

Актуальные проблемы

УДК 551.46

**ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА  
ОСТРОВОДУЖНОГО МАГМАТИЗМА**

**Н.И. Селиверстов**

*Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, бульвар Пийпа, 9  
т. (41522) 59405, e-mail: selni@kcs.iks.ru*

Изложены представления о глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты с учетом региональных особенностей его строения. На основе оценки глубинных температур, проведенной с учетом возраста литосферных блоков и особенностей строения осадочного чехла, показано, что северный участок Тихоокеанской плиты, расположенный напротив Ключевской группы вулканов, должен отличаться аномально высоким содержанием связанной воды. Рассмотрены возможные геодинамические следствия этого явления. В частности, показано, что аномальные геодинамические характеристики на северном участке Курило-Камчатской дуги (смещение к западу вулканического пояса, выполаживание и незначительная протяженность сейсмофокальной зоны, гигантские размеры вулканических построек и отсутствие крупных кальдер) могут быть обусловлены аномально высокой степенью гидратации северного участка Тихоокеанской плиты. Представлены основные положения гидроконвекционной гипотезы островодужного магматизма

**Введение.** Долгое время, после разработки основных положений тектоники литосферных плит, среди исследователей бытовали представления о том, что физико-химические свойства океанской литосферы, влияющие на геодинамику и магматизм островных дуг, формируются на ранних этапах её развития вблизи спрединговых хребтов. Дальнейшее же развитие океанской литосферной плиты, вплоть до её поглощения в зоне субдукции, состоит лишь в накоплении слоя осадков и постепенном наращивании мощности литосферы по мере остывания (Кеннет, 1987; Сорохтин, 1974 и др.). При этом считалось, что зоны регионального метаморфизма в океанской литосфере формируются в первые миллионы лет после её образования и охватывают, в основном, лишь верхнюю часть второго океанического слоя, сложенную пористыми базальтами. Именно с этой поверхностной зоной метаморфизма связывалось проникновение воды в зоны субдукции на глубины более 100 км и возникновение островодужного магматизма.

По-видимому, это положение должно быть в значительной степени пересмотрено. К настоящему времени опубликовано достаточно большое количество экспериментальных и теоретических работ, на основании которых можно констатировать: непосредственно перед погружением в зону субдукции литосферная плита испытывает глубокие физико-химические изменения, существенно влияющие на структуру сейсмофокальной зоны и островодужный магматизм. Эти физико-химические изменения обусловлены процессами глубинной гидратации - проникновением морской воды на большие глубины и её взаимодействием с породами верхней мантии. В данной работе сделана попытка объяснить некоторые аномальные геодинамические характеристики северного участка Курило-Камчатской островной дуги на основе представлений о глубинной гидратации океанской литосферы и данных о строении прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

## О ДВУХ ТИПАХ ВНЕШНЕГО СКЛОНА ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА И ПРОЦЕССАХ ГЛУБИННОЙ ГИДРАТАЦИИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Еще на ранних этапах изучения глубоководных желобов было подмечено, что их внешние склоны осложнены ступенями различных форм и размеров. О природе этих ступеней среди исследователей нет единого мнения. Одни из них считают эти ступени сбросами и, соответственно, рассматривают в качестве свидетельства обстановки растяжения в глубоководных желобах (Гнибиденко и др., 1980). Другие – напротив, относят эти структуры к взбросам, свидетельствующим о горизонтальном сжатии вкрест желоба (Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Зоненшайн, Савостин, 1979).

Такие различия в представлениях о природе ступеней внешнего склона желоба в значительной мере обусловлены тем, что в глубоководных желобах, в том числе и в Курило-Камчатском, объективно существуют два типа внешнего склона (рис. 1а,б).

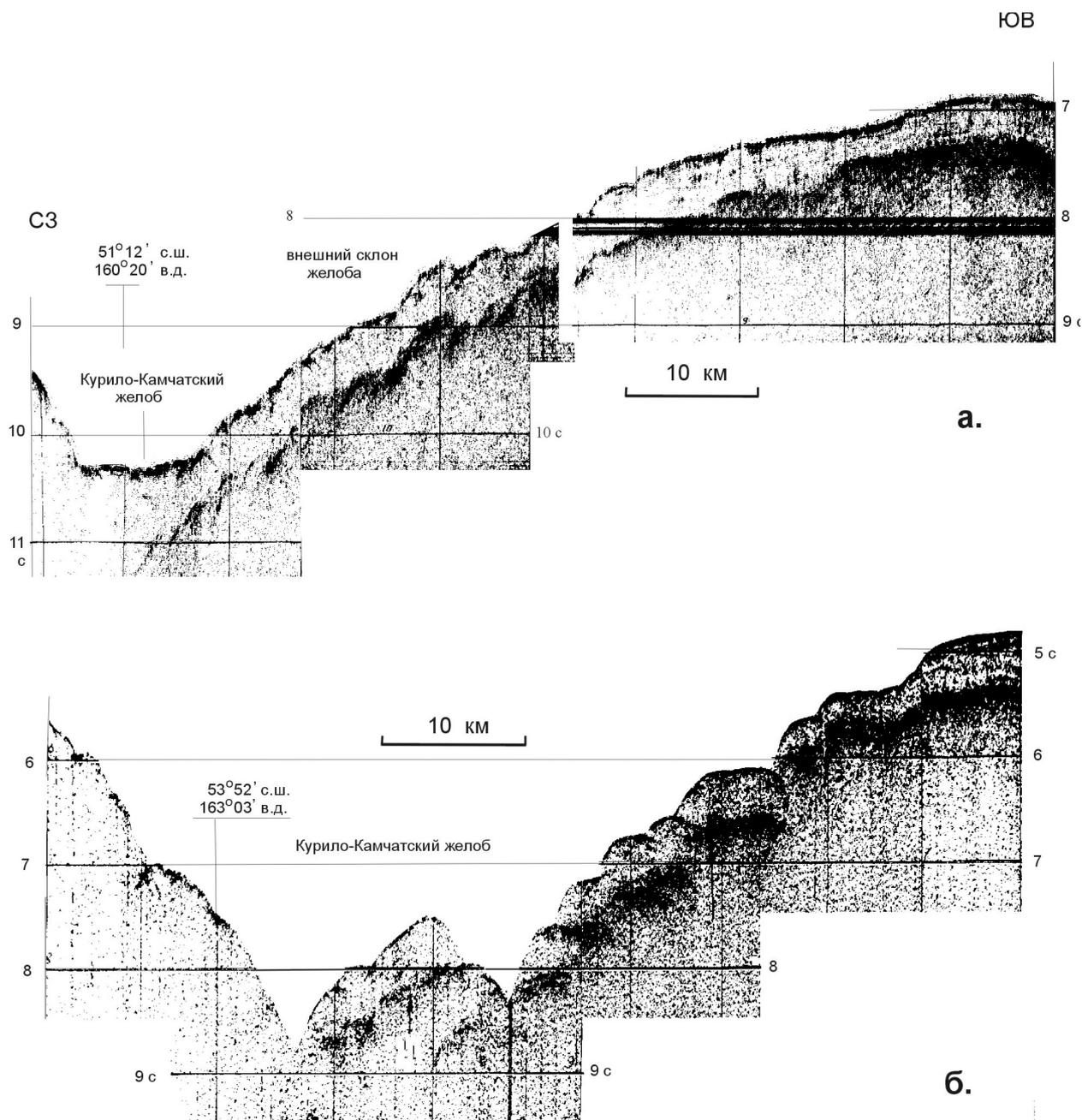
Первый тип (рис. 1а) характеризуется развитием «обратных» ступеней, обращённых уступами вверх по склону, и действительно напоминает последовательность взбросовых структур. Такой тип внешнего склона распространён на большей части Курило-Камчатского желоба.

Второй тип склона (рис. 1б) характеризуется последовательностью «нормальных» ступеней, т.е. ступеней, уступы которых обращены к желобу и напоминают систему нормальных сбросов. Такие склоны наблюдаются, как правило, лишь там, где океанская плита осложнена крупными подводными поднятиями или имеет незначительный возраст (первые десятки млн. лет). В частности, приведённый на рис. 1б сейсмоакустический разрез, пересекает Курило-Камчатский желоб в месте его сочленения с западным склоном возвышенности Обручева. Участки глубоководного желоба с «нормальными» ступенями внешнего склона характеризуются заметным уменьшением глубины в осевой части желоба и увеличением крутизны внешнего склона. Такие морфологические признаки, судя по результатам моделирования упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и сейсмологическим данным (Bodine, Watts, 1979), относятся к явным признакам значительного по величине горизонтального сжатия вкрест желоба,

что противоречит представлениям о сбросовой природе «нормальных» ступеней.

