

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ

УДК 551.46

№ государственной регистрации

01.2.00.106359

Инв. №

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИВиС ДВО РАН  
доктор физ.-мат. наук

\_\_\_\_\_ Е.И. Гордеев

« \_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2006 г.

О Т Ч Е Т

О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

СТРУКТУРА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ: ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНЫХ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ ОСОБЕННОСТЯМИ ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА И ГЕОДИНАМИКОЙ РЕГИОНА

(заключительный)

Научный руководитель

и отв. исполнитель

доктор геол.-мин. наук \_\_\_\_\_ Н.И. Селиверстов

Ученый секретарь

ИВиС ДВО РАН

канд. геол.-мин. наук \_\_\_\_\_ В.Л. Леонов

Петропавловск-Камчатский  
2006

## РЕФЕРАТ

Отчет «Структура сейсмофокальной зоны и современный вулканизм Камчатки: выявление закономерных связей между особенностями проявления современного вулканизма и геодинамикой региона» (заключительный)

81 с., 36 рис., 51 источник.

Ключевые слова: СЕЙСМОФОКАЛЬНАЯ ЗОНА, ГЕОДИНАМИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ, СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ, КАМЧАТКА

Объект исследований – северный участок Курило-Камчатской островодужной системы. Цель работы – выявление закономерных связей между особенностями проявления сейсмичности, современного вулканизма и геодинамикой региона.

Методика исследований – совместный анализ с применением ГИС-технологий сейсмической активности региона за период детальных инструментальных наблюдений, проявлений современного вулканизма, геодинамики и новейшей тектоники.

Основные результаты.

С применением ГИС-технологий изучены особенности пространственной структуры сейсмофокальной зоны и пространственно-временные характеристики проявлений сейсмической активности под действующими вулканами Камчатки. Подтверждены представления о наличии «двойного сейсмофокального слоя» в структуре сейсмофокальной зоны Камчатки. Разработаны представления о глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты с учетом региональных особенностей его строения. На основе оценки глубинных температур, проведённой с учетом возраста литосферных блоков и особенностей строения осадочного чехла, показано, что северный участок Тихоокеанской плиты, расположенный напротив Ключевской группы вулканов, отличается 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.

Области применения – вулканология, геодинамика, новейшая тектоника.

## СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ .....	4
<b>Глава 1</b> Структура сейсмофокальной зоны Камчатки .....	6
1.1 Фактические данные .....	6
1.2 Методика построений .....	7
1.3 Разрезы сейсмофокальной зоны .....	9
1.4 Латеральное распределение сейсмической активности .....	16
1.5 Сейсмофокальная зона и взаимодействие литосферных плит .....	26
<b>Глава 2</b> Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги .....	40
2.1. О двух типах внешнего склона глубоководного желоба и процессах глубинной гидратации океанской литосферы .....	41
2.2 Региональные особенности глубинной гидратации прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты .....	48
2.3 Глубинная гидратация и сейсмофокальная зона .....	56
2.4 Сдвиговые зоны и тепловой поток прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты .....	60
<b>Глава 3</b> Гидроконвекционная гипотеза островодужного магматизма .....	63
3.1 Гидроконвекционные магматические системы .....	63
3.2 О возможной природе глубоких длиннопериодных землетрясений и вулканического дрожания .....	69
3.3 О некоторых закономерностях проявления сейсмической активности под Ключевским вулканом .....	71
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	76
ЛИТЕРАТУРА .....	78

## **ВВЕДЕНИЕ.**

Цель данной работы – выявление закономерных связей между особенностями проявления сейсмичности, современного вулканизма и геодинамикой региона, разработка представлений, объясняющих эти закономерности в концепции тектоники литосферных плит.

Основным объектом внимания данной работы является сейсмофокальная зона Камчатки. Сейсмофокальные зоны обусловлены современными геодинамическими процессами, происходящими в зонах перехода от континента к океану. С их всесторонним изучением связано понимание не только самого сейсмического процесса, но и всего многообразия геолого-геофизических явлений в пределах переходных зон.

Детальное изучение сейсмичности на Камчатке стало возможным после создания здесь в 1962 г. региональной сети сейсмических станций. С тех пор на основе полученного фактического материала опубликовано большое количество работ, посвященных сейсмичности Камчатки, свойствам камчатской сейсмофокальной зоны и геодинамике региона. Тем не менее, далеко не все особенности проявления сейсмичности в регионе, в том числе и особенности камчатской сейсмофокальной зоны, получили должное объяснение в рамках существующих геодинамических концепций. Развитие представлений в этом направлении возможно лишь с учетом всей совокупности геологических процессов не только для территории Камчатки, но и далеко за ее пределами, прежде всего – для дна акваторий к востоку от Камчатки, где происходят основные геодинамические события, связанные с взаимодействием континентального и океанического литосферных блоков. В связи с этим в данной работе широко использованы сведения о геологическом строении и новейшей тектонике дна прикамчатских акваторий, опубликованные в ряде работ, в том числе работе (Селиверстов, 1998).

Первая глава отчета «Структура сейсмофокальной зоны Камчатки» посвящена анализу пространственной структуры камчатской сейсмофокальной зоны. В отличие от предшествующих работ, посвященных этому вопросу, в

частности работы (Федотов и др., 1985), этот анализ проведен с использованием фактического материала за более длительный период инструментальных сейсмологических наблюдений. Кроме того, анализ проводился с применением ГИС-технологий, что исключило субъективный подход в представлении полученных данных и обусловило возможность их воспроизведения другими исследователями. При подготовке данной главы в качестве исходного материала использованы каталоги сейсмологических наблюдений региональной сети сейсмических станций КФ ГС РАН.

Во второй главе отчета «Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги» на основе результатов анализа структуры сейсмофокальной зоны и опубликованных данных разработаны представления о современных геодинамических процессах в пределах северного участка Курило-Камчатской островодужной системы в концепции тектоники литосферных плит. Материалы этой главы в значительной мере опубликованы в работах (Селиверстов, 2001; 2003).

В третьей главе отчета содержатся основные положения гидроконвекционной гипотезы островодужного магматизма, которые являются логическим продолжением разработанных в предшествующей главе представлений о современной геодинамике региона. При обосновании гидроконвекционной гипотезы использованы данные по вулканическим землетрясениям в пределах Северной группы вулканов, полученные локальной радиотелеметрической сетью сейсмических станций КФ ГС РАН.

## Глава 1. СТРУКТУРА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ

В рамках данной НИР проведен анализ пространственной структуры камчатской сейсмофокальной зоны с применением ГИС-технологий. Цель исследований – выявление закономерных связей между особенностями пространственной структуры сейсмофокальной зоны и проявлениями современного вулканизма, геодинамики и новейшей тектоники на северном участке Курило-Камчатской островодужной системы.

### 1.1 Фактические данные

Для анализа структуры камчатской сейсмофокальной зоны использованы данные детальных сейсмологических наблюдений, полученные Институтом вулканологии ДВО РАН и КФ ГС РАН в период 1962- 2001 гг. с Каталог землетрясений за этот временной интервал содержит около 76000 событий. Ниже приведено распределение количества зарегистрированных землетрясений ( $N$ ) по энергетическим классам ( $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ ).

$K_{S1,2}^{\Phi 68}$	$N$	%
14 и более	37	0.05%
13-13.9	155	0.2%
12-12.9	707	0.9%
11-11.9	2226	2.9%
10-10.9	6340	8.5%
9-9.9	16458	21.8%
8-8.9	27810	36.6%
менее 8	около 22000	около 29.0%

Представления о структуре сейсмофокальных зон основаны на статистическом обобщении данных о распределении землетрясений, и их обоснованность, соответственно, во многом определяется объемом фактических данных, т.е. количеством зарегистрированных сейсмических событий. Со-

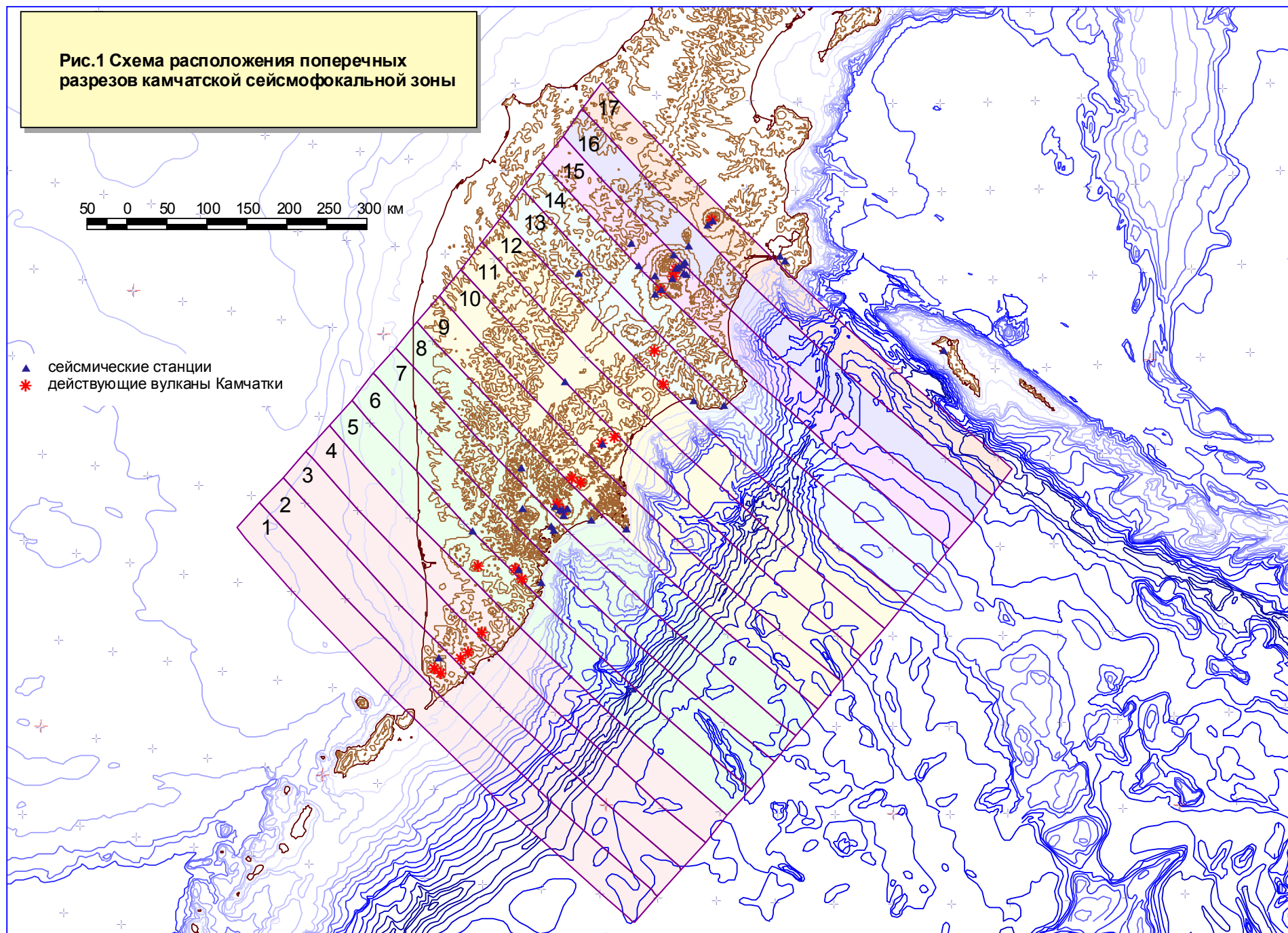
гласно графику повторяемости землетрясений, их количество возрастает с уменьшением энергетического класса. Поэтому именно слабые сейсмические события определяют содержание каталога землетрясений. Однако слабые события менее уверенно регистрируются существующей сетью станций и, соответственно, определяются с пропусками и с меньшей точностью. Для сейсмофокальной зоны Камчатки, по этой причине, зарегистрированные землетрясения с  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  менее 8 уже не соответствуют графику повторяемости и, следовательно, не могут считаться статистически представительными. Для анализа структуры сейсмофокальной зоны Камчатки нами использованы сейсмические события с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8$  и более. При этом необходимо отметить, что статистическая представительность землетрясений для глубин более 200-250 км иногда весьма далека от графика повторяемости даже для землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  порядка 9 – 9.5. Это, в первую очередь, относится к южному участку сейсмофокальной зоны и району глубоководного желоба.

## 1.2 Методика построений

ГИС-технологии дают широкие возможности точного анализа огромных массивов пространственно распределенных данных. В отношении данных детальных сейсмологических наблюдений, полученных за сорокалетний период Камчатской региональной сетью сейсмических станций, применение ГИС-технологий представляется весьма перспективным.

Для анализа пространственной структуры камчатской сейсмофокальной зоны был составлен ГИС-проект на базе программного пакета GIS ARCVIEW с модулем Spatial Analyst Проект содержит базы данных по рельефу суши и дна прилегающих акваторий Тихого океана, Берингова и Охотского морей, созданные в лаборатории геодинамики переходных зон ИВиС, а также каталоги детальных сейсмологических наблюдений, полученные в период 1962-2001 гг. Институтом вулканологии ДВО РАН и КФ ГС РАН с использованием Камчатской региональной сети сейсмических станций.

