования представлен на рис. 1, на котором в верхней части изображены последовательность "вспышек" температур на нижней границе 3-его слоя (41 км) и изменение теплового потока на поверхности с раннего эоцена до настоящего времени, нижняя часть рисунка представляет характер изменения глубинных температур по разрезу модели. Из результатов моделирования видно, что согласно нашей схеме последовательности температурных "вспышек", высокое значение поверхностного ТП с величинами 92-94 мВт/м² создаётся уже в позднем олигоцене и заметно увеличивается с раннего миоцена к настоящему времени до 106 мВт/м². При этом, вследствие относительно низкой теплопроводности пород 1-го и 2-го слоёв, происходит накопление тепла в 3-ем слое, образование и сохранение в течение среднемиоцен-четвертичного периода на глубинах ниже 30 км зоны расплава пород основного и частично ультраосновного состава с температурами 1000-1100°C, а на подошве 2-го слоя температуры за кайнозойский период изменились от 500 до 1050°C, соответственно изменилась и глубина положения изотермы 500°C с 28 до 12 км. Наиболее значительные деформации изотерм, обусловленные длительностью пауз между вспышками, происходят во 2-ом и 3-ем слоях. Таким образом, заложив в нестационарную тепловую модель в качестве начального условия модель континентального типа коры в раннем эоцене и включив с этого времени модель тепловой активности верхней мантии, соответствующую циклам ТМА на поверхности земной коры, мы получили хорошее согласие с современными геофизическими наблюдениями в Цусимской впадине.

Согласно диаграмме термодинамической устойчивости основных типов метаморфических пород в ходе кайнозойской термальной эволюции Цусимской впадины с эоцена до квартера происходит смена парагенезисов в нижней части земной коры от кианитовых эклогитов до двупироксеновых гранулитов. Верхняя граница двупироксеновой фации за период от эоцена до голоцена смещается вверх на 7 км. В средней части коры – метасоматито-метаморфическое изменение от сланцевого комплекса пород к породам типа гранатовых чарнокитов. В комплексе пород зелёносланцевой фации её верхняя граница за период эволюции смещается вверх более чем на 10 км. В процессе смены геотермических режимов происходит переход от среднеградиентной кианит-эклогитовой серии (до 20 К/км) к высокоградиентной андалузит-силлиманитовой геотермальной серии (40-90 К/км) в верхней части коры. Согласно этой схеме граница между андалузитовой и силлиманитовой ассоциациями пород в настоящее время под впадиной соответствует 12-13 км. Интервалу глубин 17-18 км соответствует гиперстен-силлиманитовая граница, а также переход к гиперстен-плагиоклазовым породам. При такой интерпретации сейсмическая граница Мохоровичича (Глубинное..., 1996) под впадиной является по своей минералогической сути фазовой границей близких по химическому составу минералогических ассоциаций, что свидетельст-

вует о перемещении вверх под термальным воздействием геофизической подошвы земной коры. Андалузит-силлиманитовая граница, соответствующая глубинам 12-13 км, также имеет своё отражение в сейсмическом разрезе. Можно заключить, что с плиоцена ниже 18 км могут сохраняться породные комплексы только основного состава.