Автор придерживается несколько иной точки зрения на природу ступеней внешнего склона желоба (Селиверстов, 1998). Как «обратные», так и «нормальные» ступени связываются с глубокими раздвигами, которые развиваются еще в пределах краевого океанического вала вследствие изгиба литосферной плиты (рис. 2а,б). На склоне желоба эти раздвиги получают морфологическую выраженность в виде «обратных» или «нормальных» ступеней вследствие изгиба литосферных призматических блоков под действием собственного веса (рис. 2а), или под действием сил, препятствующих поддвигу (рис. 2б), отражая, соответственно, геодинамические условия относительного растяжения или сжатия вкрест желоба. Таким образом, морфология ступеней действительно отражает обстановки относительного сжатия или растяжения вкрест желоба, но «с точностью до наоборот», т.е. там, где на сейсмических разрезах видны морфологические признаки сбросовых структур, ожидается значительное по величине горизонтальное сжатие вкрест желоба, а последовательности ступеней, напоминающих взбросовые структуры, скорее всего, свидетельствуют об отсутствии такого сжатия.

Представления о формировании глубоких раздвигов в пределах краевого океанического вала и на внешнем склоне желоба сложились достаточно давно на основе теоретических моделей упруго-пластичного изгиба литосферной плиты и данных о механизмах землетрясений (McNutt, 1980). Позднее было осознано значение этого процесса в глубоких метаморфических изменениях океанской литосферы. На основе петрологических моделей верхней мантии (Рингвуд, 1981) и экспериментальных данных по разрушению горных пород в условиях высоких давлений и температур (Николаевский, 1979, 1987; Шаров, Гречишников, 1982), была предложена концепция глубинной гидратации океанской литосферы в пределах краевого вала и внешнего склона глубоководного желоба (Каракин и др., 1982; Лобковский и др., 1986). Эта концепция в значительной мере основывалась на более ранних представлениях Г. Хесса о формировании 3-го слоя земной коры в районах срединно-океанических хребтов вследствие серпентинизации перидотитов (Hess, 1962) и О.Г. Сорохтина о наращивании океанской коры за счет формирования серпентинитового слоя (Сорохтин, 1974). Суть



**Рис. 1.** Два типа внешнего склона Курило-Камчатского желоба по сейсмоакустическим данным. Иллюстрация «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона желоба. Разрезы получены во 2-м (б) и 14-м (а) рейсах НИС «Вулканолог». Положение разрезов (а) и (б) показано на рис.3 (профили 1 и 2, соответственно).

концепции глубинной гидратации состоит в следующем.

Перед вхождением в зону субдукции литосферная плита изгибается. При этом верхняя часть плиты испытывает растяжение. В результате, в самой верхней части литосферы (первые 8-10 км) образуются магистральные разрывы (раздвиги), которые на более значительных глубинах сменяются сначала зонами трещиноватости, а затем (до глубин 30-35 км) – зонами раскрытия

пор. Вследствие этого, верхний слой литосферы становится водопроницаемым, и в нём активно протекают процессы регионального метаморфизма. При взаимодействии морской воды с горячими ультраосновными породами верхней мантии образуется широкий спектр вторичных водосодержащих минералов: серпентины, тальк, хлориты, амфиболы и др. Таким образом, непосредственно перед вхождением в зону субдукции океанская литосферная плита

«засасывает» изрядное количество морской воды, значительную часть которой увлекает в связанном виде под нависающую литосферную плиту. По мере погружения и нагрева водосодержащие минералы в зонах глубинной гидратации разлагаются и выделяют водный флюид, который, в соответствии с существующими представлениями (Кеннет, 1978; Сорохтин, 1974 и др.), является важнейшим фактором развития островодужного магматизма.

Среди фактических данных, подтверждающих реальность процесса глубинной гидратации океанской литосферы вблизи островных дуг, в частности – Курило-Камчатской, в первую очередь следует упомянуть «двойные» сейсмофокальные зоны. Структура этих зон находит убедительное объяснение в рамках обсуждаемой концепции (Каракин и др., 1982).

Существуют и другие подтверждения. Так, по мере совершенствования методики сейсмических исследований, в океанской литосфере, вблизи островных дуг и трансформных разломов, всё чаще стали обнаруживать сейсмические границы, расположенные глубже границы Мохоровичича, на глубинах от 15-20 до 30-35, иногда до 40 км (Зверев., Капустин, 1982; Report, 1990). Судя по глубине залегания и структурному положению, эти границы вполне могут быть приурочены к зонам регионального метаморфизма океанской литосферы и, вероятнее всего, обусловлены изменением физических свойств горных пород в кровле и подошве зон глубинной гидратации литосферы.

В работах последних лет, посвящённых расчётам плотностных моделей островных дуг по гравиметрическим и сейсмическим данным, в частности – по Курильской дуге, отмечается, что для сходимости расчетных и наблюденных полей необходимо принимать латеральную плотностную неоднородность океанской литосферы, точнее – допускать некоторое разуплотнение литосферной плиты в районе внешнего склона желоба (Косыгин, 1991; Косыгин, Сеначин, 1995). С учётом представлений о глубинной гидратации, эти результаты становятся вполне понятны. Действительно, процессы глубинной гидратации сопровождаются образованием метаморфических комплексов (серпентинитов и др. пород), заметно уступающих по плотности перидотитам, что должно приводить к соответствующему разуплотнению погружающейся литосферной плиты.

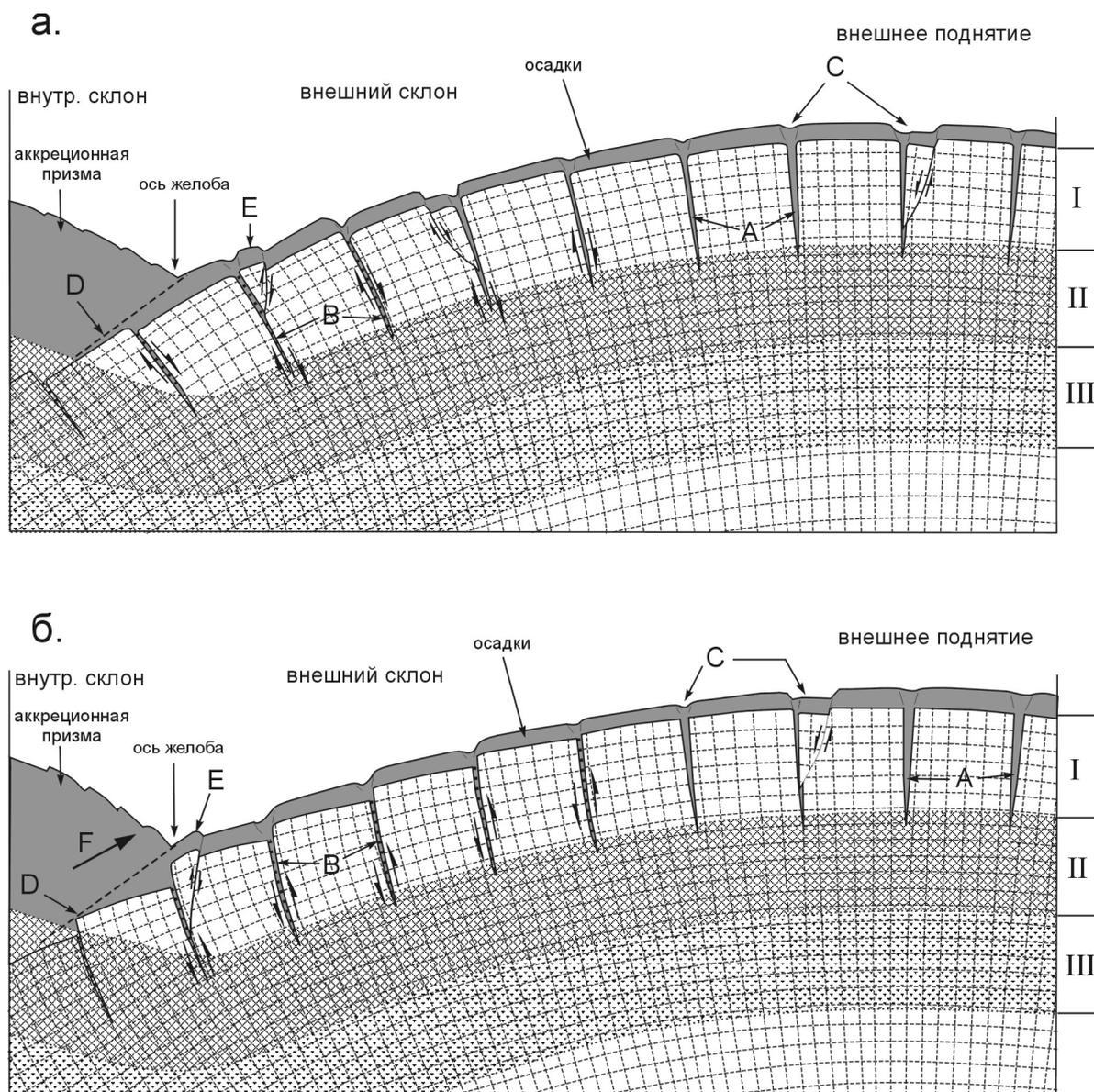
В связи с обсуждаемой концепцией, хотелось бы затронуть и проблему изотопов бериллия -  $^{10}\text{Be}$ . Эти изотопы, отличающиеся малыми периодами