Рис.1 Схема расположения поперечных разрезов камчатской сейсмофокальной зоны



В рамках данной НИР проведен качественный и количественный анализ распределения сейсмической активности в пределах сейсмофокальной зоны по срезам глубин, а также по системе поперечных глубинных разрезов (секторов), ориентированных вкrest сейсмофокальной зоне. С этой целью в районе исследований было намечено 17 смежных секторов протяженностью 700 км и шириной 43 км, ориентированных с СЗ на ЮВ. Расположение этих секторов показано на рис.1. В проекте GIS ARCVIEW указанным секторам соответствуют полигональные темы, по которым проводились выборки сейсмических событий и построение разрезов сейсмофокальной зоны.

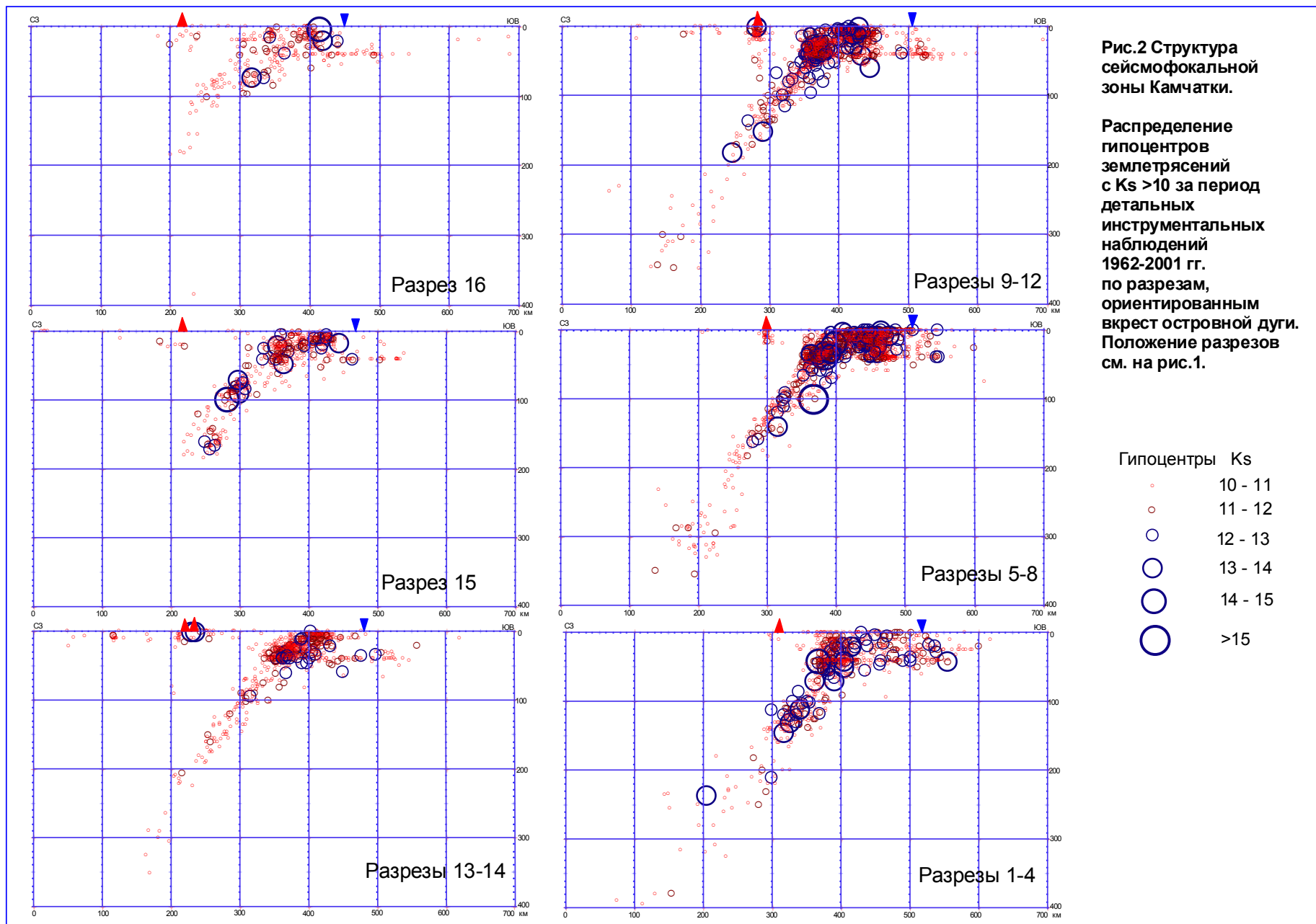
Важным фактором, ограничивающим детальность анализа пространственной структуры сейсмофокальной зоны, является точность определения гипоцентров землетрясений. Этот фактор зависит от нескольких причин, среди которых первостепенными являются количество и относительное расположение сейсмических станций, на которых зарегистрировано данное землетрясение, а также неоднородность скоростного разреза, его отклонения от применяемого при расчетах стандартного годографа. В силу указанных причин, абсолютная точность определения гипоцентров региональной сетью сейсмических станций на Камчатке в лучшем случае составляет около 5 км (Гусев, 1974). Однако относительная точность, определяющая положение близко расположенных гипоцентров относительно друг друга, очевидно меньше и при оптимальном расположении сети станций и очагов землетрясений вряд ли превышает первые километры.

### **1.3 Разрезы сейсмофокальной зоны**

При построении разрезов сейсмофокальной зоны, с одной стороны присутствует желание повысить детальность изучения, т.е. строить разрез в «узком» секторе. С другой стороны, уменьшение ширины сектора пропорционально сокращает количество попадающих в этот сектор гипоцентров, т.е. снижает их статистическую представительность и обоснованность построений. 40-летний период детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке гораздо меньше цикла сильнейших сейсмических событий. За это время

далеко не все участки сейсмофокальной зоны успели себя проявить. Поэтому увеличение ширины секторов в допустимых пределах пока единственный способ выявления общих закономерностей в структуре сейсмофокальной зоны. Предварительный анализ распределения гипоцентров по каждому из 17 разрезов показал, что на участке от мыса Лопатка до Кроноцкого п-ова (сектора 1-12, рис.1) соседние разрезы, сохраняя общие черты структуры сейсмофокальной зоны, значительно дополняют друг друга и их можно объединить в «широкие» сектора (по 4 разреза), повысив, соответственно, их статистическую обоснованность. Однако более северные разрезы (сектора 13-17) заметно различаются. Здесь оказалось возможным объединить лишь 2 сектора (13-14). Ширина секторов 15-17, по-видимому, больше оптимальной т.к. разрезы по этим секторам оказались в зоне влияния соседних, заметно отличающихся не только по структуре, но и по геометрическим параметрам сейсмофокальной зоны.

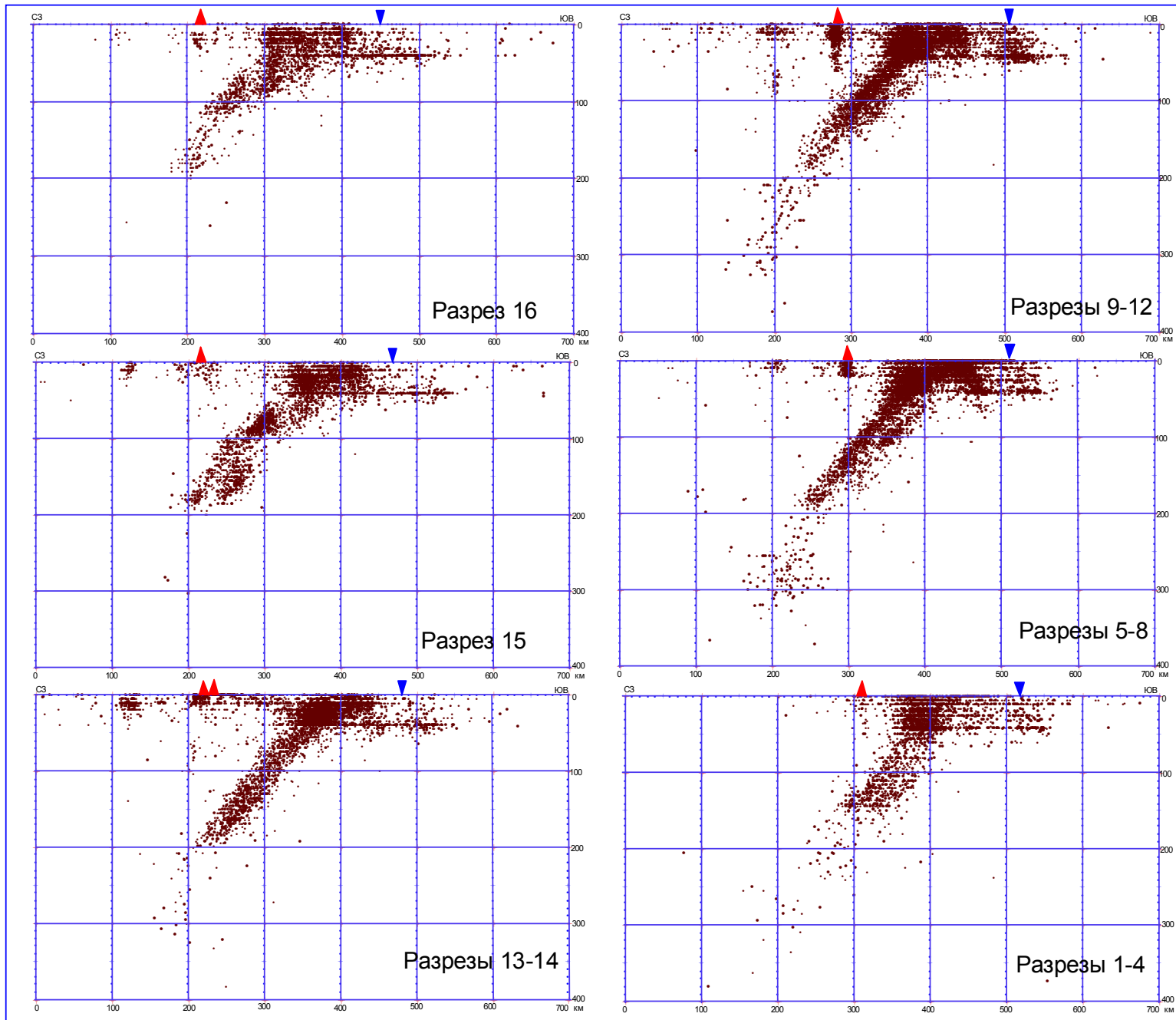
На рис.2 представлены разрезы сейсмофокальной зоны, построенные с использованием гипоцентров землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10$  и более по секторам 1-4, 5-8, 9-12, 13-14, 15 и 16. Количество гипоцентров землетрясений данного класса составляет около 12% от всех зарегистрированных. Их статистическая представительность для глубин более 50 км явно недостаточна, что отчетливо видно на представленных разрезах. Тем не менее, на некоторых из них (5-8, 9-12 и 13-14) для глубин 50-200 км ясно различимы клинообразная форма сейсмофокальной зоны и признаки ее «двойной» структуры. Об этих свойствах камчатской сейсмофокальной зоны упоминается в работе (Федотов и др., 1985). Несколько раньше «двойная» структура сейсмофокальной зоны установлена на основе детальных сейсмологических наблюдений для Японской (Хасегава и др., 1978; Yoshii, 1979; Туезов и др., 1990) и некоторых других островных дуг. Наряду с геометрическими характеристиками сейсмофокальной зоны, наличие в ее структуре «двойного» слоя является одним из основных объектов внимания в данном исследовании.



На рис.3 представлены те же, что и на рис.2 разрезы сейсмофокальной зоны, но построенные с использованием гипоцентров землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8-10$ . Количество землетрясений данного класса составляет около 60% от общего числа зарегистрированных камчатской региональной сетью и, соответственно, их статистическая представительность в несколько раз выше, чем для всех землетрясений с более высоким энергетическим классом. По приведенным на рис.3 разрезам с использованием модуля Spatial Analyst был проведен количественный расчет плотности распределения энергии землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8-10$ . Расчеты проводились с радиусом осреднения 10 км и аппроксимацией построений гладкой поверхностью. Результаты расчетов и построений плотностных разрезов сейсмофокальной зоны приведены на рис.4. Анализ представленных разрезов позволяет сделать следующие заключения.

1. Зону повышенной сейсмической активности (более 5 МДж/км<sup>2</sup> для землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8-10$  за период инструментальных наблюдений) на глубинах более 50 км можно аппроксимировать наклонным слоем мощностью до 40-60 км лишь для глубин до 200 км. Для больших глубин сейсмофокальная зона «рассыпается» на локальные участки в более обширной области или вообще не проявляется. Аналогичным образом сейсмофокальная зона проявляет себя и в распределении землетрясений более высокого энергетического класса (рис.2).