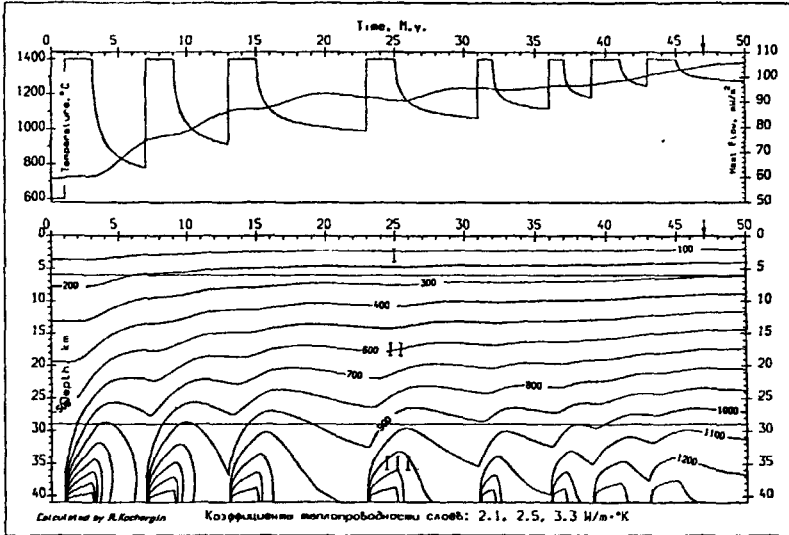


Рис 1 Модель тепловой эволюции земной коры Цусимской впадины с теплопроводностью третьего слоя, равной 3,3 Вт/(м·К).

Эволюция термического режима привела к преобразованию земной коры от континентального типа к субокеаническому. Наиболее вероятной причиной тепловой активности самой мантии является подъём теплового диапира с более глубоких её горизонтов (Ramberg, 1972; Cauthorn, 1975; Miyashiro, 1986; Гаврилов, 1994; Петрогенезис..., 1994).

Глава 5. Геотермические методы оценки перспектив нефтегазоносности недр региона

Связь между термическим режимом осадочного чехла и его нефтегазоносностью неоднократно анализировалась в ряде работ (Геолого-геофизические..., 1974; Швецов, 1974; Соколова, 1980; Родникова и др., 1981 и др.), в которых температура, геотемпературный градиент (ГТГ) и теплофизические характеристики осадочных пород отмечены как один из важнейших факторов, обуславливающих возникновение и существование залежей углеводородов. Более того, анализ теплового режима нефтегазоносных бассейнов (НГБ) в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану, выполненный Р.Д.Родниковой с соавторами (1981), показал, что максимальная плотность доказанных запасов нефти и газа на единицу площади приходится на провинции, где среднее значение ТП достигает 50-67

мВт/м², ГТГ – не более $4 \cdot 10^{-2}$ К/м. В связи с этим очевидна актуальность постановки исследований по изучению термического режима осадочного чехла окраинных морей Дальнего Востока, в первую очередь – Охотского моря.

5.1. Температуры и их градиенты в осадочном чехле

Расчёт температур по вертикальному разрезу осадочного чехла проводится на основе решения стационарного уравнения теплопроводности.

Исходными данными для расчёта являлись экспериментальные величины ТП и построенная карта распределения ТП в изолиниях, карта-схема мощностей I, II, III региональных структурно-стратиграфических комплексов и суммарной мощности осадков (Бабошина и др., 1985), а также физические параметры осадочных пород (Веселов, Волкова, 1981; Волкова и др., 1981), представленные в табл. 3.

Таблица 3.

Физические параметры осадочных комплексов дна Охотского моря.

Возраст	Литологический состав комплексов	Скорость, км/с	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Теплогенерация, 10^{-6} Вт/м ³
Неоген-четвертичный	Кремнисто-терригенный	1,8 – 2,2	1,2	$\frac{1,13}{0,75}$ *
Палеоген-раннемиоценовый	Преимущественно терригенный	3,0 – 3,5	1,8	$\frac{1,13}{0,75}$
Позднемеловой	Терригенно-карбонатный	3,8 – 4,2	1,9	$\frac{1,19}{0,7}$

*Числитель – северная часть, знаменатель – южная часть Охотского моря.

В таблице 4 дана зависимость глубины изотерм 70, 140, 220°C от величины теплового потока и теплопроводности осадочных комплексов. К районам с распределением температур от 70 до 220°C в осадочном чехле относятся северо-восточный шельф о-ва Сахалин и прилегающая к нему западная часть впадины Дерюгина, ряд областей Северо-Охотского прогиба и впадина ТИНРО, центральная часть Южно-Охотской впадины и Гольгинский прогиб. Для них интервалы глубин изотермы 70°C составляют 0,8-1,3 км при ТП равном 80-100 мВт/м², 1,4-2,2 км для ТП 50-60 мВт/м². Соответственно для изотермы 140°C расчёты дают 1,95-2,7 км при ТП 80-100 мВт/м² и 2,8-4,5 км при 50-60 мВт/м²; для изотермы 220°C при ТП 80-100 мВт/м² интервал глубин лежит в пределах 3,35-4,7 км и при 50-60 мВт/м² равен 5,2-7,9 км. В диссертации приведены термические параметры разреза осадочного чехла на основании выше приведённых расчётов для двух бассейнов: Лисянского и Охотского.