полураспада (около 1.5 млн. лет), образуются при взаимодействии космических лучей с атмосферными газами. Затем, вместе с метеорными водами, они поступают в океаны, где адсорбируются на тонкодисперсных частицах, т.е. в итоге концентрируются в верхних десятках метров слоя неконсолидированных пелагических осадков (Цветков и др., 1991). Повышенное содержание изотопов  $^{10}\text{Be}$  в островодужных вулканических породах свидетельствует об участии в процессе магмообразования вещества молодых неконсолидированных осадков. Однако, до настоящего времени не предложено удовлетворительного механизма, объясняющего транспортировку неконсолидированных осадков на столь большие глубины. Попытки привлечь для этого модель «затаскивания» слоя осадков, лежащих на поверхности плиты (Лобковский, 1988), представляются малоубедительными, во всяком случае, в отношении неконсолидированных осадков. С привлечением обсуждаемой концепции глубинной гидратации, такой механизм достаточно очевиден. Действительно, возникающие при изгибе литосферы раздвиги, судя по их морфологической выраженности, достигают поверхности дна и вместе с водой «засасывают» молодые неконсолидированные осадки (рис. 2). Попадая в глубь литосферы, осадки включаются в состав метаморфических комплексов. В процессе последующей дегидратации литосферной плиты, метаморфизованные осадки, обогащённые изотопами  $^{10}\text{Be}$ , растворяются в водном флюиде, в составе которого и участвуют в магматическом процессе.

### **РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОЙ ГИДРАТАЦИИ ПРИКАМЧАТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ**

Известно, что проявления современных геодинамических процессов на различных участках Курило-Камчатской островной дуги, в том числе и на Камчатке, несколько различаются. Особенно ярко эта продольная зональность выражена на северном участке дуги (севернее структуры Кроноцкого п-ова). В отличие от более южных, этот участок дуги характеризуется значительно большей удалённостью (на 40-50 км) зоны современного вулканизма от глубоководного желоба, меньшим наклоном и незначительной протяжённостью сейсмофокальной зоны, резким смещением на запад от осевой части желоба в

## ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА



**Рис. 2.** Принципиальная схема формирования «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона глубоководного желоба. Буквенные обозначения: А - раздвиги внешнего поднятия с осадочным заполнением; В - меланж; С - зоны проседания над раздвигами и грабенами; Е - взбросовые поднятия; D - поверхность срыва; F - сила сопротивления погружающейся литосферной плите. В правой части рисунка римскими цифрами обозначены зоны разрушения литосферы: I - зона магистральных разрывов, II - зона трещиноватости, III - зона раскрытия пор.

область континентального склона гравитационного минимума (в редукции Фая). Характер вулканических проявлений на северном участке дуги также заметно отличается. Здесь отсутствуют гигантские кальдеры, но распространены вулканы-гиганты с максимальными абсолютными отметками, отличающиеся исключительно высокой активностью.

Наличие под Камчаткой «двойной» сейсмофокальной зоны (Федотов и др., 1985) свидетельствует о том, что глубинная гидратация океанской

литосферы, по-видимому, заметно влияет на геодинамические процессы, контролирующие сейсмичность и вулканизм Курило-Камчатской островной дуги. В рамках концепции глубинной гидратации, с учетом региональных особенностей строения прикамчатского сектора Тихоокеанской литосферной плиты, представляется возможным объяснить и некоторые другие важные черты современного вулканизма и сейсмичности Камчатки.

Геодинамика зоны субдукции в значительной мере зависит от плотности погружающейся

океанской литосферной плиты, которая, в свою очередь, определяется тремя важнейшими факторами: распределением глубинных температур, масштабами регионального метаморфизма и внутриплитового вулканизма. Для прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты первостепенное значение имеют два первых фактора.

Корректно рассчитать величину разуплотнения литосферной плиты, происходящего вследствие развития дислокаций, метаморфизма и перераспределения масс при её изгибе, в настоящее время не представляется возможным из-за недостатка достоверных данных как о реальных процессах разрушения, метаморфизма и деформаций, происходящих при изгибе литосферной плиты с учетом её реологических свойств, так и о геометрических параметрах самой литосферной флексуры. Здесь пока уместны лишь весьма упрощённые оценки, не претендующие на исчерпывающие и бесспорные, но полезные для представлений о возможном порядке величин.

На основании имеющихся к настоящему времени данных можно полагать, что прикамчатский сектор Тихоокеанской плиты существенно неоднороден. В его пределах можно выделить два участка или литосферных блока (северный и южный), разделённых продолжением Императорского разлома и значительно различающихся по возрасту (Селивёрстов, 1998). Судя по расположению идентифицированных линейных магнитных аномалий и данным глубоководного бурения, северный участок, расположенный напротив Камчатского залива, имеет возраст около 70 млн. лет, а расположенный к югу от него – на 20-25 млн. лет древнее (рис. 3). В соответствие с экспериментальной зависимостью, связывающей мощность океанской литосферы с её возрастом (Ботт, 1974), мощность Тихоокеанской литосферной плиты напротив Камчатского залива должна составлять около 70 км, а напротив Кроноцкого и Авачинского заливов – примерно на 10 км больше, т.е. около 80 км.

Ещё одно важное отличие северного участка плиты – повышенная мощность осадочного чехла (осадочное тело Мейджи), достигающая 1.5-2 км. Низкая теплопроводность осадков и длительность формирования этого осадочного тела должны были оказать заметное влияние на распределение глубинных температур и, соответственно, на положение зон регионального метаморфизма в пределах северного литосферного блока.

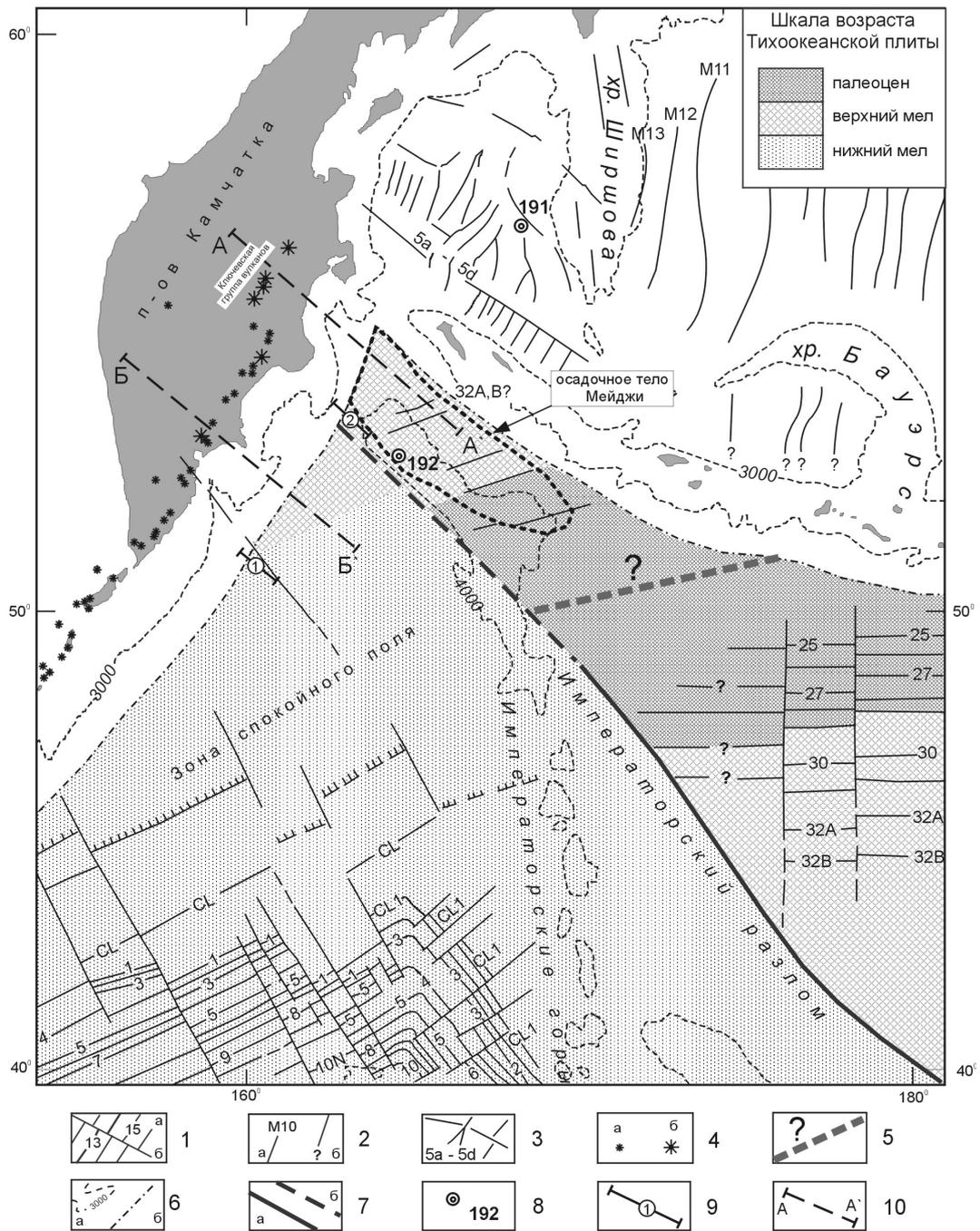
На рис. 4а представлены диаграммы кондуктивных глубинных температур для южного