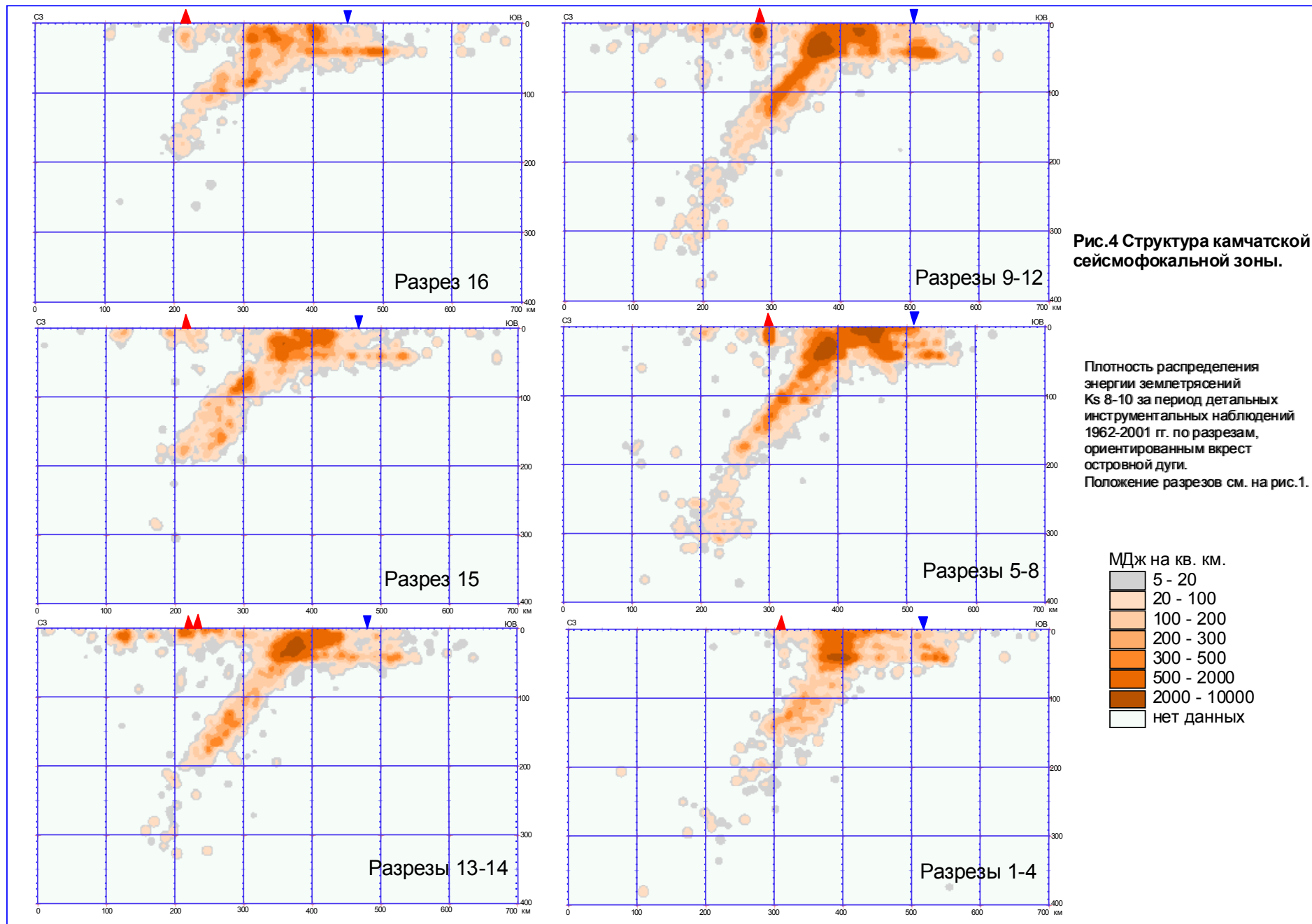
2. Каталог детальных сейсмологических наблюдений неоднороден по точности и представительности землетрясений одного и того же класса. Южные районы (разрезы 1-4) в этом отношении отличаются в худшую сторону, что, по-видимому, связано с особенностями расположения сейсмических станций камчатской региональной сети. По этой причине интегральный разрез по секторам 1-4 резко отличается от более северных (рис.2-4) и, следовательно, не может быть представительным для анализа структуры сейсмофокальной зоны.



**Рис.3 Структура сейсмофокальной зоны Камчатки.**

**Распределение гипоцентров землетрясений с  $K_s$  8-10 за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. по разрезам, ориентированным вкост островной дуги. Положение разрезов см. на рис.1.**

- Гипоцентры**
- $K_s = 8 - 9$
  - $K_s = 9.1 - 10$



3. На интегральных разрезах 5-8, 9-12 и 13-14 различимы признаки клиновидной формы и «двойной структуры» сейсмофокального слоя в диапазоне глубин 50-200 км, отмеченные ранее в работе (Федотов и др., 1985). Однако, в отличие от подобных признаков, установленных для сейсмофокальной зоны Японской островной дуги, здесь эти признаки фрагментарны и менее отчетливы. По-видимому, это обстоятельство обусловлено несовершенством сети наблюдений, меньшей точностью определения гипоцентров и значительной неоднородностью камчатского каталога по этому параметру. Все же судя по полученным данным можно полагать, что расстояние между максимумами сейсмической активности, соответствующими кровле и подошве сейсмофокального слоя, по-видимому, составляет около 25-30 км в верхней части слоя и постепенно уменьшается вниз по разрезу, достигая нулевых значений на глубинах 150-180 км.

4. Северо-восточнее Кроноцкого п-ова геометрия сейсмофокальной зоны и ее простираие значительно меняются вдоль дуги, т.е. расположенные здесь разрезы (по секторам 15, 16 и 17) получены путем проекции гипоцентров на «неортогональную» к сейсмофокальной зоне плоскость. Вследствие этого признаки «двойной» структуры сейсмофокального слоя здесь трудно-различимы.

5. На представленных разрезах отчетливо видно, что подавляющая часть энергии зарегистрированных землетрясений сосредоточена на глубинах от 0 до 40-50 км в горизонтальном слое, заключенном между вулканической дугой (обозначена красными треугольниками) и структурой глубоководного желоба (обозначен синим треугольником), включая его внешний склон и внешнее поднятие, т.е. в зоне, где по Р-Т условиям возможно хрупкое разрушение горных пород земной коры и верхней мантии. Абсолютный максимум выделения сейсмической энергии (от землетрясений данного класса) заключен в области пересечения этого горизонтального слоя с наклонным сейсмофокальным слоем. Восточнее этого основного максимума в упомянутом сейсмоактивном горизонтальном слое можно выделить еще два максимума. Один из них, ярко выраженный, расположен между глубоководным желобом

и выходом сейсмофокального слоя на поверхность, другой, менее выраженный, – восточнее глубоководного желоба, в пределах его океанического склона и внешнего поднятия. В этом же диапазоне глубин (до 40 км) заключены локальные максимумы сейсмической активности магматических систем под вулканами современного вулканического пояса и Срединным хребтом.

6. На удаленных от сейсмических станций участках (особенно в окрестностях континентального склона и глубоководного желоба) ясно различима горизонтальная структура плотности распределения энергии землетрясений с максимумами на «круглых» значениях глубин (20, 40 км и т.п.). Очевидно, что появление подобной структуры является следствием субъективных причин, обусловленных, вероятнее всего, априорным присвоением «круглых» значений глубинам гипоцентров в условиях низкой точности их инструментального определения.

#### **1.4 Латеральное распределение сейсмической активности**

Для анализа латерального распределение сейсмической активности региона в проекте GIS ArcView с применением модуля Spatial Analyst были построены карты плотности распределения энергии землетрясений с энергетическими классами  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8-10$  и  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10-12$  (раздельно) по 6 горизонтальным слоям: 0-50 км, 50-100 км, 100-150 км, 150-200 км, 200-250 км и 250-400 км. Расчет распределения плотности сейсмической энергии проводился с радиусом осреднения 20 км с аппроксимацией полученных значений гладкой поверхностью. Результаты построений приведены на рис.5-10.

**Диапазон 0-50 км.** В верхнем слое мощностью 50 км (рис.5а,б) заключена основная часть выделившийся сейсмической энергии как по землетрясениям  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8-10$  (рис.5а), так и с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10-12$  (рис.5б). Плотность распределения энергии этих землетрясений здесь достигает значений более 800 и 25000 МДж/км<sup>2</sup> соответственно.

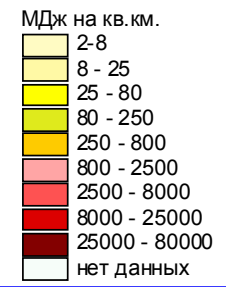
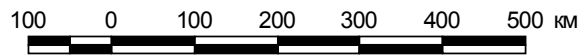
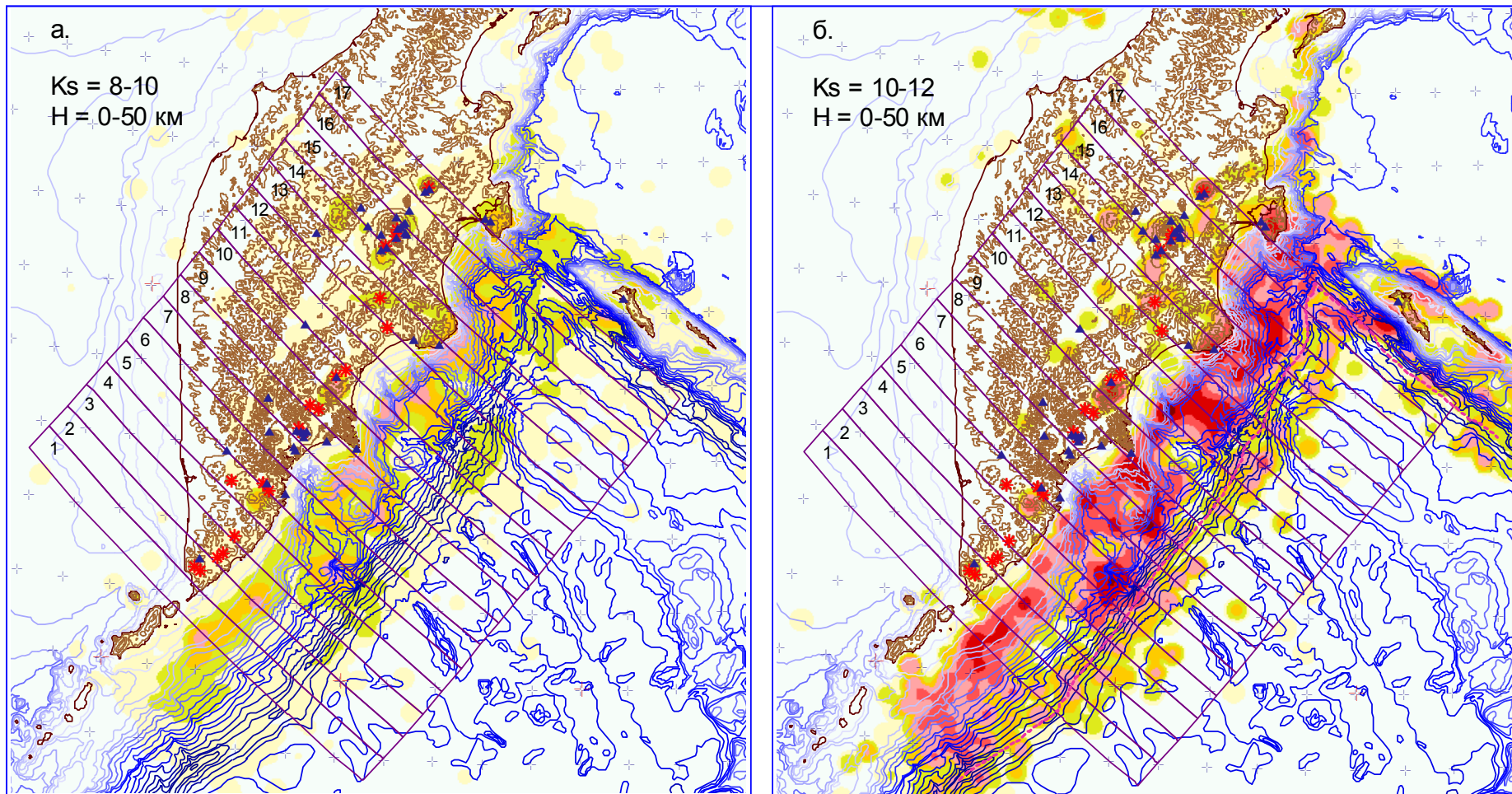
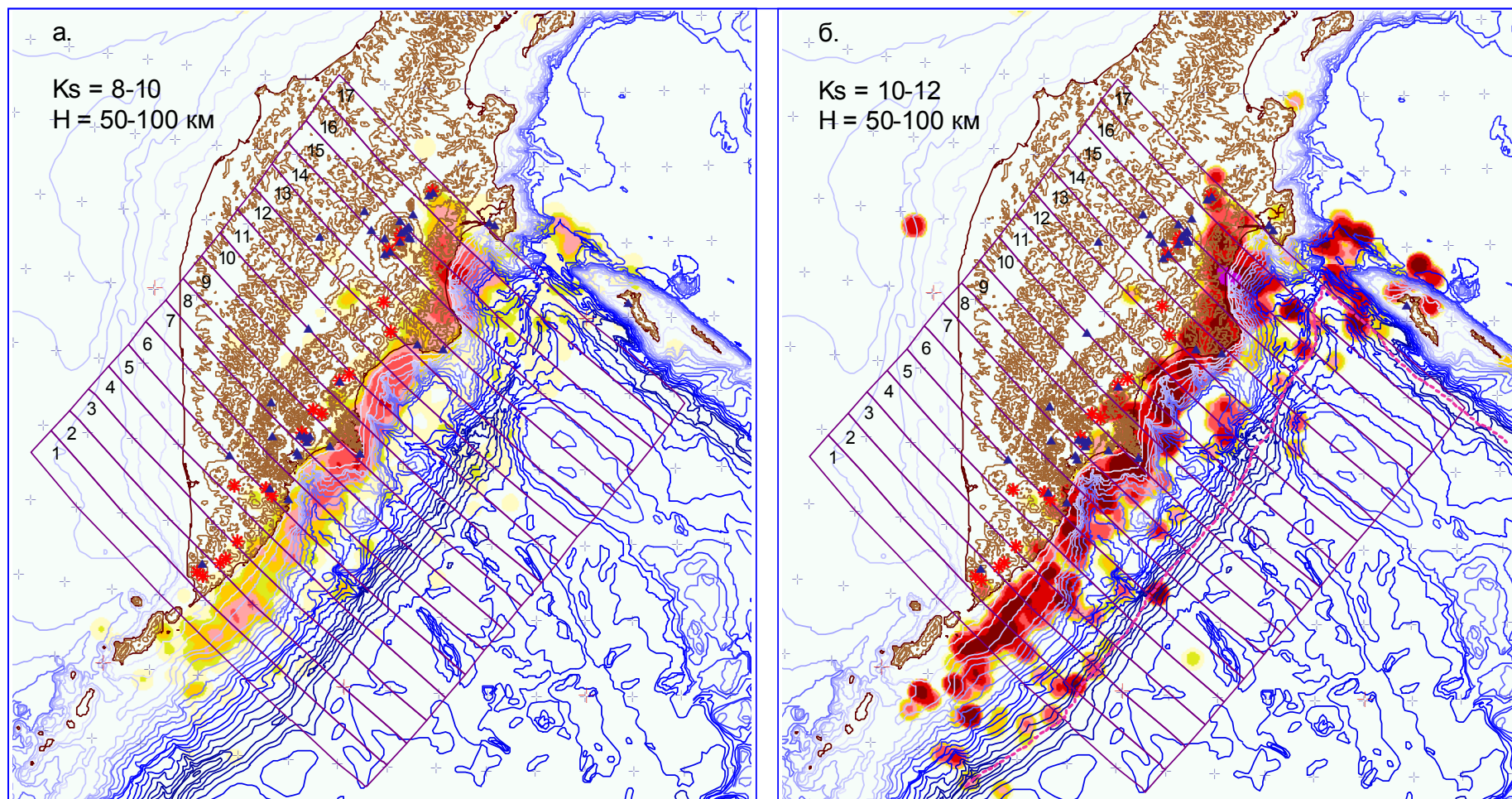