Были рассчитаны температуры на поверхности кристаллического фундамента, средние температурные градиенты по сейсмокомплексу, покрывающему его. Распределение температур на поверхности фундамента в основном прямо соответствует распределению теплового потока на поверхности осадочного чехла, но

более дифференцированно по интенсивности. Изолиниями температур 250°C выделены области в Северо-Охотском прогибе и впадине ТИНРО с минимальной глубиной фундамента 5 км. Внутри этих областей на глубинах 7-8 км возможны температуры от 350 до 400-450°C. Температуры в диапазоне 180-220°C характерны для фундамента обширных площадей Южно-Охотской впадины, Голыгинского прогиба и западной части впадины Дерюгина, в последней также выделены участки с температурой 250°C, но для глубин фундамента от 5 до 6 км.

В целом, рассматривая особенности распределения температур и их градиентов на поверхности кристаллического фундамента дна Охотского моря, можно сделать вывод, что температуры прогибов фундамента с амплитудой 4-5 км при поверхностном ТП 80-100 мВт/м² лежат в диапазоне 200-250°C и при 7-8 км достигают 400-450°C. Подобные температуры при ТП 50-60 мВт/м² и глубине 5-7 км находятся в пределах 150-180°C. Изложенная выше методика вычисления температур в осадочных отложениях была применена при построении температурных разрезов в ряде ОПБ Охотского моря, в частности, на Северо-Восточном шельфе о-ва Сахалина, в ряде прогибов Прибрежно-Материковой системы, в Южно-Татарском прогибе.

Существенную роль играет температура ($T_{\text{пф}}$) на поверхности фундамента и ГТГ в нижней части осадочного чехла ($\text{ГТГ}_{\text{пф}}$). В этой связи целесообразно условно выделить два типа теплового режима ОБ Охотского моря с параметрами: 1) высокоинтенсивный тепловой режим, характеризующийся ТП 80-100 мВт/м², $T_{\text{пф}}$ – 180-220°C, $\text{ГТГ}_{\text{пф}}$ – 30-50°C/км; 2) интенсивный тепловой режим: ТП 50-60 мВт/м², $T_{\text{пф}}$ – 150-180°C, $\text{ГТГ}_{\text{пф}}$ – 30-40°C/км. Этот режим наиболее оптимален для ОПБ с залежами углеводородов.

Таким образом, к ОБ с высокоинтенсивным тепловым режимом и мощностью кайнозойских отложений от 4 км и выше следует отнести Южно-Охотскую впадину, западную часть впадины Дерюгина, Северо-Охотский прогиб, впадину ТИНРО, Голыгинский прогиб. Соответственно к ОБ с интенсивным тепловым режимом - северо-восточный шельф Сахалина, северо-западный шельф Камчатки, отдельные структуры Северо-Охотских прогибов, Центрально-Курильский прогиб. Подобное районирование ОБ Охотского моря выполнено впервые и для каждого из ОБ термическая структура в количественной оценке носит прогнозный характер и имеет различную достоверность, что связано, в свою очередь, с различной степенью изученности теплового поля на акватории. В первую очередь это относится к характеристике Северо-Охотских прогибов, где построения основаны лишь по термокаротажу двух скважин (Веселов, Соинов, 1989; Тектоника..., 2004).

5.2. ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

В связи с истощением в обозреваемом будущем традиционных углеводородных источников энергии возрастает актуальность более точного научного прогноза и совершенствования методов поиска нетрадиционных видов минерального топлива. В последнее десятилетие особое внимание обращено на природные газы, находящиеся в верхней части земной коры в гидратном состоянии.