(график 1) и северного (графики 2 и 3) литосферных блоков, рассчитанные без учёта (график 3) и с учетом (график 2) теплоизолирующих свойств осадочного тела Мейджи для случая установившегося теплового потока. Приведённые диаграммы показывают, что только за счет меньшей мощности литосферы и, главным образом, за счет «теплоизолирующих» свойств осадочного тела Мейджи, северный литосферный блок в предельном случае может быть прогрет примерно на 100-120°C сильнее южного. Нам пока неизвестны длительность формирования осадочного тела Мейджи и, соответственно, степень приближения глубинных температур к условиям теплового равновесия. Если принять, что основной объём этого осадочного тела был отложен в верхнем миоцене – нижнем плиоцене (McNutt, 1980), то реальное распределение глубинных температур будет, по-видимому, ближе к графику 2, чем к графику 3, особенно в верхней части разреза, которая и представляет основной интерес для оценки масштабов регионального метаморфизма.

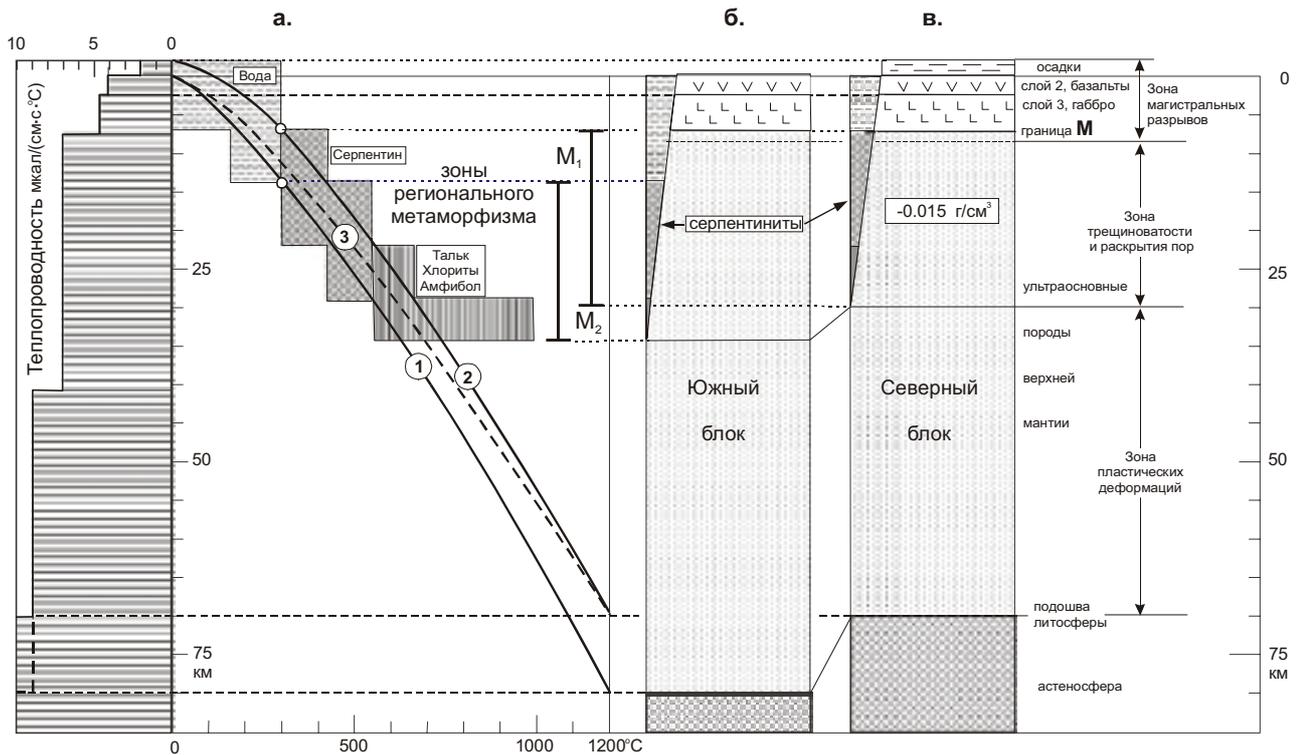
Для пород верхней мантии и нижней части коры средний коэффициент теплового объёмного расширения принимается равным линейному и оценивается величиной  $3 \cdot 10^{-5} (^\circ\text{C})^{-1}$  (Ботт, 1974). С учетом этой величины и полученной разности температур литосферных блоков, разница в их плотности составит 0.010-0.012 г/см<sup>3</sup>.

Судя по морфологическим данным, величина изгиба литосферной плиты на внешнем склоне желоба достигает 4 – 5°, причем зона деформаций охватывает участок плиты шириной порядка 100 км. Если принять среднюю мощность литосферы 75 км и допустить, что область нулевых деформаций при изгибе находится вблизи «средней линии» литосферной плиты, а растяжение в «хрупкой» её части полностью компенсируется раскрытием трещин и пор, суммарная ширина которых уменьшается вниз по линейному закону, можно подсчитать, что ширина дислокаций, возникающих на поверхности такого флексурного изгиба, составит в сумме около 3 км, а их объём (на каждый километр по простиранию дуги) – 50 км<sup>3</sup>, что приблизительно соответствует 0.7% объёма литосферной флексуры. При заполнении трещин и пор водой средняя плотность литосферы в области изгиба должна уменьшиться на 0.016 г/см<sup>3</sup>. Эта величина характеризует лишь отрицательную часть изменения плотности литосферной плиты, обусловленную растяжением верхней её части при изгибе, и не учитывает

# ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА



**Рис. 3.** Основные морфострук-туры, линейные магнитные аномалии и вероятный возраст прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. 1 - оси идентифицированных магнитных аномалий (а) и линии их трансформного смещения (б) в соответствии с работой (Hilde et. all., 1976), с уточнениями в соответствии с работой (Sharman, Risch, 1988); 2 - оси идентифицированных магнитных аномалий Алеутской котловины (а) и линейных магнитных аномалий котловины Бауэрс (б) Берингова моря в соответствии с работой (Cooper et all., 1987); 3 - оси положительных линейных магнитных аномалий Командорской котловины и возв. Обручева (Селиверстов, 1998); 4 - современные вулканы высотой менее (а) и более (б) 3000 м; 5 - предполагаемое положение палеограницы между плитами Тихоокеанской и Кулу (в верхнем палеоцене - нижнем эоцене); 6 - изобаты (а) и оси глубоководных желобов (б); 7 - Императорский разлом (а) и его вероятное продолжение (б); 8 - скважины глубоководного бурения, достигшие фундамента (Initial Reports..., 1973); 9 - сейсмоакустические профили (рис. 1 а, б); 10 - положение глубинных разрезов, представленных на рис. 5 а, б. В правом верхнем углу - шкала возраста прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.



**Рис. 4.** Схема глубинных температур и зон регионального метаморфизма прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. **а** - диаграммы глубинных температур и областей образования водосодержащих минералов в южном (1) и северном (2,3) литосферных блоках с учетом (2) и без учета (3) теплоизолирующих свойств осадочного чехла; в левой части рисунка - принятая при расчете глубинных температур теплопроводность пород, в соответствии с работами (Галушкин и др., 1986; Смирнов, Сугробов, 1980); **б, в** - сравнительные характеристики глубинного строения и расположения зон регионального метаморфизма в южном (б) и северном (в) литосферных блоках прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