Рис. 5 а,б. Плотность распределения энергии землетрясений за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. с глубинами гипоцентров  $H=0-50$  км, с энергетическими классами  $K_s=8-10$  (а) и  $K_s=10-12$  (б). Радиус осреднения  $R=20$  км.



100 0 100 200 300 400 500 км

МДж на кв. км.  
 2-4  
 4 - 8  
 8 - 15  
 15 - 25  
 25 - 50  
 50 - 100  
 100 - 250  
 250 - 1000  
 1000 - 5000  
 5000 - 15000  
 нет данных

Рис. 6 а,б. Плотность распределения энергии землетрясений за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. с глубинами гипоцентров  $H=50-100$  км, с энергетическими классами  $K_s=8-10$  (а) и  $K_s=10-12$  (б). Радиус осреднения  $R=20$  км.

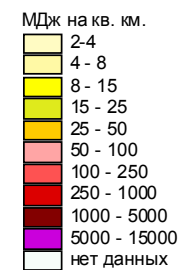
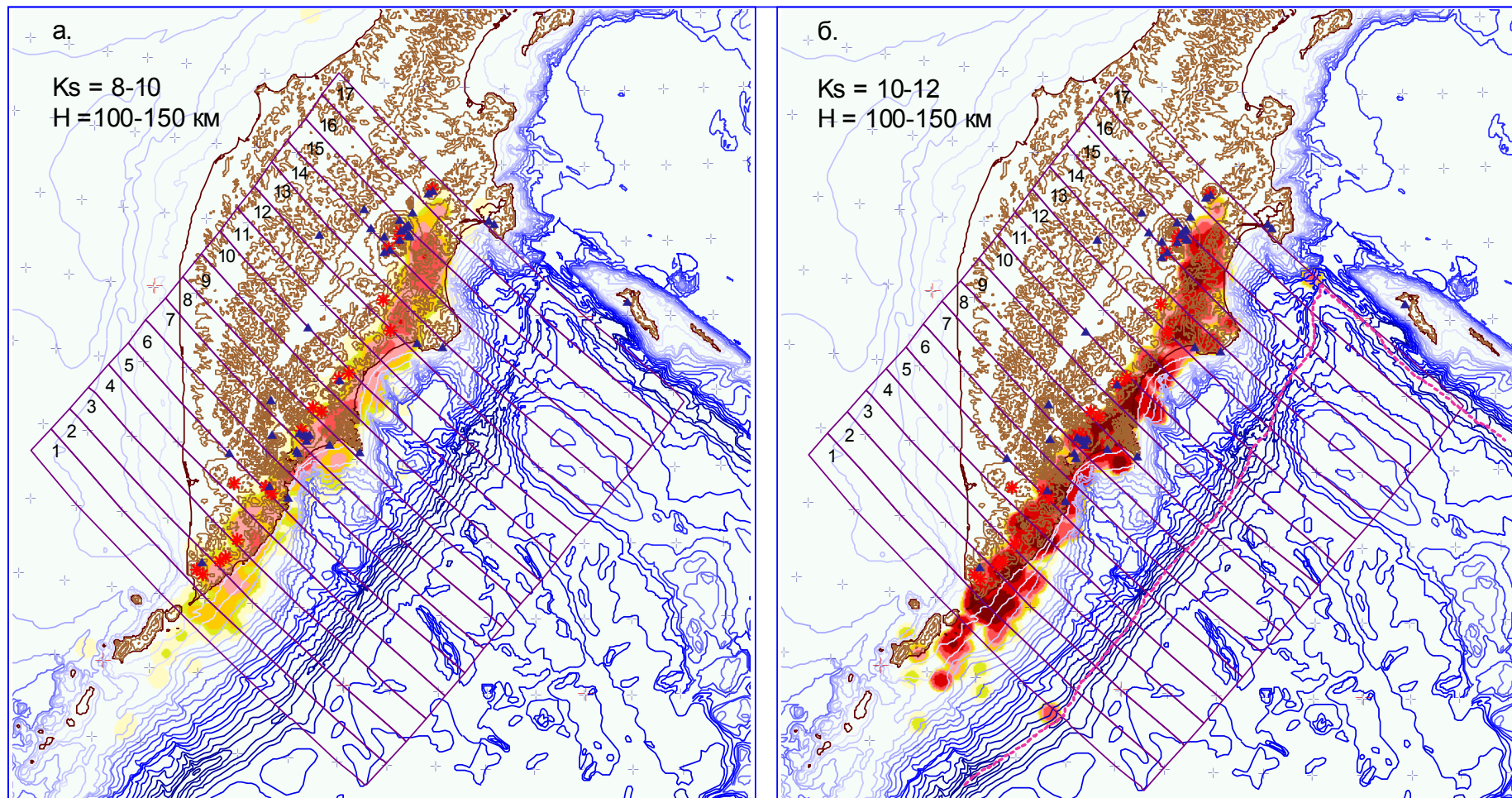


Рис. 7 а,б. Плотность распределения энергии землетрясений за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. с глубинами гипоцентров  $H=100-150$  км, с энергетическими классами  $K_s=8-10$  (а) и  $K_s=10-12$  (б). Радиус осреднения  $R=20$  км.

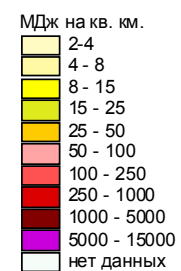
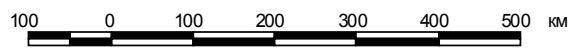
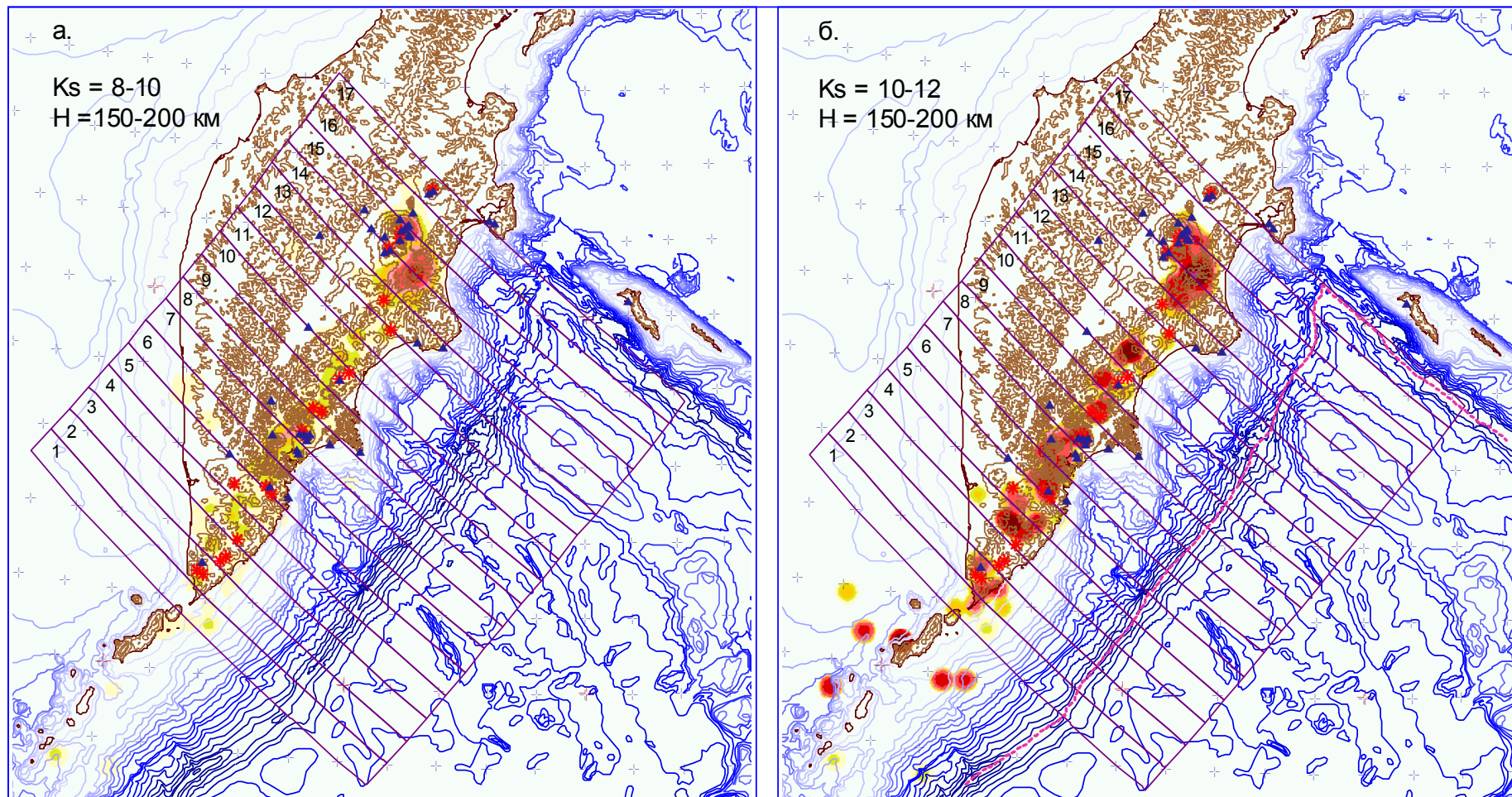
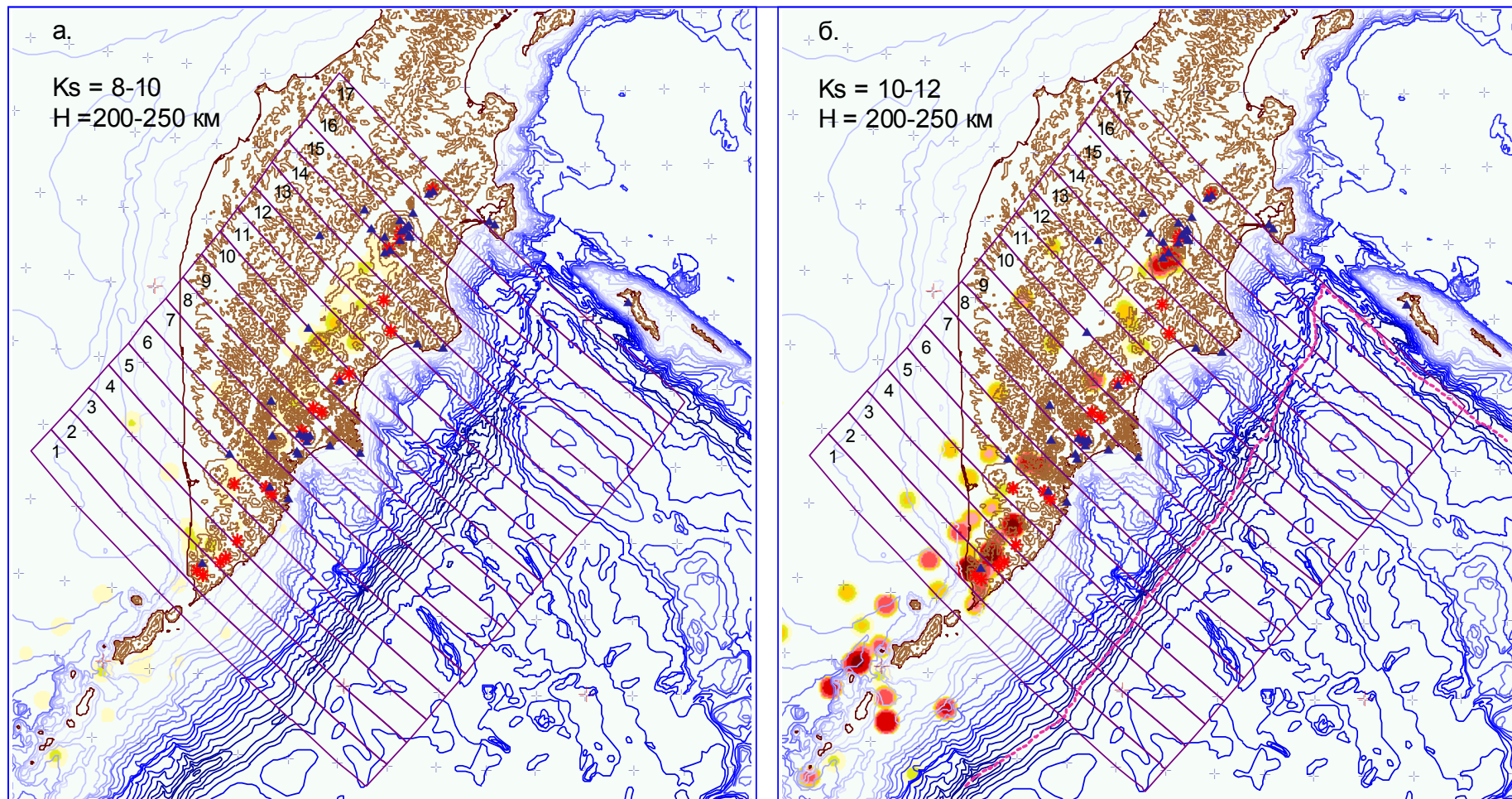