Таблица 4

Зависимость глубины Н (м) изотерм 70, 140 и 220 °С от величины теплового потока q (мВт/м²)

Изо- терма, °С	Тепло- провод- ность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м ²														
		40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100	110	120
		Глубина, м														
70	1.25	2180	1930	1750	1560	1390	1290	1220	1130	1045	990	935	885	835	770	690
	1.35	2250	2040	1850	1690	1490	1390	1310	1210	1120	1050	990	935	880	820	735
	1.45	2540	2250	2050	1830	1630	1520	1420	1310	1220	1145	1080	1020	965	890	815
	1.55	2740	2520	2200	2030	1790	1640	1530	1420	1310	1230	1170	1100	1060	990	895
140	1.35	4660	4230	3800	3480	3170	2980	2800	2580	2420	2260	2130	2040	1930	1770	1610
	1.45	4880	4380	3940	3590	3310	3080	2860	2690	2500	2360	2220	2115	1990	1840	1625
	1.55	5200	4710	4250	3850	3530	3220	2990	2820	2620	2460	2340	2235	2070	1910	1745
	1.65	5440	4950	4500	4040	3690	3350	3100	2900	2710	2520	2400	2390	2140	1990	1750
220	1.40	7460	6880	6190	5690	5230	4870	4610	4290	4070	3760	3550	3400	3260	2990	2725
	1.50	8200	7300	6550	5980	5500	5080	4790	4460	4140	3960	3660	3460	3390	3090	2830
	1.60	8600	7780	7210	6330	5800	5300	5000	4700	4330	4180	3790	3640	3510	3210	3160
	1.80	9200	8260	7620	6780	6100	5570	5240	4930	4580	4350	4060	3880	3710	3360	3100

Ниже приводятся в сжатом виде результаты поисков, условий формирования и распределения газовых гидратов (ГГ) в осадочной толще под дном Охотского моря, особенности их состава и ряд других проблем, связанных с существованием ГГ в осадочном чехле.

Первые признаки присутствия газовых гидратов (ГГ) в донных отложениях Охотского моря были выявлены ещё в 80-е годы при интерпретации сейсмических материалов МОВ ОГТ в ГУП "Дальморнефтегеофизика".

Анализ сейсмических разрезов дна Охотского моря позволил выявить аномально высокоамплитудные, параллельные дну отражения (BSR), в верхней части осадочного чехла на склонах Южно-Охотской впадины, прогибов Дерюгина и ТИПРО и в системе прогибов центральной части моря при его глубинах более 400-500 м. На временных разрезах положение аномалии BSR ниже поверхности дна изменяется в масштабе двойного времени пробега сейсмической волны от 0,4 до 0,8 с, в основном, от 0,5 до 0,7 с. Скоростное моделирование позволяет интерпретировать аномалии BSR как фазовую границу между гидратами и свободным газом, так как на границе прослеживается характерное для BSR изменение параметров сейсмической записи, описанное ранее в ряде работ (Seismic..., 1979; Stoll, Bryan, 1979; и др.) и наблюдаемое как инверсия скорости ниже аномального BSR. При скоростном анализе газогидратных слоёв выявляется ещё один эффект, выражающийся в инверсии полярности BSR относительно полярности отражения от дна. В отличие от газогидратных BSR параллельные дну отражения диагенетического происхождения, обусловленные переходом опала-А в опал-КТ, залегает на глубинах более чем в два раза превышающих глубины подошвы газогидратных слоёв. При этом на наблюдаемой диагенетической границе не происходит инверсии полярности отражения и отмечается существенное увеличение сейсмических скоростей (Веселов, Куделькин, 2000).

Геотермическая оценка глубины подошвы газогидратного слоя является примером комплексирования геофизических методов. Сейсморазведочные данные служат структурной основой для построения термобарических моделей гидратных BSR в Охотском море.