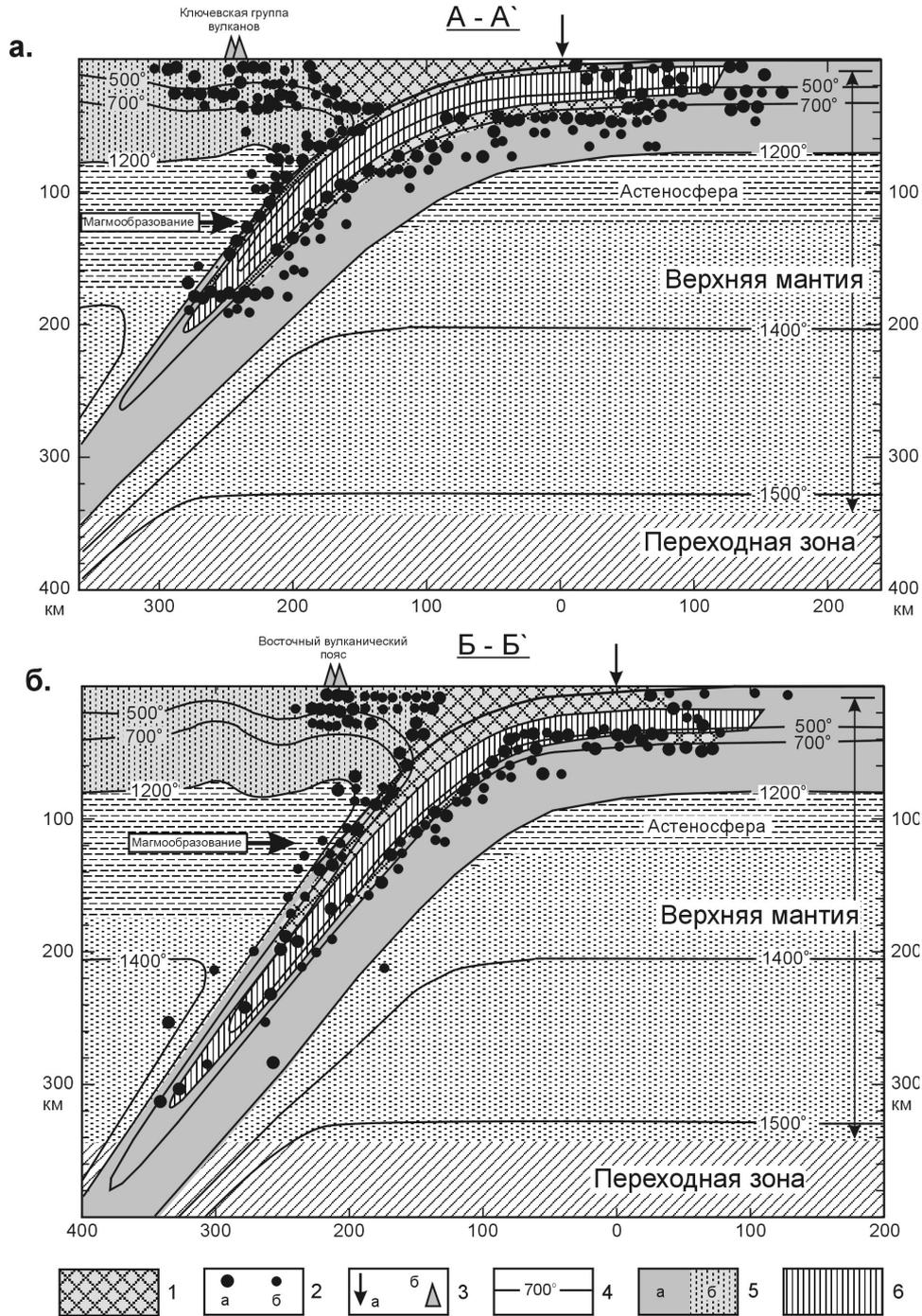
возможное увеличение плотности в нижней части плиты, вследствие её сжатия. В дальнейшем предполагается, что для северного и южного блоков прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты упомянутое увеличение плотности в нижней части литосферы примерно одинаково.

Проникая в зону серпентинизации, глубже изотермы  $300^{\circ}\text{C}$ , вода взаимодействует с ультраосновными породами верхней мантии и полностью связывается в метаморфических комплексах, которыми, вероятно, заполняются возникшие трещины и поры и частично замещаются ультраосновные породы в окрестностях дислокаций. Выше этой изотермы вода остаётся в свободном состоянии и постепенно отжимается, по мере погружения литосферной плиты под континентальный склон и увеличения статического давления. Серпентин и другие водосодержащие минералы малочувствительны к увеличению давления и разлагаются лишь под действием высоких температур, удерживая воду

в погружающейся плите до глубин более 100 км (Велинский, Банников, 1986). Таким образом, разуплотнённая литосферная плита, приобретённая в пределах краевого вала и внешнего склона желоба, в значительной мере исчезает под внутренним склоном, и на глубинах более 35-40 км определяется, в основном, лишь зонами регионального метаморфизма, в первую очередь – зонами серпентинизации, содержащими максимальное количество связанной воды (до 15 объёмн.% серпентина).

Положение зон регионального метаморфизма определяется распределением глубинных температур (рис. 4). В северном литосферном блоке, с учетом его более высокой температуры, верхняя граница зоны серпентинизации находится, вероятно, в непосредственной близости от границы Мохоровичича, а в южном - на глубине 14-15 км, т.е. заметно (на 6-7 км) глубже. Размер трещин и пор, в конечном счете, накладывает ограничение на степень метаморфизма и, соответственно, на

ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА



**Рис. 5.** Схема строения камчат-ской зоны субдукции севернее (а) и южнее (б) структуры Кроноц-кого п-ова. 1-3 - элементы сейс-мофокальной зоны в соответ-ствии с работой (Федотов и др., 1985): 1 - сейсмофокальная зона, 2 - землетрясения  $K > 9.5$  (а) и  $9.5 > K > 7.5$  (б); 3 - положение глубоководного желоба (а) и вулканов (б); 4 - изотермы; 5 - океанический (а) и островодуж-ный (б) литосферные блоки; 6 - зона серпентинизации океанской литосферной плиты. Положение разрезов приведено на рис. 3.

количество связанной в метаморфических комплексах воды и степень разуплотнения литосферной плиты. В северном литосферном блоке, по сравнению с южным, зона серпентинизации смещена вверх, в сторону

максимальной ширины дислокаций, что соответствует относительному увеличению суммарного объёма метаморфизованных пород и адекватному увеличению содержания связанной воды. С учетом принятых выше допущений,

величина остаточного («метаморфического») разуплотнения литосферы (после отжима свободной воды и закрытия пор) для северного блока литосферной плиты оценивается величиной порядка 0.010, а в южном – около 0.005 г/см<sup>3</sup>. Соответственно, содержание воды, связанной в глубинных метаморфических комплексах, в северном литосферном блоке примерно в 2.0 раза выше, чем в южном.

### ГЛУБИННАЯ ГИДРАТАЦИЯ И СЕЙСМОФОКАЛЬНАЯ ЗОНА

Таким образом, в верхней части зоны субдукции, после потери свободной воды, северный литосферный блок легче южного примерно на 0.015 г/см<sup>3</sup> (на 0.010 г/см<sup>3</sup> - за счет различий в глубинных температурах, и на 0.005 г/см<sup>3</sup> – за счет различий в масштабах метаморфизма), что составляет около 30% избыточной плотности литосферы (0.05 г/см<sup>3</sup>), обеспечивающей её гравитационную неустойчивость в существующих плотностных моделях (Гайнанов, Пантелеев, 1991) и обычно принимаемой в геодинамических моделях зон субдукции. По-видимому, эта разница в плотности литосферных блоков является достаточной для наблюдаемых отклонений в геометрии сейсмофокальной зоны и положении вулканического пояса на северном участке дуги. При прочих равных условиях, менее плотные литосферные блоки медленнее «тонут» в астеносфере и, поэтому, характеризуются меньшими углами вхождения под островную дугу, т.е. зона субдукции и, соответственно, сейсмофокальная зона на таких участках более пологи и достигают глубин магмообразования при большей удалённости от оси глубоководного жёлоба. Как отмечалось, именно эти признаки являются характерными для северного участка дуги, севернее структуры Кроноцкого п-ова.

На рис. 5 представлены глубинные разрезы, иллюстрирующие предполагаемые отличия в субдукции северного (а) и южного (б) литосферных блоков прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. На разрезы нанесены элементы сейсмофокальной зоны, в соответствии с работой (Федотов и др., 1985), а также предполагаемые глубинные температуры и зоны серпентинизации в погружающихся литосферных блоках.

На рис. 5б (южный разрез) глубинные температуры для погружающейся литосферной плиты нанесены с учётом результатов теоретического моделирования (Uyeda, 1982)

применительно к литосфере мощностью 80 км и скорости субдукции 8 см/год, что примерно соответствует условиям субдукции южного литосферного блока прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

Необходимо заметить, что данные теоретического моделирования глубинных температур в зонах субдукции заметно различаются у разных авторов (Маккензи, 1975; Kogan, 1975; Turcotte, Schubert, 1973; Uyeda, 1982). Так, максимальная глубина проникновения изотермы 700<sup>o</sup>C для указанных выше мощности литосферной плиты и скорости субдукции колеблется у разных авторов от 230 км (Turcotte, Schubert, 1973) до 450 км (Маккензи, 1975). Здесь мы основываемся на результатах более поздней работы (Uyeda, 1982), в соответствии с которой максимальная глубина проникновения изотермы 700<sup>o</sup>C составляет около 380 км, а изотермы 500<sup>o</sup>C – около 260 км.

Приближенная оценка глубинных температур в зоне субдукции на северном разрезе (рис. 4а) получена путём смещения изотерм в погружающейся литосферной плите на величину около 100<sup>o</sup>C, по сравнению с южным разрезом, что примерно соответствует «начальной» разнице глубинных температур между южным и северным литосферными блоками.