Рис. 8 а,б. Плотность распределения энергии землетрясений за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. с глубинами гипоцентров  $H=150-200$  км, с энергетическими классами  $K_s=8-10$  (а) и  $K_s=10-12$  (б). Радиус осреднения  $R=20$  км.



100 0 100 200 300 400 500 км

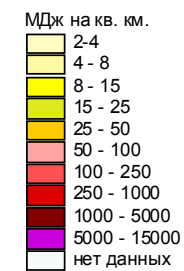


Рис. 9 а,б. Плотность распределения энергии землетрясений за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. с глубинами гипоцентров H=200-250 км, с энергетическими классами Ks=8-10 (а) и Ks=10-12 (б). Радиус осреднения R=20 км.

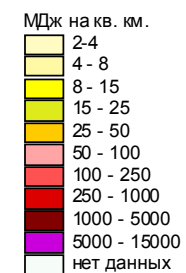
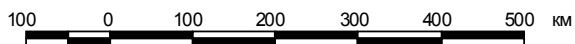
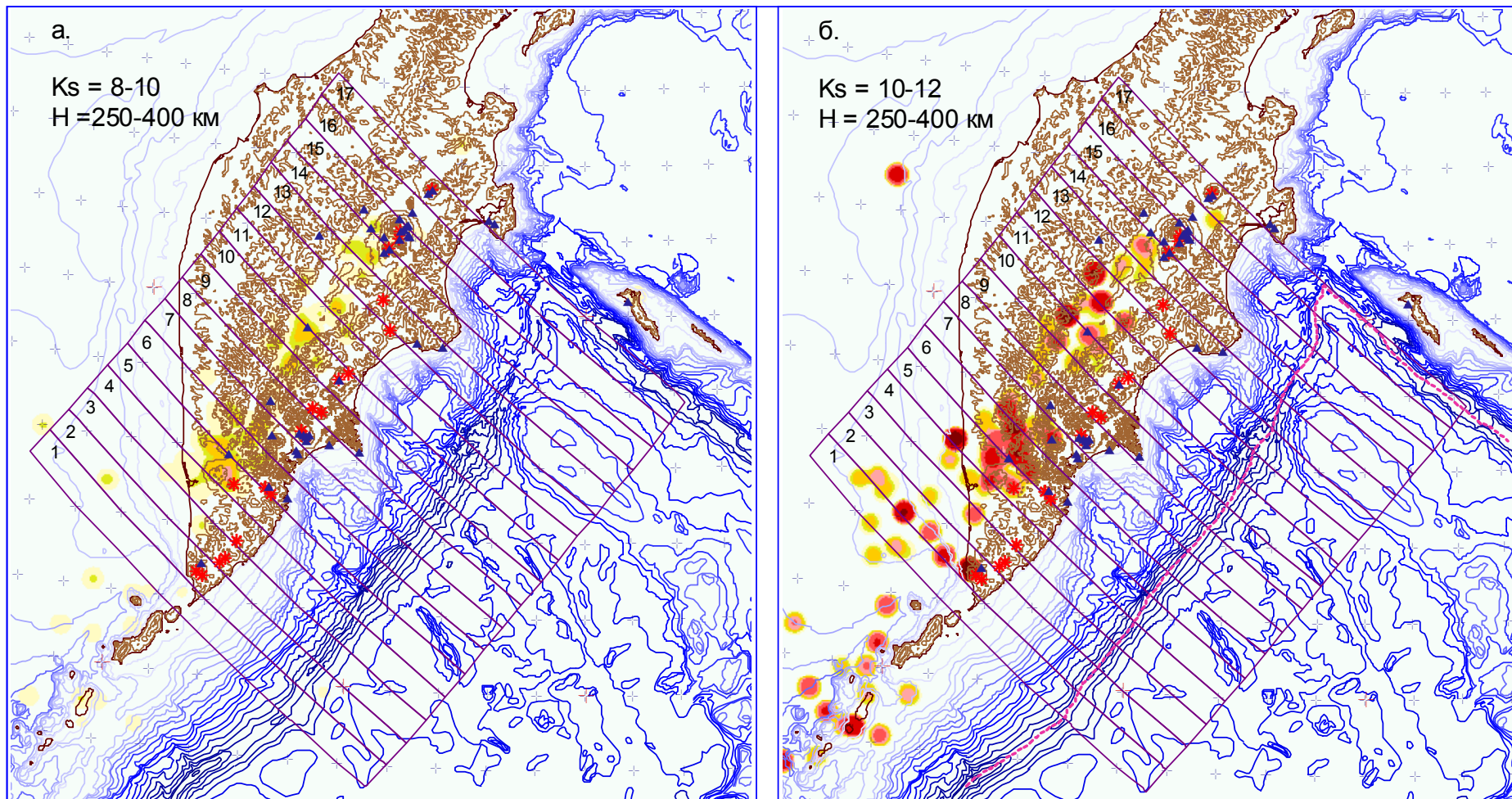


Рис. 10 а,б. Плотность распределения энергии землетрясений за период детальных инструментальных наблюдений 1962-2001 гг. с глубинами гипоцентров  $H=250-400$  км, с энергетическими классами  $K_s=8-10$  (а) и  $K_s=10-12$  (б). Радиус осреднения  $R=20$  км.

В латеральном распределении сейсмической активности здесь достаточно отчетливо выражены отмеченные в предыдущем разделе три зоны экстремальных значений, вытянутые по простиранию дуги.

Первая зона экстремальных значений сейсмической активности слоя 0-50 км прослеживается вдоль океанического склона глубоководного желоба, иногда охватывая прилегающие участки внешнего поднятия. Интенсивность этой зоны невелика. Локальные максимумы здесь лишь изредка превышают величину  $2500 \text{ МДж/км}^2$  (рис.5б). В плотности распределения энергии более слабых землетрясений (рис.5а) эта зона прослеживается фрагментарно, что, вероятно, обусловлено ее большой удаленностью от сети сейсмических станций и, соответственно, недостаточной представительностью в ее пределах землетрясений данного энергетического класса.

Вторая зона экстремальных значений расположена западнее и протягивается параллельно первой на расстоянии 70-80 км в пределах континентального склона Восточной Камчатки. Она прослеживается от Камчатского пролива до траверза бухты Вестник (3-й сектор) в виде отдельных фрагментов со значениями более  $8000 \text{ МДж/км}^2$  (рис.5б), при этом отдельные локальные максимумы достигают значений более  $25000 \text{ МДж/км}^2$ . Далее, в юго-восточном направлении эта зона прерывается и проявляется вновь лишь на траверзе Четвертого Курильского пролива, при этом величина разрыва составляет около 200 км. Аналогичный разрыв этой зоны прослеживается и в распределении энергии более слабых землетрясений (рис.5а).

Третья зона экстремальных значений соответствует области пересечения верхнего горизонтального сейсмоактивного слоя с наклонным сейсмофокальным слоем и протягивается вдоль береговой линии Камчатки, захватывая окончания ее восточных полуостровов. В плотности распределения энергии землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10-12$  (рис.5б) она наиболее ярко выражена и представлена практически непрерывной полосой значений более  $2500 \text{ МДж/км}^2$  с локальными максимумами интенсивностью более 8000, иногда – более  $25000 \text{ МДж/км}^2$ .

В плотности распределения энергии землетрясений 10-12 класса для верхнего слоя 0-50 км прослеживается серия субширотных зон различной протяженности (рис.5б). Как правило, они не выходят за пределы участка континентального склона, заключенного между второй и третьей продольными зонами, соединяя их подобно мостам или перемычкам, а по простиранию дуги наиболее ярко выражены на участке между южной частью Авачинского залива и п-овом Камчатского Мыса. Всего можно выделить 8 таких зон. Одна из них, начинающаяся в северной части Кроноцкого п-ова, надстраивается в восточном направлении аналогичными субширотными зонами, секущими Курило-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба, Командорский блок Алеутской дуги (по котловине Стеллера и центральной части о-ва Беринга) и далее прослеживаются в Командорскую котловину Берингова моря, имея суммарную протяженность более 400 км.

**Диапазон 50-100 км.** Плотность распределения энергии землетрясений для этого слоя представлена на рис. 6 (а,б). В данном диапазоне глубин сейсмическая активность резко убывает, по сравнению с верхним слоем. В связи с этим, для изображения плотности распределения энергии землетрясений в этом и более глубоких слоях выбрана другая легенда и цветовая шкала. Максимальные значения плотности распределения энергии землетрясений с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 8-10$  (а) и  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 10-12$  (б) здесь редко превышают значения 250 и 5000 МДж/км<sup>2</sup> соответственно. Основная часть сейсмической энергии в пределах данного слоя сосредоточена в сравнительно узкой полосе шириной порядка 80 км, которая является сечением сейсмофокальной зоны в данном диапазоне глубин. Она прослеживается в северо-восточном направлении вдоль береговой линии Восточной Камчатки, пересекая п-ова Шипунский и Кроноцкий. Затем, севернее Кроноцкого п-ова, ее простирание меняется на меридиональное. Северное окончание этой зоны находится в окрестностях вулкана Шивелуч.

В данном диапазоне глубин наиболее ярко проявляется отмеченная многими исследователями (Федотов и др., 1985 и др.) примечательная осо-

бенность камчатской сейсмофокальной зоны: уменьшение угла наклона ее северного звена и, соответственно, отклонение простирания к западу.

Необходимо отметить, что максимальные значения сейсмической активности в этом диапазоне глубин (более 5000 МДж/км<sup>2</sup>, рис.6б) наблюдаются севернее Кроноцкого п-ова, напротив Ключевской группы вулканов.

**Диапазон 100-150 км.** Плотность распределения энергии землетрясений для этого слоя представлена на рис.7(а,б). Основная часть сейсмической энергии в пределах данного слоя сосредоточена в сравнительно узкой зоне, шириной порядка 60 км, более узкой, чем в вышележащем слое. Западный фронт этой зоны соответствует или вплотную приближается к современному вулканическому поясу Камчатки, включая Северную группу вулканов. При этом значения плотности распределения энергии землетрясений с энергетическими классами 8-10 и 10-12 мало отличаются от соответствующих значений плотности распределения энергии землетрясений в вышележащем слое.

**Диапазон 150-20 км.** Плотность распределения энергии землетрясений для этого диапазона глубин представлена на рис.8 (а,б). Сейсмическая активность сейсмофокальной зоны здесь заметно меньше, чем в вышележащем слое и сосредоточена на локальных участках в полосе шириной около 60 км к западу от Восточного вулканического пояса и под Ключевской группой вулканов. Севернее Ключевской группы вулканов, в т.ч. под вулканом Шивелуч, сейсмофокальная зона в данном диапазоне глубин не прослеживается. Максимальные значения плотности распределения энергии землетрясений здесь отмечаются в районе Ключевской группы вулканов, а экстремальные значения (более 5000 МДж/км<sup>2</sup>) для землетрясений 10-12 энергетического класса приурочены к локальной зоне, расположенной между Кроноцким п-овом и Ключевским вулканом (рис.8б).