Давление на нижней границе слоя газовых гидратов вычисляется как сумма давления гидростатического (на глубине морского дна ρ_w) и литостатического, создаваемого весом толщ осадков мощностью Σh_i . Температура на подошве слоя газовых гидратов вычисляется по формуле

$$T_{BSR} = T_0 + \sum \frac{2q_i h_i - A_i h_i^2}{2\lambda_i}, \text{ где } T_0 - \text{температура на поверхности осадочного}$$

слоя ($^{\circ}\text{C}$), q_i – тепловой поток (мВт/м^2) на поверхности i -го слоя в толще, содержащей газы гидраты, h_i – мощность i -го слоя (м), λ_i – среднее значение коэффициента теплопроводности (КТ) осадков i -го слоя ($\text{Вт/м}\cdot\text{К}$), A_i – среднее значение удельной плотности радиогенного тепловыделения ($\mu \text{ Вт/м}^3$).

В гидратосодержащих толщах изменяются плотность (ρ) от 1,76 до 1,9 г/см^3 , теплопроводность (λ) – от 1,07 до 1,28 $\text{Вт/(м}\cdot\text{К)}$ (Stoll et al., 1971; Stoll and Bryan, 1979; Estimates..., 1982; Harrison and Curiele, 1982; Sloan, 1990; Miller et al., 1991; Methane..., 1996; Sassen and Mac Donald, 1997; Laberg et al., 1998; Оценки..., 1997;

Голубев, 1998; и др.). Эти данные были использованы нами для прогнозирования коэффициента теплопроводности и плотности осадков в газогидратосодержащих толщах Охотского моря.

Мощность каждого *i*-го слоя определяется по сейсмическим данным. Плотностная характеристика выбирается по графику зависимости плотности осадочных пород и сейсмической скорости упругих волн в них или по усреднённому графику зависимости плотности от глубины в осадочной толще. Теплопроводность каждого слоя осадочной толщи определяется из графика зависимости КТ от глубины осадочного слоя.

Расчёт термобарических условий на глубину аномалий BSR, выполненный для ряда сейсмотрасс (более 20 определений), позволил вполне убедительно показать, что подошва газогидратосодержащих слоёв в осадках Охотского моря характеризуется несколько отличными параметрами от фазовой диаграммы метанового гидрата. При сопоставимых давлениях фазовая диаграмма гидратов Охотского моря (на уровне BSR) смещена в более высокотемпературную область, и в интервале давлений 120-450 атм. температуры находятся в диапазоне 25-35°C, что свидетельствует о существенной примеси к метановому гидрату компонент, формируемых за счёт гомологов метана, диоксида углерода или сероводорода (рис.2). Сопоставление полученных результатов с данными лабораторных экспериментов по формированию гидратов из смесей метана с этаном в различных пропорциях, проведённых в работе (Maekawa, 1998), а также сравнение с оценкой полей стабильности ГГ в южной части Каспийского моря, подтверждает высказанное предположение о составе газовых гидратов над BSR в Охотском море (об их явно катагенетическом происхождении в нижней части ЗСГГ) и полигенетическом характере этих скоплений (Веселов и др., 2000).

Большая мощность гидратосодержащих толщ объясняется также тем, что гидрологическая обстановка в придонной глубоководной части моря благоприятствует созданию в приповерхностной части осадочного чехла зоны охлаждения, обусловленной очень низкими температурами (около 2°C) придонного слоя воды в Охотском море.

Не исключено, что структура газогидратного слоя Охотского моря аналогична той, которую предполагают Д.Минерт и Д.Посеванг (Mienert, Posewang, 1999; и др.) в полярных районах Атлантики, где были выделены многослойные толщи газовых гидратов, свидетельствующие, по мнению этих исследователей, о диссоциации в многоэтажной гидратосодержащей толще.

Проведена оценка зависимости зоны образования газогидратов в осадках Охотского моря от геотемпературного градиента, придонной температуры воды, глубины моря и полей стабильности газовых гидратов. Для сравнения взята типичная для океанических условий ситуация на подошве метановых гидратов (Field, Kvenvolden, 1985). Подошвы слоя газовых гидратов в осадках Охотского моря при сопоставимых глубинах воды находятся ниже морского дна на глубине примерно вдвое большей, чем BSR океанических метановых гидратов. Это свидетельствует о значительном потенциале газогидратной толщи в осадках Охотского моря (Веселов и др., 2000).