Распределение глубинных температур в зоне субдукции определяет режим дегидратации погружающейся океанической литосферной плиты. В соответствии с существующими представлениями (Кеннет, 1987), полное разложение вторичных минералов и, соответственно, «обезвоживание» погружающейся плиты достигается при температурах порядка 1000-1200 <sup>o</sup>C. Однако главный этап процесса дегидратации, при котором высвобождается основная часть связанной в метаморфических комплексах воды, связан с дегидратацией серпентинитов. Этот этап завершается при достижении температур порядка 550-600 <sup>o</sup>C (Велинский, Банников, 1986).

Сравнивая северный и южный разрезы (рис. 5а,б) несложно убедиться в том, что, несмотря на заметные различия глубинного строения и сейсмичности, в обоих случаях максимальная глубина сейсмических событий и протяженность сейсмофокальной зоны близки к максимальной глубине и протяженности изотермы дегидратации серпентинитов. При этом, положение подошвы сейсмофокальной зоны, точнее – её нижнего слоя, в значительной мере контролируется положением этой изотермы. Т.е. как для северного, так и для

южного участков камчатской зоны субдукции, несмотря на их существенные различия, выявляется тесная связь сейсмофокальной зоны с зоной дегидратации серпентинитов.

Структура сейсмофокальных зон определяется глубокими и промежуточными землетрясениями. Представления о природе этих землетрясений неоднозначны. Существует несколько гипотез, объясняющих это явление: гипотезы неустойчивой ползучести, «плавления» при сдвиге, «охрупчивания» серпентинитов, потери внутреннего трения и др. (Ботт, 1974). Примечательно, что все эти гипотезы предполагают не только значительные по величине касательные напряжения, но и наличие двухфазной среды, т.е. присутствие свободной воды или магматического расплава.

Для «кровли» сейсмофокальной зоны наличие двух этих факторов вполне объяснимо. Действительно, вдоль кровли погружающейся океанической литосферной плиты предполагаются касательные напряжения величиной до нескольких килобар, при этом вполне понятно и присутствие свободной воды вследствие дегидратации сначала поверхностной, а затем и глубинной зон регионального метаморфизма. Здесь же предполагаются и области магнообразования.

Сложнее объяснить происхождение подошвы сейсмофокальной зоны, никак не связанной с границами литосферных блоков. По-видимому, дегидратация нижней части серпентинитового слоя при погружении и нагреве литосферной плиты сопровождается миграцией высвободившейся воды вверх, в зону более низких температур, и повторным её связыванием, т.е., по сути, в погружающейся плите происходит постепенное смещение зоны серпентинизации в область РТ-условий устойчивого существования серпентина. Этот процесс сопровождается увеличением объёма пород выше поверхности дегидратации и его сокращением ниже этой поверхности, что неизбежно ведёт к возникновению касательных напряжений по поверхности дегидратации и, вероятно, к их сейсмической разрядке в условиях двухфазной среды.

### **СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ПРИКАМЧАТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ**

Процессы глубинной гидратации океанской литосферы развиваются не только в пределах краевого вала и внешнего склона желоба. Известны ещё два типа структур, где создаются

благоприятные условия для их проявления. Это трансформные и трансформно-конвергентные границы литосферных плит, являющиеся, по сути, сдвиговыми зонами. Неотъемлемой составной частью сдвиговых зон являются структуры растяжения: раздвиги и сбросы. Именно с этими структурными элементами сдвиговых зон и их глубинными «корнями» (зонами трещиноватости) связано, вероятнее всего, проникновение морских вод на большие глубины и их взаимодействие с породами верхней мантии. Процессы глубинной гидратации и сопутствующее разуплотнение мантийных пород в сдвиговых зонах является причиной широкого развития серпентинитового диапиризма и формирования положительных морфоструктур (приразломных «серпентинитовых» хребтов), иногда достигающих уровня океана и образующих «серпентинитовые» острова (Дубинин, 1987).

К востоку от Камчатки существуют как трансформные, так и трансформно-конвергентные сдвиговые зоны. Фрагменты древней трансформной сдвиговой зоны, разделявшей в раннем кайнозое плиты Тихоокеанскую и Кулу, соответствуют северо-западному окончанию Императорского разлома и контролируют юго-западный склон возвышенности Обручева, а также прослеживаются напротив южной части Авачинского залива и Шипунского п-ова (Селивёрстов, 1998). Главная ветвь этой зоны соответствует юго-западному склону возвышенности Обручева и, как уже отмечалось, разделяет северный и южный литосферные блоки прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты, существенно (на 20-25 млн. лет) различающиеся по возрасту. Морфологические элементы этой сдвиговой зоны развиты не только на юго-западном склоне, но и в привершинной части возвышенности Обручева, где отчетливо прослеживаются в рельефе фундамента под осадочным телом Мейджи в виде сбросовых структур и локальных поднятий, вероятно – небольших серпентинитовых куполов. Активные тектонические процессы в пределах этой сдвиговой зоны завершились в верхнем палеоцене - нижнем эоцене, когда возраст северного и южного литосферных блоков составлял около 15 и 35 млн. лет, соответственно. По термодинамическим условиям, процессы глубинной гидратации в литосфере столь незначительного возраста не могли развиваться глубже 10-15 км, т.е. способны были создать лишь незначительный по мощности слой серпентинитов под границей Мохоровичича. Однако на протяжении

кайнозойской истории развития региона неоднократно отмечались всплывки тектонической активности, связанные с крупными этапами в перестройке границ литосферных плит в северной части Тихого океана, которые могли привести к тектонической активизации и этой сдвиговой зоны. События такого масштаба предполагаются для среднего эоцена, начала олигоцена и верхнего миоцена (Селиверстов, 1998).

Другой, трансформно-конвергентный тип сдвиговой зоны соответствует западному сектору Алеутской островной дуги, в том числе – западному участку Алеутского желоба, включая его внешний борт и прилегающий участок Тихоокеанской плиты. Это современная сдвиговая зона, дислокации которой не только прекрасно выражены в рельефе морского дна, но и отражаются в механизмах очагов сильнейших землетрясений. Внешний борт западного участка Алеутского желоба и прилегающий участок Тихоокеанской плиты осложнены небольшими хребтами, по морфологии напоминающими «серпентинитовые» хребты в зонах крупнейших трансформных разломов.

В соответствии с теоретической зависимостью Склеитера (Parsons, Sclater, 1977), связывающей величину теплового потока с возрастом океанской литосферной плиты, на прикамчатском секторе Тихоокеанской плиты следовало бы ожидать средние фоновые значения теплового потока около  $48 \text{ мВт/м}^2$  в пределах южного, и около  $57 \text{ мВт/м}^2$  – в пределах северного литосферного блока. С учетом повышенной мощности осадков (0.5 км на южном, и 1.5-2 км на северном участках) эти значения должны быть несколько меньше, соответственно, около 45-46 и 50-51  $\text{мВт/м}^2$ .

Тепловой поток, измеренный в пределах краевого вала и внешнего склона Курило-Камчатского желоба, а также вдоль западного участка Алеутского желоба, заметно отличается от указанного повышенными значениями и характеризуется большим разбросом (Смирнов и др., 1982). Особенно велики отличия в пределах северного литосферного блока, точнее - в местах пересечения его краевого вала с двумя рассмотренными выше сдвиговыми зонами: зоной Императорского разлома и внешним склоном Алеутского желоба. Измеренные здесь значения в среднем превышают  $75 \text{ мВт/м}^2$ , а в зонах пересечения структур достигают  $100-120 \text{ мВт/м}^2$ .

Столь значительные отклонения и большой их разброс можно объяснить, лишь допустив влияние конвективной составляющей. Представляется, что

в пределах краевого вала дополнительный принос тепла в осадочный чехол может быть обусловлен гидротермальной циркуляцией в земной коре, нарушенной трещинами при изгибе литосферной плиты. В пределах сдвиговых зон конвективный перенос тепла может быть связан не только с гидротермальной циркуляцией, но и с восходящими движениями серпентинитовых куполов, протрузий и, вероятно, локальных магматических тел.

## ГИДРОКОНВЕКЦИОННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Еще до разработки тектоники литосферных плит Котсом было предложено два возможных механизма маглообразования для Алеутской островной дуги, принятых позднее для зон субдукции (Кеннет, 1987): во-первых - плавление гидратированных пород пододвигаемой океанической коры при достижении зоны высоких температур, во-вторых – образование магмы из пород мантийного клина, вследствие снижения температуры их плавления под воздействием водного флюида, мигрирующего вверх из погружающейся плиты. До настоящего времени в тектонике плит не отдано окончательное предпочтение ни одному из этих механизмов и не предложено других, принципиально новых. В обоих механизмах первостепенная роль в процессе маглообразования отводится водному флюиду, выделяющемуся при дегидратации погружающейся литосферной плиты. В связи с этим, можно ожидать, что существенное различие в содержании связанной воды в северном и южном литосферных блоках прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты заметно отразится не только на геометрии и структуре сейсмофокальной зоны, но и на проявлениях островодужного магматизма.