**Диапазон 200-26 км.** Плотность распределения энергии землетрясений для этого диапазона глубин представлена на рис.9 (а,б). Сейсмофокальная зона в этом диапазоне глубин уже не представляет непрерывной узкой зоны или близкой к ней последовательности ее фрагментов. Здесь мы наблюда-

даем отдельные сейсмоактивные участки, которые для землетрясений 10-12 класса разбросаны в зоне, шириной более 150 км (рис.9б). Северо-восточнее вулкана Ключевской сейсмические события на этих глубинах не регистрируются. Сейсмическая активность зарегистрированных событий 8-10 класса (рис.9а) сосредоточена в более узкой полосе, тяготеющей к сети сейсмических станций. По-видимому, это обстоятельство обусловлено большой удаленностью сети наблюдений для событий данного энергетического класса и, следовательно, недостаточной их представительностью в рассматриваемом диапазоне глубин.

Сравнивая структуру сейсмической активности в данном диапазоне глубин и в вышележащих срезях, можно констатировать, что облик сейсмофокальной зоны, начиная с глубин 200 км, принципиально меняется. Не исключено, что это изменение, может быть обусловлено иными механизмами возникающих здесь землетрясений.

**Диапазон 250-40 км.** Плотность распределения энергии землетрясений для диапазона глубин 250-400 км представлена на рис.10 (а,б). Несмотря на утроенную мощность рассматриваемого слоя, структура сейсмической активности здесь сохраняет отмеченные особенности предыдущего диапазона глубин. Основная часть сейсмоактивных участков расположена под Центральной Камчатской депрессией, восточными отрогами Срединного хребта, Срединным массивом и прилегающей акваторией Охотского моря.

### **1.5 Сейсмофокальная зона и взаимодействие литосферных плит**

В данном разделе представлены результаты сопоставления распределения сейсмической активности по каждому из секторов с наиболее вероятными геометрическими параметрами и структурой погружающейся под Камчатку литосферной плиты. При построениях априорно приняты положения, в соответствии с работами (Каракин и др., 1982; Лобковский и др., 1986; Лобковский, 1988, Селиверстов, 2001; 2003):

1. Изгиб погружающейся литосферной плиты начинается в окрестностях глубоководного желоба и заканчивается ниже подошвы нависающей литосферной плиты.

2. Погружающаяся литосферная плита на глубинах более 100 км выделяется во вмещающих мантийных породах лишь по высокой вязкости, т.е. по мере погружения и нагрева ее мощность уменьшается.

3. Начальная мощность погружающейся литосферной плиты составляет 75-80 км для секторов 1-14, и 70-75 км для секторов 15-17 мощность нависающей литосферной плиты – около 80 км; мощность земной коры в нависающей плите – около 40 км.

4. Очаги землетрясений наклонного сейсмофокального слоя до глубин 200 км в основном находятся в верхней части (верхней половине) погружающейся литосферной плиты и приурочены к находящейся здесь зоне глубинной гидратации мантийных пород. Очаги более глубоких землетрясений могут быть распределены по всей мощности погружающейся литосферной плиты.

На рис. 11-27 представлены 17 разрезов сейсмофокальной зоны Камчатки. На них схематически изображены взаимодействующие литосферные плиты, положение, геометрические параметры и основные черты структуры которых наиболее соответствуют представленным выше априорным положениям и распределению гипоцентров землетрясений. В погружающейся плите выделена предполагаемая область регионального метаморфизма – зона глубинной гидратации пород верхней мантии, обоснование которой будет приведено в последующих разделах отчета. Римскими цифрами I-III на разрезах пронумерованы участки разрезов, в пределах которых находятся описанные в предыдущем разделе зоны повышенной сейсмической активности верхнего (0-50 км) слоя. Римской цифрой IV обозначен участок разреза, содержащий гипоцентры наклонного сейсмофокального слоя (до глубин 200 км). На разрезах указаны положение современного вулканического пояса и морфологической оси Курило-Камчатского глубоководного желоба, а также схематиче-

ское (немасштабное) изображение дна океана. Здесь необходимо заметить, что расчеты глубин гипоцентров землетрясений проводится по упрощенным моделям, что иногда приводит к некоторым издержкам. Так, гипоцентры с глубинами менее 5-7 км при детальном построении с учетом рельефа дна океана часто попадают в пределы водной толщи.

На основании анализа полученных разрезов представляется возможным высказать ряд выводов-суждений и предположений.

1. Внешняя (I) зона сейсмической активности, расположенная в районе глубоководного желоба и его океанского склона, прослеживается на всех представленных разрезах. Вследствие удаленности и одностороннего расположения сети сейсмических станций, а также существенной горизонтальной неоднородности скоростного разреза, точность определения гипоцентров, особенно по глубине, здесь минимальна. Не случайно, поэтому, многие гипоцентры выстраиваются в стройные горизонтальные линии с круглыми значениями глубин.

Известно (Stauder, 1968; McNutt 1980 и др.), что механизмы очагов землетрясений в пределах океанских склонов глубоководных желобов и внешних поднятий свидетельствуют об обстановке горизонтального растяжения вкост желоба. Этот факт согласуется с представлениями тектоники литосферных плит об изгибе океанской литосферной плиты перед ее погружением в зону субдукции и, соответственно, растяжении ее верхней части. По-видимому, именно такова природа рассматриваемой внешней сейсмоактивной зоны напротив Восточной Камчатки. Несмотря на невысокую точность определения, гипоцентры землетрясений внешней зоны концентрируются, в основном, в верхних 35-40 км литосферной плиты на всех разрезах, за исключением самого северного (№17, рис.27), в пределы которого попадают гипоцентры землетрясений, связанных со структурами западного сектора Алеутской дуги. Это соответствует представлениям о деструктивных процессах, проявляющихся в обстановке растяжения в верхней «хрупкой» части литосферной плиты при ее изгибе.

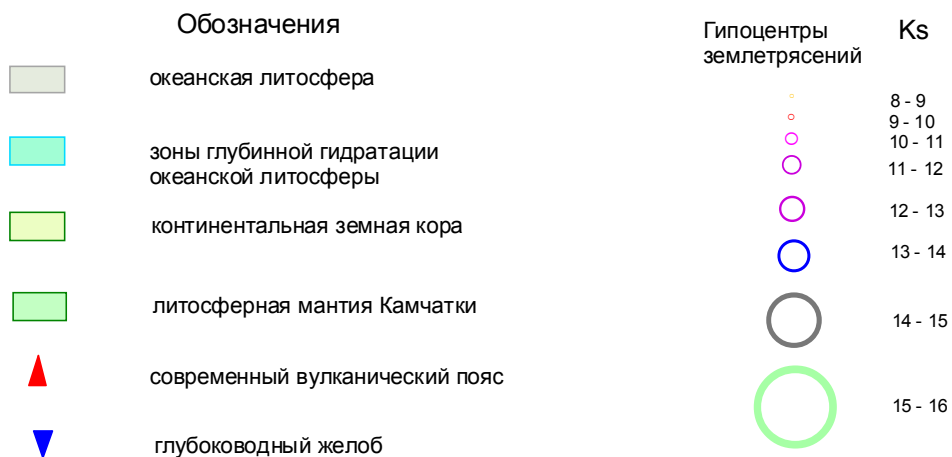
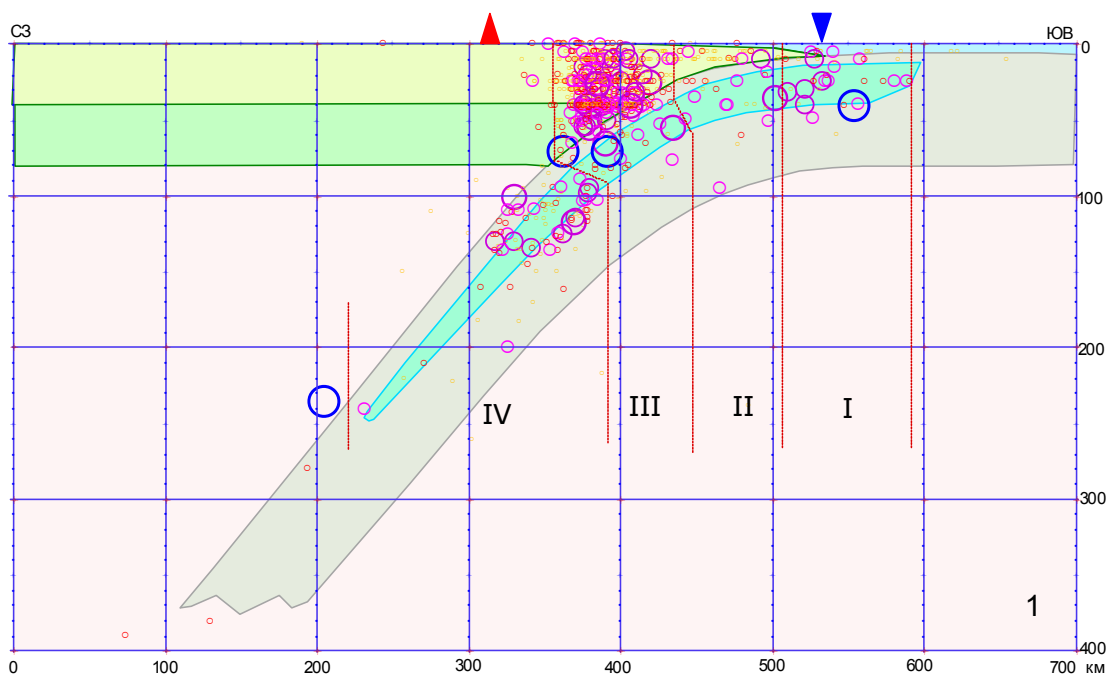


Рис. 11 Разрез №1 камчатской сейсмофокальной зоны.  
Положение разреза см. на рис.1.