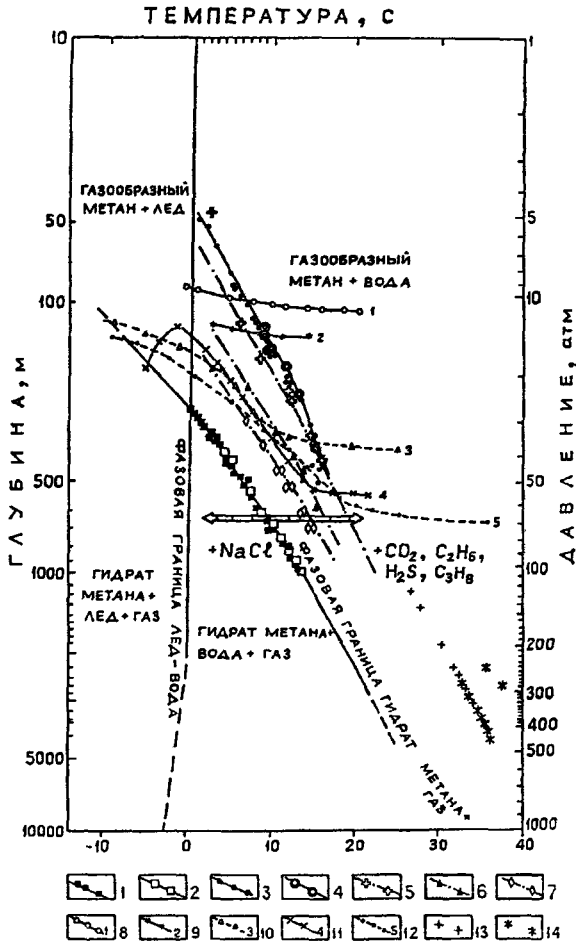


Рис. 2 Фазовые диаграммы газовых гидратов. Стрелками отмечены тенденции воздействия увеличения концентрации натрия хлорида, диоксида углерода, гомологов метана, сероводорода на фазовую границу газового гидрата. Автор О.В.Веселов. 1-2 – фазовая граница гидрата метана: 1 – по (Sloan, 1990), 2 – по (Masakawa, 1998); 3-4 – фазовая граница гидрата этана: 3 – по (Sloan, 1990), 4 – по (Masakawa, 1998), 5-7 – условия равновесия метан-этановых гидратных смесей по (Masakawa, 1998). 5 – 47,5% CH_4 + 52,5% C_2H_6 , 6 – 76,7% CH_4 + 23,3% C_2H_6 , 7 – 91,3% CH_4 + 8,7% C_2H_6 , сплошные кривые рассчитаны Т Маскава по программе CSMHYD (Sloan, 1990); 8-12 – результаты измерений равновесных температур и давлений диссоциации образцов гидратов грязевого вулкана Буздаг в южной части Каспийского моря (Газовые гидраты ..., 1992), 13-14 – оценка условий стабильности газовых гидратов в осадочной толще дна Охотского моря: 13 – во впадине Дерюгина, 14 – в Южно-Охотской впадине. Большой черный крестик – расчетные параметры формирования кристаллов гидрата пропана (Черский, Михайлов, 1990)

При оценке ресурсов метана в гидросодержащих осадках Охотского моря площадь протяженности газосодержащей зоны моря нами оценивалась в 100 тыс. км^2 , а её мощность в среднем 200 м. Согласно формуле Д.Лаберга (Laberg et al., 1998) (при коэффициенте содержания 0,1) запасы метана составляют более $2 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$.

Проблема изучения гидратоносности недр Мирового океана является актуальной и в перспективе долгосрочной (Max and Lowrie, 1996; и др.). Для Дальнего Востока она особо важна в силу обнадёживающих прогнозов огромных запасов метана на континентальных склонах и их подножиях в окраинных морях, как потенциального энергетического источника в будущем.

Заключение

Окончательные выводы сводятся к следующему:

1. Тепловой поток Японо-Охотоморского региона, складывающийся из взаимодействия потока из верхней мантии, тепла радиогенных источников в земной коре и внедрившихся интрузивных масс, в основном определяется мантийной составляющей и её средняя величина превышает в Японском и Охотском море подобную величину в сопредельных континентальных районах 2-4 раза.