Действительно, зона современного вулканизма на севере Камчатки (Ключевская группа вулканов и вулкан Шивелуч) заметно отличается от Восточного вулканического пояса и юга Камчатки не только большей удалённостью от глубоководного желоба, но и по ряду других геоморфологических, геофизических и петролого-геохимических признаков. Здесь мы акцентируем внимание лишь на двух из них. Во-первых, вулканы северной группы резко отличаются своими гигантскими размерами и исключительно высокой активностью. Поперечные размеры основания этих вулканов достигают первых десятков километров. Здесь находятся вулканические постройки с максимальными для Курило-Камчатской дуги

абсолютными отметками: Ключевской – 4750 м, Камень – 4585 м, Плоская-Ближняя – 4108 м, Плоская Дальняя – 3943 м и др. Для сравнения заметим, что абсолютные отметки большинства вулканов Восточного пояса и юга Камчатки находятся в пределах 1000-2500 м, а размеры основания редко превышают 10 км. Во-вторых, на северном участке дуги отсутствуют гигантские кальдеры (до нескольких километров в поперечнике), в то время как в пределах Восточного вулканического пояса и юга Камчатки такие кальдеры широко распространены. Какова же возможная связь этих аномальных отклонений на северном участке дуги со степенью глубинной гидратации океанской литосферы?

В отношении размеров вулканов такая связь становится понятной на качественном уровне, если допустить, что содержание воды, растворённой в глубинных (астеносферных) магматических очагах и нижних частях магматических колонн, имеет прямую зависимость от количества водного флюида, поступающего в зону магмообразования при дегидратации погружающейся литосферной плиты, или, в конечном счете - от степени гидратации этой плиты. Действительно, если зона глубинной гидратации в северном литосферном блоке, по сравнению с южным, отличается более высоким (в 2.0 раза) содержанием связанной воды, то глубинные магматические очаги и нижние участки магматических колонн под Северной группой вулканов, в отличие от вулканов Восточного пояса и юга Камчатки, содержат заметно больше растворённой воды и, соответственно, отличаются меньшей плотностью. Вследствие этого, компенсация литостатического давления на северном участке дуги достигается при значительно большей высоте магматической колонны, что, вероятно, и является главной причиной гигантских размеров вулканов Северной группы и колоссальных масштабов проявления их вулканической активности. Каковы же возможные значения содержания водного флюида в островодужных магмах на больших глубинах?

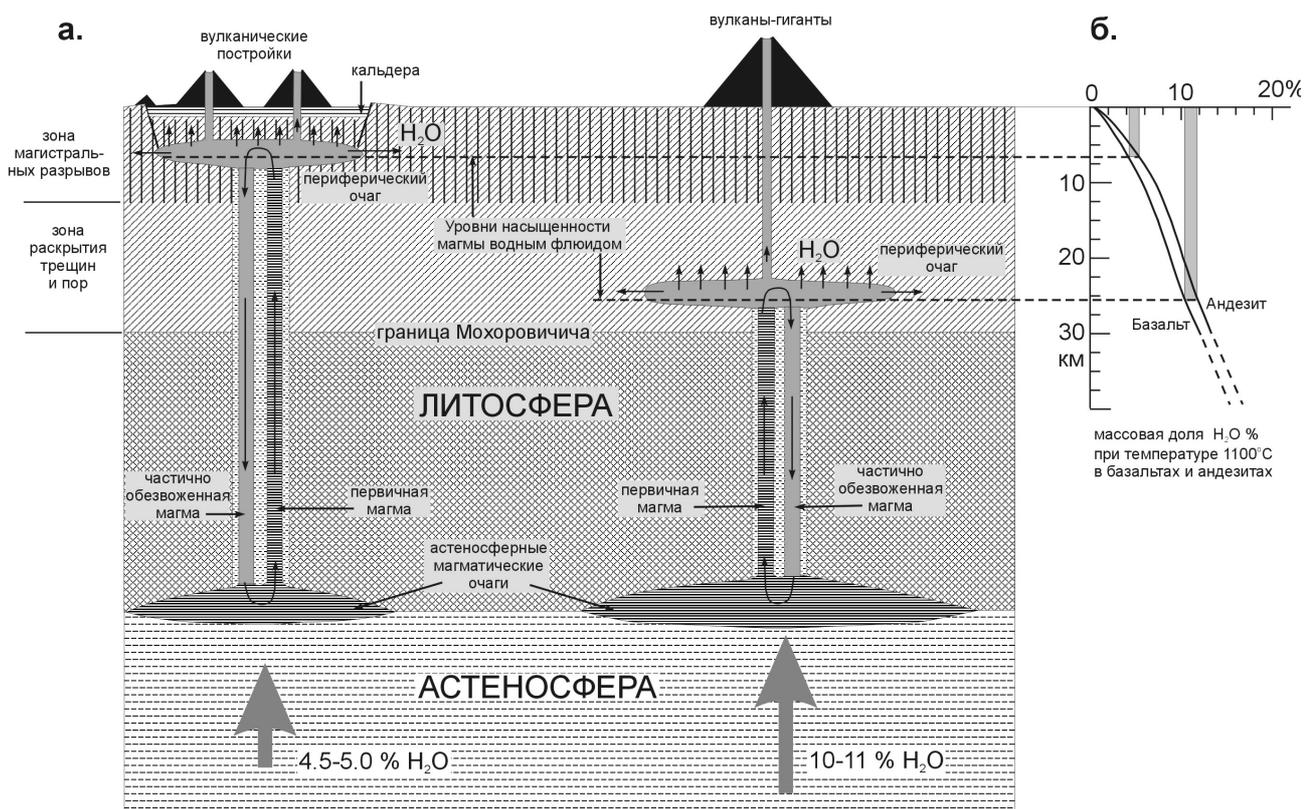
Известно (Барабанов, 1985), что предельное содержание воды, растворённой в магме при поверхностных условиях, крайне незначительно (доли процента). Однако с ростом глубины и давления картина существенно меняется. На глубинах порядка 30 км и температурах 1100-1200°C насыщение андезитовых и базальтовых магм достигается уже при содержании воды более

10 мас. %, и с дальнейшим увеличением глубины эта тенденция сохраняется (рис. 6б).

Согласно экспериментальным данным, с ростом давления возрастает также растворимость порообразующих минералов в водном флюиде, которая, при мантийных параметрах, приближается к растворимости легкорастворимых солей в комнатных условиях. При этом ожидается, что на глубинах 100-120 км (давление 30-40 · 10<sup>8</sup> Па) будет иметь место постепенный переход между водно-силикатными флюидами и гидратированными силикатными расплавами (Рябчиков, 1982). Возможно, что зона островодужного магмообразования и есть та область, где исчезает грань между водно-силикатным раствором и магматическим расплавом, и водный флюид, высвобождающийся при дегидратации погружающейся литосферной плиты, способен превращаться в магматический расплав при растворении достаточно большого количества силикатных минералов из погружающейся плиты, астеносферы и мантийных пород нависающей литосферной плиты.

Поднимаясь к подошве литосферы, магматический раствор-расплав накапливается в глубинных «астеносферных» очагах. Дальнейшее продвижение магмы вверх связано с проработкой магматического канала в литосфере. По-видимому, этот процесс обусловлен, в основном, частичным плавлением и растворением вмещающих пород над астеносферным очагом восходящими высокотемпературными потоками магмы. Обогащаясь растворенными силикатами и минеральными включениями, магма становится более плотной и опускается в нижнюю часть астеносферного очага, уступая место свежим порциям более разуплотненной магмы. Таким образом, уже на стадии проработки магматического канала закладывается конвекционная магма-тическая система.

При восходящем движении магмы по проработанному каналу снижается ее давление и, соответственно, уменьшается растворимость воды в магме, т.е., начиная с некоторых глубин растворенный водный флюид начинает выделяться в виде свободной фазы. Отделившийся водный флюид благодаря высокой температуре активно взаимодействует с вмещающими горными породами и способствует развитию промежуточных магматических камер или промежуточных очагов (рис. 6а). При частичном обезвоживании плотность магмы увеличивается и создаются условия для её конвекции, т.е. условия



**Рис. 6.** Принципиальная схема проявлений островодужного магматизма при различном содержании растворённой воды в магме (а) и диаграмма растворимости воды в андезитовой и базальтовой магме (б) по данным (Барабанов, 1985).

для проявления нисходящих движений частично обезвоженной магмы и замкнутой магматической циркуляции между астеносферными и промежуточными магматическими очагами. Такая гидроконвекционная магматическая система является, прежде всего, эффективным механизмом интенсивного переноса воды и тепла из астеносферы на «промежуточные» глубины, обуславливая развитие зон регионального метаморфизма и высокотемпературных гидротермальных систем. Благодаря постоянному притоку тепла и свежей магмы, промежуточные очаги таких магматических систем не «замерзают» и способны длительное время поддерживать активность связанных с ними вулканических центров и гидротермальных систем. При этом важно отметить, что для устойчивого функционирования такой магматической системы вовсе не требуется выход магмы на поверхность Земли, она способна существовать независимо от проявлений вулканизма. Поэтому вполне возможно длительное существование «слепых» магматических систем, без проявлений вулканической активности, а также существование активных магматических систем под «потухшими»

вулканами. Вулканическая активность над такими системами может впервые проявиться или возобновиться после длительного перерыва, вследствие, например, локальных изменений тектонических условий в земной коре или других факторов. Отсюда следует весьма важный в практическом отношении вывод: при районировании вулканической опасности следует принимать во внимание не только действующие вулканы, но и активные магматические системы, над которыми действующие вулканы отсутствуют.