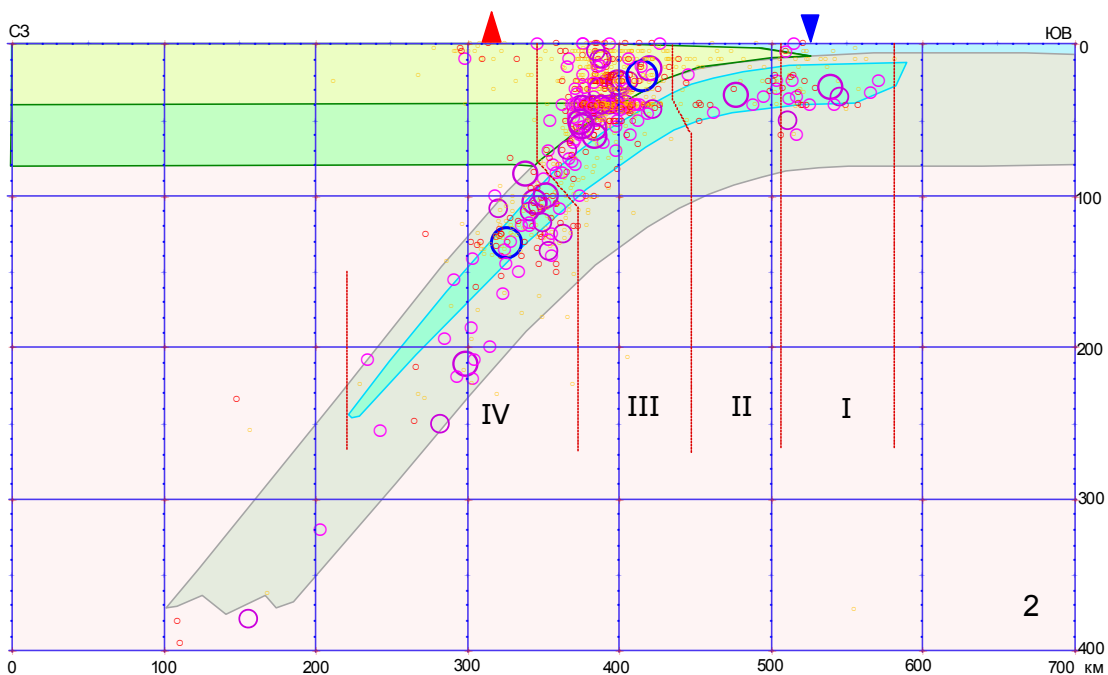


Рис. 12 Разрез №2 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

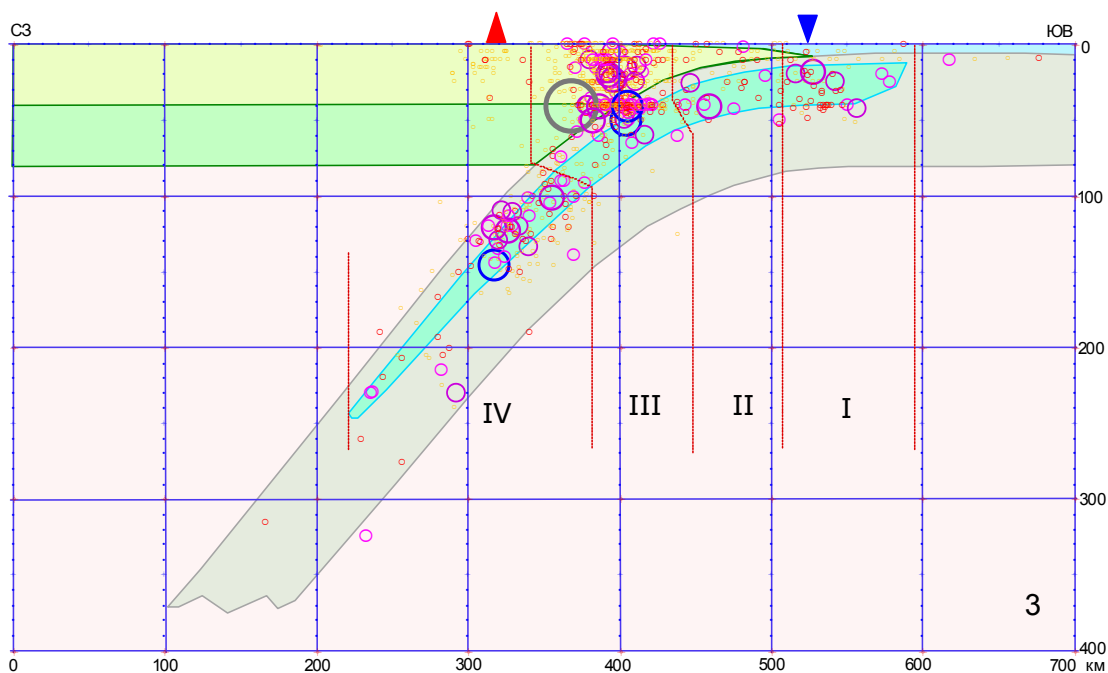


Рис. 13 Разрез №3 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

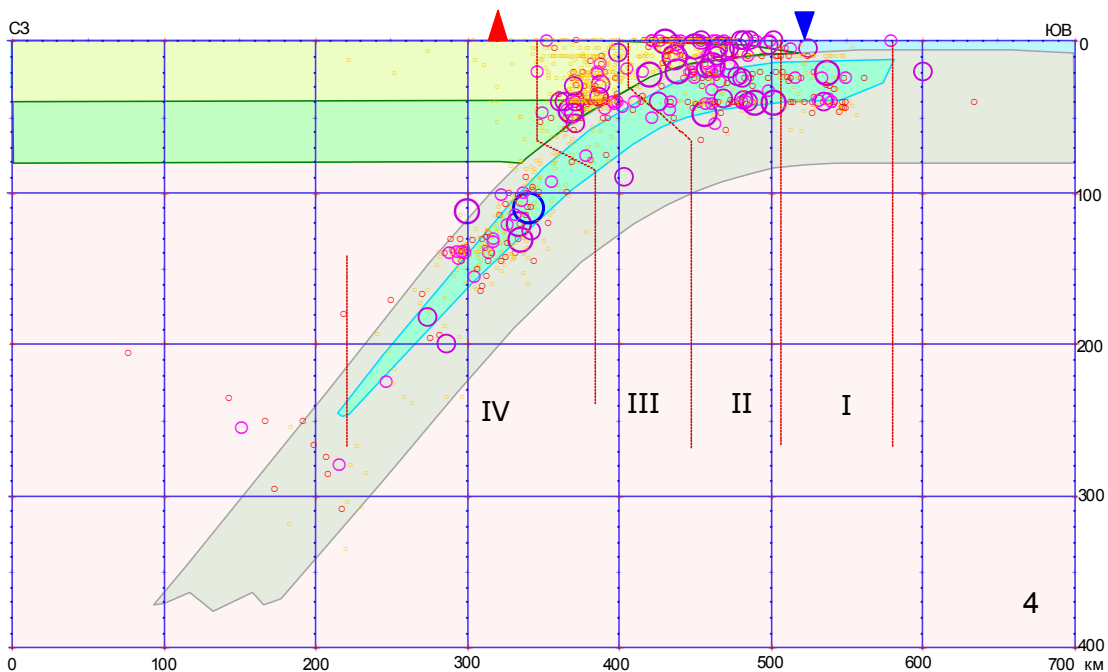


Рис. 14 Разрез №4 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

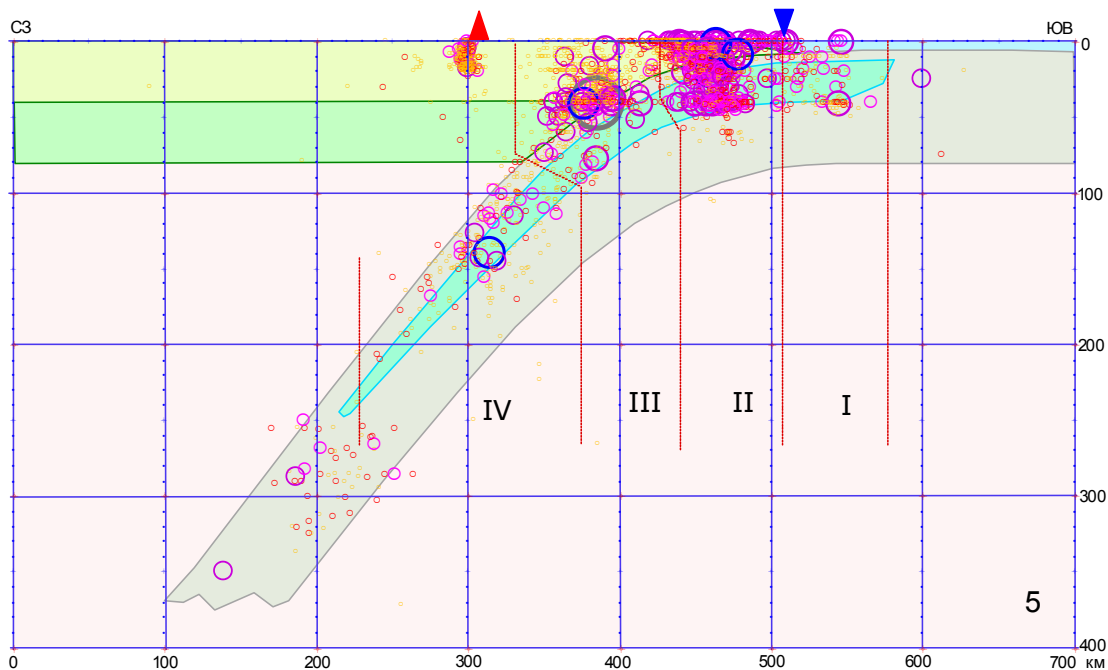


Рис. 15 Разрез №5 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

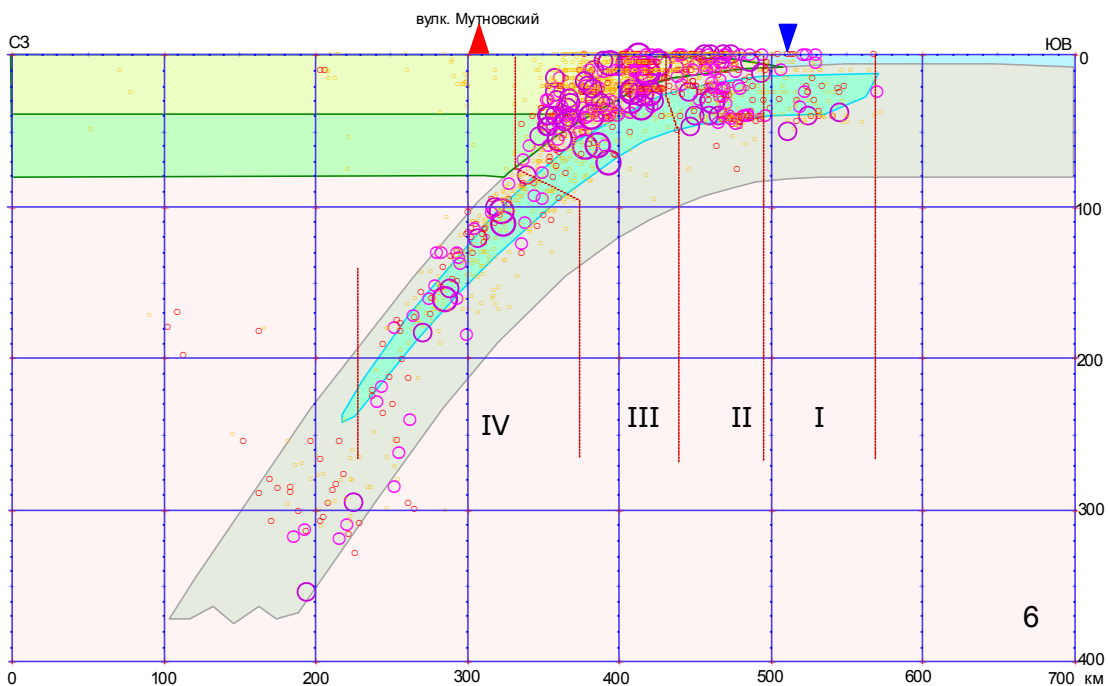


Рис. 16 Разрез №6 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

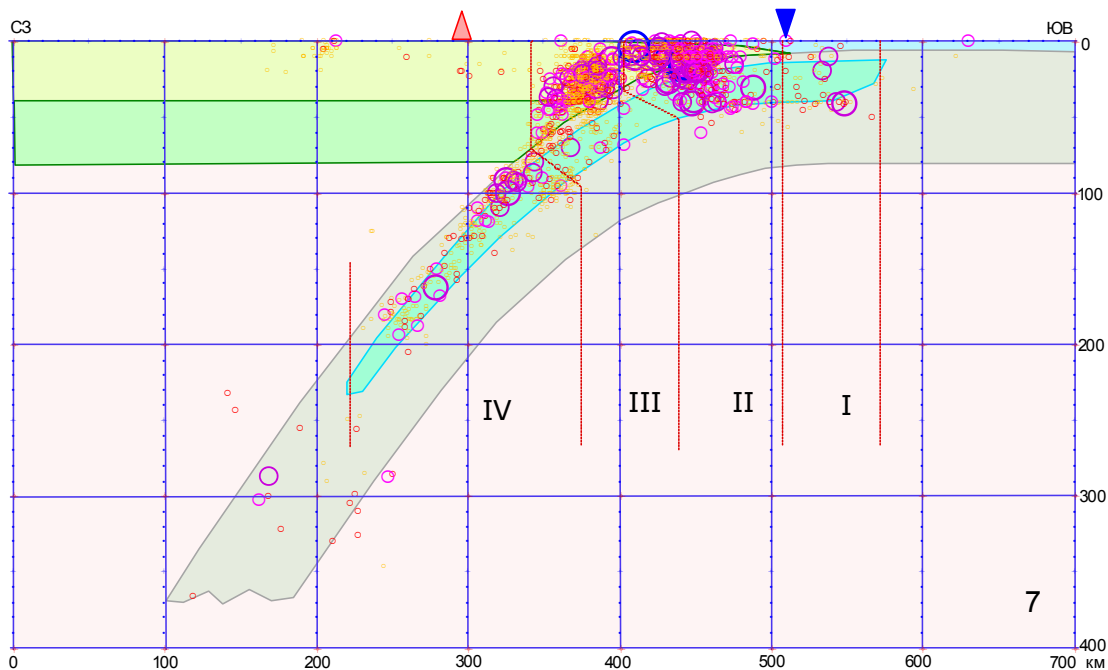


Рис. 17 Разрез №7 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