2. Дифференциация ТП дальневосточных морей и их континентального обрамления обусловлена различиями в энергетике глубинных процессов и отражает степень тектономагматической активизации в распределении теплового потока. Тектономагматическая активизация тектоносферы региона в неоген-четвертичное время привела к деструкции континентальной коры под впадинами Японского и Охотского морей, обусловленной подходом к подошве коры частично расплавленного диапира. Локальные высокие аномалии ТП созданы дополнительными источниками тепла в коре.

3. Зоны оптимального формирования и накопления углеводородов в осадочных бассейнах Японо-Охотоморского региона в значительной мере определяются узким диапазоном значений геотемпературного градиента и теплового потока (геотемпературный градиент в низах осадочного чехла – $30-40 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, температуры на кровле АФ в пределах $150-180 \text{ }^\circ\text{C}$, приповерхностный тепловой поток – $50-60 \text{ мВт}/\text{м}^2$).

Полученные результаты исследований автора используются при решении ряда геолого-геофизических задач, в которых необходима информация о распределении температур в литосфере.

Основные работы, опубликованные по теме диссертации

Монографии

1. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С.Гнибиденко, Т.Г.Быкова, О.В.Веселов, В.М.Воробьёв, Ким Чун Ун, Р.З.Тараканов. -- М.: Наука, 1980. – 180 с.
2. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. – 122 с.

3. Туезов И.К., Веселов О.В., Липина Е.Н. Тепловой поток Запада Тихого океана, Востока Азии и Австралии. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. – 150 с.
4. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / В.В.Гордиенко, А.А.Андреев, С.К.Биккенина, Л.Л.Ваньян, О.В.Веселов и др. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1992. – 238 с.
5. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В.Веселов, А.Я.Ильев, В.Э.Кононов, Е.В.Кочергин, В.Н.Патрикеев и др. – Владивосток: ДВО РАН, 2004. – 160 с.

Статьи

6. Веселов О.В. Определение естественных температур горных пород и геотермического градиента, нарушенных в результате бурения, на примере скважины 1-пр. Борисовской площади (Приморье) // Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. – Южно-Сахалинск, 1970. – С. 129-137. – (Труды / СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 24. Геофиз. сборник № 2).
7. Веселов О.В., Туезов И.К. Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса // Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. – Южно-Сахалинск, 1972. – С. 171-180. – (Труды / СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 26. Геофиз. сборник № 3).
8. Измерение теплового потока в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану / О.В.Веселов, Н.А.Волкова, Г.Д.Еремин, Н.А.Козлов, В.В.Соинов // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 217, № 4. – С. 897-900.
9. Соинов В.В., Веселов О.В. Новые данные о тепловом потоке в Охотском море // Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца. – Южно-Сахалинск, 1975. – (Труды / СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 37. Геофиз. сборник № 5).
10. Верхняя мантия и её неоднородности / О.В.Веселов, Ю.А.Павлов, В.В.Соинов, Р.З.Тараканов и др. // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – Новосибирск, 1976. – С. 249-265.
11. Определение коэффициента теплопроводности образцов горных пород / О.В.Веселов, Н.А.Волкова, Г.Д.Еремин, Н.А.Козлов, В.В.Соинов // Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. – Владивосток, 1976. – С. 81-86. – (Труды / СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 42).
12. Соинов В.В., Веселов О.В. Аномалия высокого теплового потока вблизи восточного побережья Сахалина // Геофизические поля островных дуг Востока Азии. – Владивосток, 1979. – С. 75-80.
13. Geothermal Investigations carried out in the Northwestern Sector of the Pacific Mobile Belt / O.V.Veselov, N.A.Volkova, G.D.Eremin // Structure of Transition Zone. – Dordrecht, 1980. – P. 141-148.
14. Тепловой поток / О.В.Веселов, Н.А.Волкова, Г.Д.Еремин и др. // Строение дна Охотского моря. – М., 1981. – С. 98-111.