Глубина возникновения промежуточных очагов соответствует глубине начала отделения свободной водно-флюидной фазы, т.е. определяется РТ-условиями насыщения магмы растворённой водой и связана прямой зависимостью с содержанием воды в магме (рис. 6б). Так, при 10% -ном содержании воды и температуре 1100°C андезитово-базальтовые магмы выделяют свободный водный флюид, начиная с глубин около 25 км, а при содержании 3% - с глубин менее 5 км. Отсюда следует вывод, что глубина промежуточных очагов в островных дугах зависит от степени насыщенности «первичной» магмы водным флюидом, т.е., в конечном счете, определяется

степенью гидратации погружающейся под островную дугу океанской литосферной плиты. В этом выводе, в частности, содержится ответ на вопрос: почему на северном участке Курило-Камчатской дуги при гигантских размерах вулканических построек отсутствуют крупные кальдеры? Действительно, в глубинных магматических очагах под северным участком Курило-Камчатской дуги предполагается относительно высокое содержание растворённой воды и, соответственно, более значительные глубины промежуточных очагов, по-видимому, исключающие возможность проявления кальдерообразующих движений.

Процесс выделения водного флюида в свободную фазу сопровождается увеличением суммарного объема флюида и магмы, по сравнению с исходным расплавом, т.е. требует затрат энергии. Такого рода процессы проявляются дискретно. Они начинаются лишь после некоторого превышения «критических» параметров, т.е. в условиях пересыщенного раствора, и развиваются лавинообразно, приводя практически к мгновенному выделению в свободную фазу излишков растворенного флюида во всей массе пересыщенного раствора. Быстрое, лавинообразное выделение водного флюида в свободную фазу и соответствующее дискретное увеличение объёма являются, вероятно, основной причиной вулканических землетрясений 1 и 2 типов под действующими вулканами. В связи с этим, можно полагать, что зона промежуточного очага, где происходит отделение основных объёмов водно-флюидной фазы, является сейсмически активной. По-видимому, именно такова природа глубокой (около 30 км ниже уровня моря) сейсмоактивной зоны под Ключевской группой вулканов.

Сейсмическая активность в зоне промежуточного очага (энергетический класс и частота сейсмических событий) определяется интенсивностью выноса растворенного флюида восходящим потоком магмы, т.е. является показателем интенсивности циркуляции магмы в гидроконвекционной магматической системе.

Движение магмы из промежуточного очага к поверхности в процессе извержения или при его подготовке также сопровождается отделением водно-флюидной фазы из насыщенного водным флюидом расплава, при этом могут возникать сейсмические события «водно-флюидной» природы по всей высоте магматической колонны, от промежуточного очага до поверхности Земли.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе акцентировано внимание на возможной роли глубинной гидратации океанской литосферы в геодинамике островных дуг на примере камчатского сектора Курило-Камчатской островной дуги. Показано, что в рамках концепции глубинной гидратации океанской литосферы и гидроконвекционной гипотезы островодужного магматизма, с учётом региональных особенностей строения Тихоокеанской плиты, можно объяснить аномальные геодинамические характеристики на северном участке Курило-Камчатской островной дуги, её основные отличия от более южных участков, некоторые особенности проявления сейсмической активности под вулканами. Основная часть изложенных представлений не выходит за рамки предположений и рабочих гипотез, требующих доработки и экспериментального подтверждения. При обосновании гидроконвекционной гипотезы рассмотрена «идеализированная» модель магматической системы, объясняющая некоторые общие закономерности, но далеко не исчерпывающая всего многообразия конкретных проявлений островодужного магматизма. Данной работой автор хотел еще раз обратить внимание на одно важное следствие тектоники литосферных плит: основные особенности вулканизма и сейсмичности островных дуг во многом предопределены особенностями строения океанской литосферы, и понимание закономерностей проявления геодинамических процессов в островных дугах зависит от полноты наших знаний о геофизических полях и геологическом строении прилегающих участков океанской литосферной плиты.

## Список литературы

- Барабанов В.Ф.* Геохимия. Л.: Недра, ЛО, 1985. 423 с.
- Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
- Велинский В.В., Банников О.Л.* Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, СО, 1986. 102 с.
- Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л.* Морская гравиразведка. М.: Недра, 1991. 214 с.
- Галушкин Ю.И., Муравьев А.В., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Исследование структуры геотермического поля литосферы южной части

Коман-дорской котловины // Вулканология и сейсмология. 1986. №5. С.3-16.

*Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 178 с.

*Дубинин Е.П.* Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во Московского университета, 1987. 181 с.

*Зверев С.М., Капустин Н.К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 207 с.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 193 с.

*Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

*Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. №3. С. 572-576.

*Кеннет Дж. П.* Морская геология. Т.1. М.: Мир, 1987. 396 с.

*Косыгин В.Ю.* Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: изд-во ДВО АН СССР, 1991. 201 с.

*Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н.* Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и тектоника // Тихоокеанская геология. 1995. Т.14. №6. С. 44-52.

*Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.

*Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В.* Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МОИП, отдел геологич. 1986. Т.61. Вып.4. С.3-12.

*Маккензи Д.П.* Тектоника плит // Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975. С.180-209.

*Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т.249. №4. С. 817-821.

*Николаевский В.Н.* Волноводы земной коры // Природа. 1987. №7. С.54-60.

*Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

*Рябчиков И.Д.* Флюидный массоперенос и мантийное магмообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. №5. С. 3-9.

*Селивёрстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны

сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

*Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценки глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. 1980. №2. С.3-18.

*Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Галушкин Ю.И.* Тепловой поток в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем // Вулканология и сейсмология. 1982. №6. С.96-115

*Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

*Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С.* Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. №4. С.91-107.

*Цветков А.А., Вольнец О.Н., Моррис Дж., Тера Ф., Райан Дж.* Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1991. №11. С.3-25.

*Шаров В.И., Гречишников Г.А.* О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т.263. №2. С.412-416.

*Bodine J.H., Watts A.B.* On lithospheric flexure seaward of the Bonin and Mariana trenches // Earth and Planetary Science Letters. 1979. Vol. 43. №1. P. 132-148.

*Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Geologic Framework of the Bering Sea Crust // Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California // Geol. Surv. U.S., Menlo Park, 1987. P.73-102.

*Hess H.H.* History of ocean basins // In Petrologic studies: a volume in honor of A.F. Buddington // Geol. Soc. Am.. New York, 1962. P. 599-620.

*Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M.* Mesozoic seafloor spreading in the north Pacific. / G.H. Sutton, R. Moberly and M. Manghamani (Editors). // The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 1976. V.19. P.205-226.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XIX. 1973. 913 p.

*Kogan M.G.* Gravity field of the Kuril-Kamchatka Arc and its relation to the thermal regime of lithosphere // Geophys. Res. 1975. V.80. N11. P.1381-1390.

*McNutt M.* Implications of Regional Gravity for State of Stress in the Earth's Crust and Upper Mantle // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. №B11. P. 6377-6396.

*Parsons B., Sclater J.G.* An Analysis of the Variation of Ocean Floor Bathymetry and Heat Flow with Age // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 803-827.

Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part III: Seismic Structure Revealed by Explosion Experiments // *Bull. of the Earthquake Res. Inst. University of Tokyo*, 1990. V.65. P. 105-133.

*Sharman G.F., Risch D.L.* Northwest Pacific tectonic evolution in the Middle Mesozoic // *Tectonophysics*. 1988. V.155. P.331-344.

*Turcotte D.L., Schubert G.* Frictional beating of the descending lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1973. V.78. P.5876-5886.

*Uyeda S.* Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*. 1982. V.3-4. P.133-159.

## Hydroconvectonal Hypothesis of Island Arc Magmatism

**N. I. Seliverstov**

*Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

This paper presents the modern views on the hydration of the Pacific plate sector bordering Kamchatka with due allowance for its regional structure. Deep lithospheric temperatures were estimated taking into account the ages of the lithospheric blocks and the specific structure of the sedimentary cover. It was found that the northern sector of the Pacific plate, located opposite the Klyuchevskoi volcanic group, was distinguished by its abnormally high bound water content. Potential geodynamic consequences of this phenomenon are discussed. It is shown, in particular, that the abnormal geodynamic characteristics in the northern segment of the Kuril-Kamchatka arc, such as the westward shift of the volcanic belt, the flattening and insignificant length of the Benioff zone, the huge volcanic edifices, and the absence of large calderas, may owe their origin to the abnormally high hydration of the northern sector of the Pacific plate. The original positions of the Hydroconvectonal Hypothesis of Island Arc Magmatism are given.