15. Веселов О.В., Волкова Н.А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. – Владивосток, 1981. – С. 51-70.
16. Волкова Н.А., Веселов О.В., Кочергин А.А. Теплопроводность горных пород Охотоморского региона // Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. – Владивосток, 1981. – С. 44-50.
17. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана / П.М.Сычев, О.В.Веселов, Н.А.Волкова, В.В.Соинов // Тихоокеанская геология. – 1982. - № 6. – С. 43-55.
18. Наземные геотермические исследования, проведенные СахКНИИ в южной части Дальнего Востока / О.В.Веселов, Н.А.Волкова, Г.Д.Еремин и др. // Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. – Владивосток, 1982. – С. 16-43.
19. Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.В. Частотный кварцевый термометр для геотермических исследований // Методические и экспериментальные основы геотермии. – М., 1983. – С.23-24.
20. Heat Flow and Geodynamics of the Transition Zone from Asia to the North Pacific / P.M.Sychev, O.V.Veselov, V.V.Soinov, N.A.Volkova // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region /Ed. by T.W.C.Hilde, S.Uyeda.-Washington, 1983.- (Geodynamics Series; Vol. 11). – P. 237-247.
21. Веселов О.В., В.В.Соинов, В.Н.Соловьёв Особенности распределения теплового поля Татарского пролива // Геологические и геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. – Владивосток, 1986. – С. 104-118.
22. Веселов О.В. Тепловой поток. Распределение теплового потока. 1: 5 000 000 // Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. – Л., 1987. – Л. 15.
23. Веселов О.В., Соинов В.В. Термическая структура осадочного чехла дна Охотского моря // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Дальнего Востока. – Владивосток, 1989. – Ч.1. С. 127-160.
24. Веселов О.В., Соинов В.В., Цвеляя З.И. О тепловом потоке и возрасте тектономагматической активизации котловин средней и северной частей Охотского моря // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. – Владивосток, 1989. – С. 81-90.
25. Sychev P.M., Soinov V.V., Veselov V.V. Heat Flow as an Indicator of the Dynamics of Deep Processes Oceaning in the Marginal Seas and Island Arcs of the North Western Pacific // terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure (Exploration of the Deep Continental Crust). – Berlin, 1991. – P.264-282.
26. Карта теплового потока территории СССР. 1:5 000 000 / Т.А.Аширов,..., О.В.Веселов, В.В.Соинов и др. // Редкол.: В.В.Гордиенко, У.И.Моисеенко. – Киев: Геопрогноз, 1992 (Геол. ин-т СССР; Ин-т геофизики АН Украины). – 4 л.
27. Тепловой поток Северо-Запада Тихого океана /В.В.Соинов, О.В.Веселов, А.В.Кочергин и др. //Геофизические поля и моделирование тектоносферы. – Южно-Сахалинск, 1997 (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т.III). – С. 14-20.

28. Модель тепловой эволюции земной коры для Южной части Японского моря в кайнозое / В.В.Соинов, О.В.Веселов, А.В.Кочергин, Б.-Ч.Сок // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. – Южно-Сахалинск, 1997 (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. III). – С. 91-101.
29. Веселов О.В., Соинов В.В. Тепловой поток Сахалина и Южных Курильских островов // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. – Южно-Сахалинск, 1997 (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого с Евразией; Т. IV). С. 153-176.
30. Веселов О.В., Куделькин В.В., Чухонцев В.И. Особенности распространения и образования газовых гидратов в Охотском море // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана: Сб. статей. – Южно-Сахалинск, 2000. Т.1 – С. 32-37.
31. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана: Сб. статей. – Южно-Сахалинск, 2000. Т.1 – С. 107-129.
-

Веселов
Олег Васильевич

Геотермия тектоносферы Японо-Охотоморского региона

Автореферат

Подписано в печать 28.10.05
Усл. печ. листов 1,8. Уч.изд. листов 1,8.
Формат 60 x 84/16. Бумага «Балет».
Тираж 100 экз. Заказ № 7422
Печать офсетная. Офсетный цех ИМГиГ
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 16



№ 20563

РНБ Русский фонд

2006-4

21106