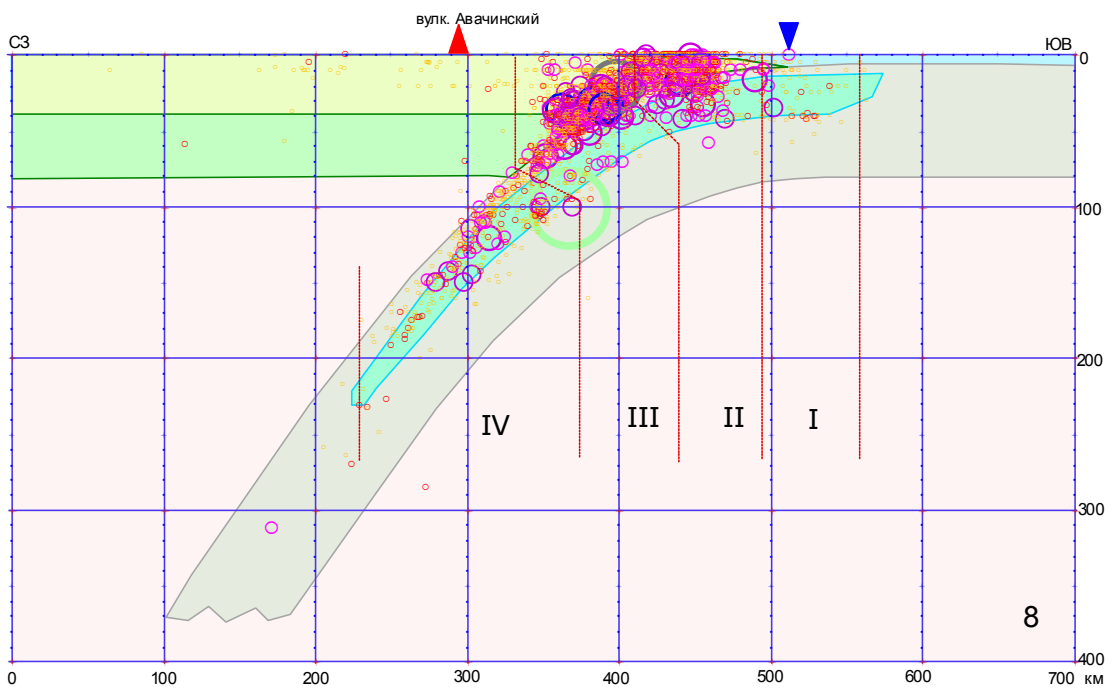


Рис. 18 Разрез №8 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

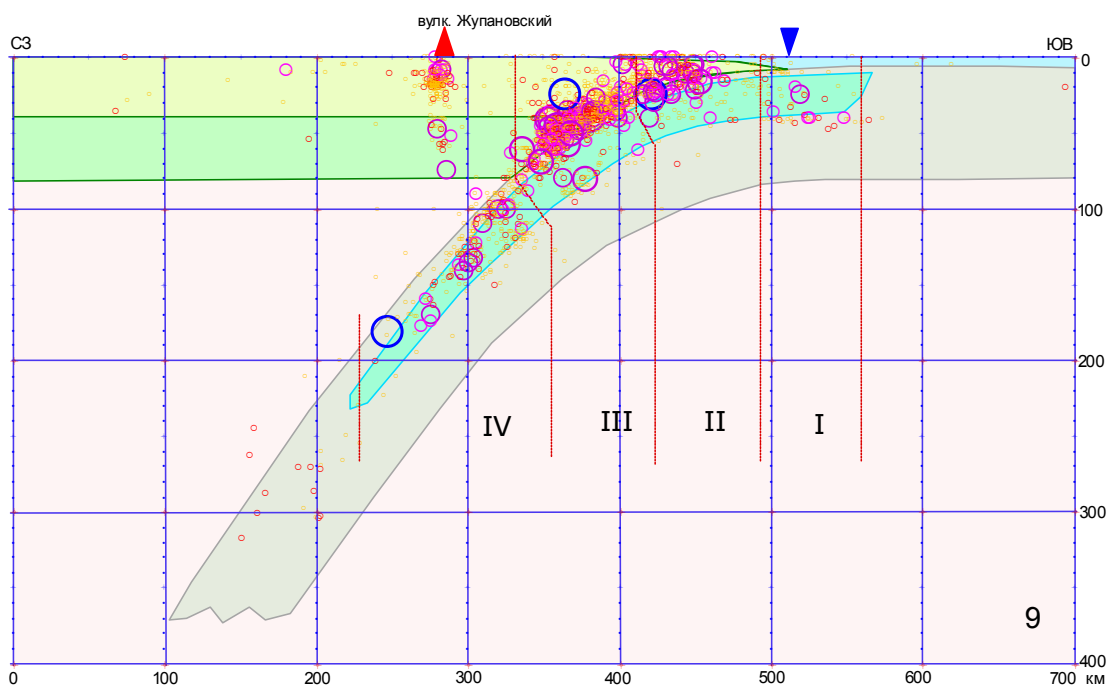


Рис. 19 Разрез №9 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

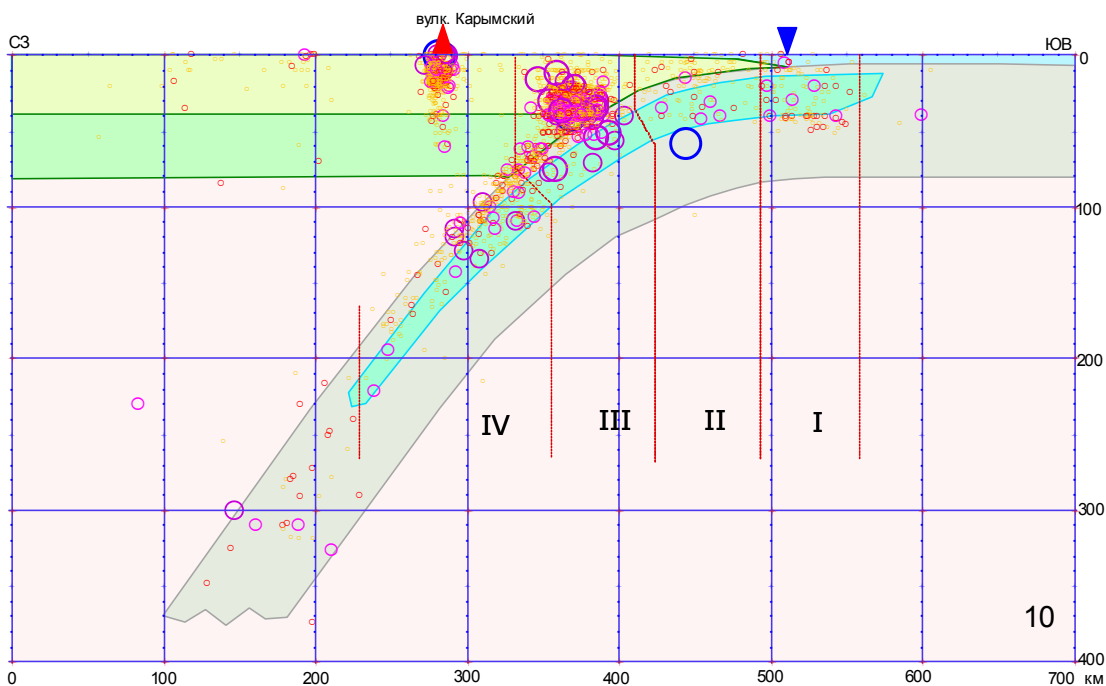


Рис. 20 Разрез №10 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

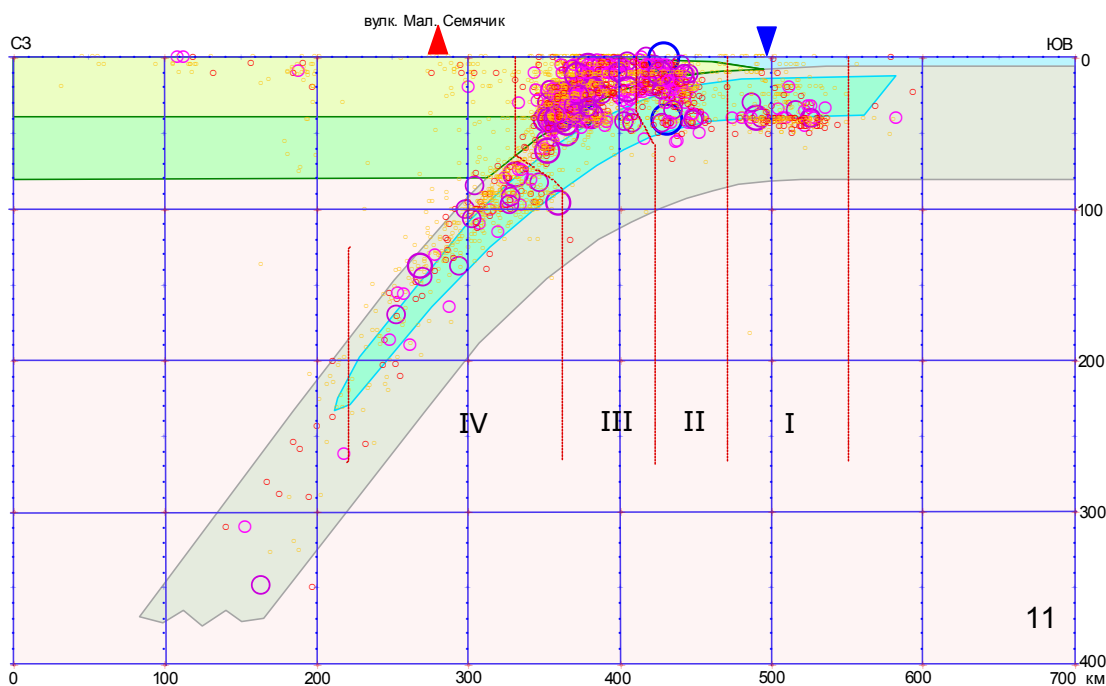


Рис. 21 Разрез №11 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

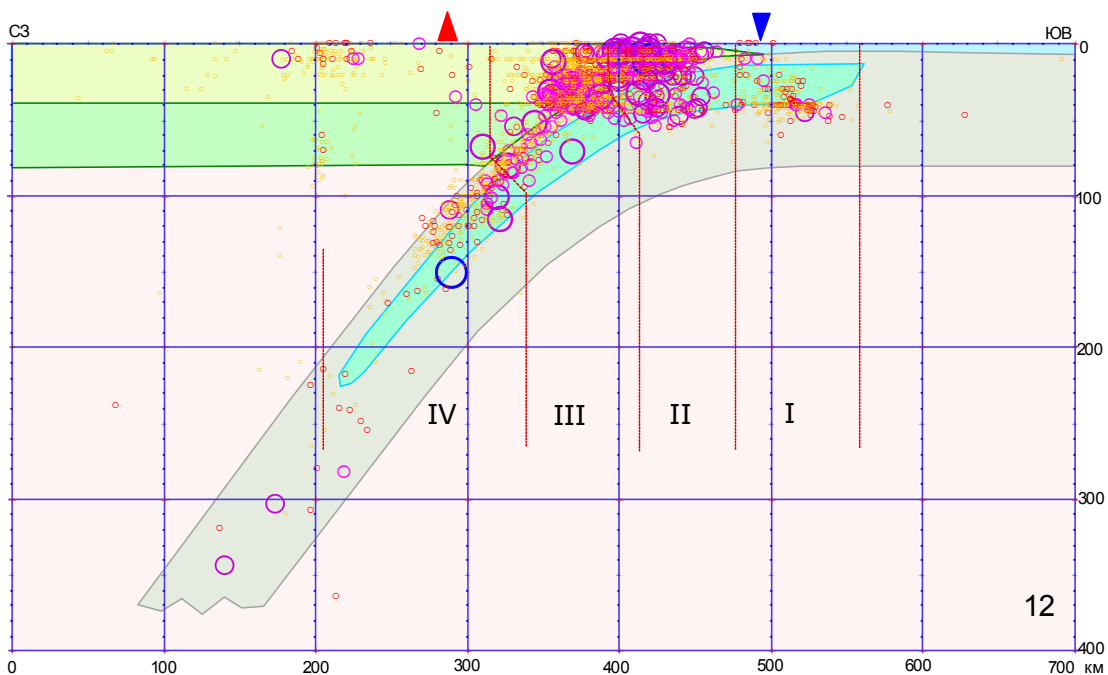


Рис. 22 Разрез №12 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

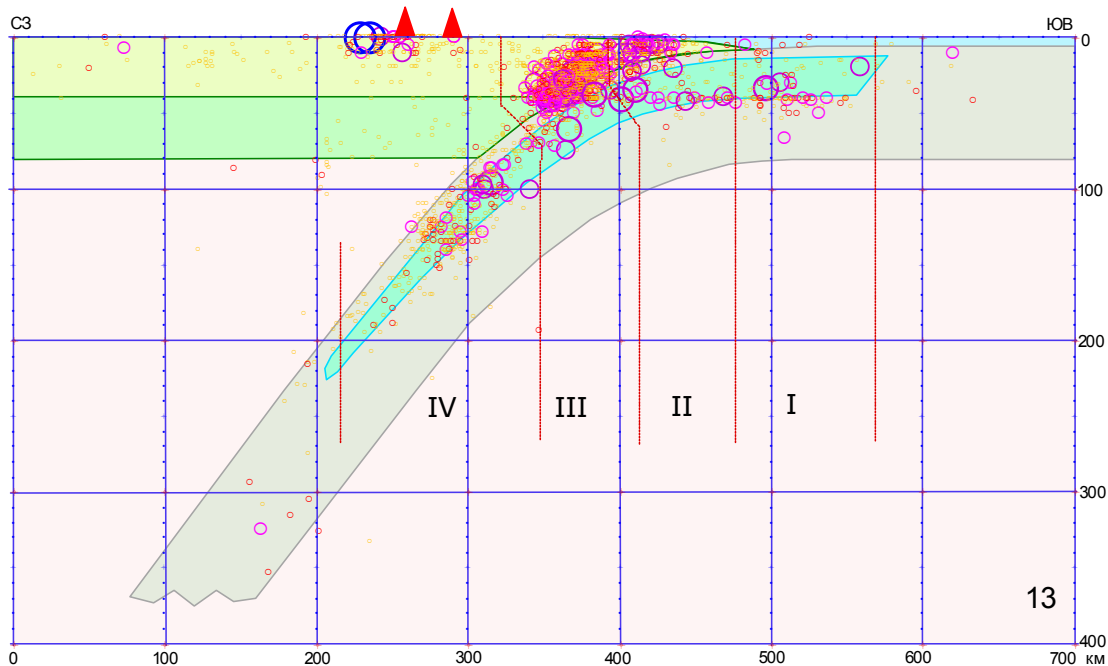


Рис. 23 Разрез №13 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

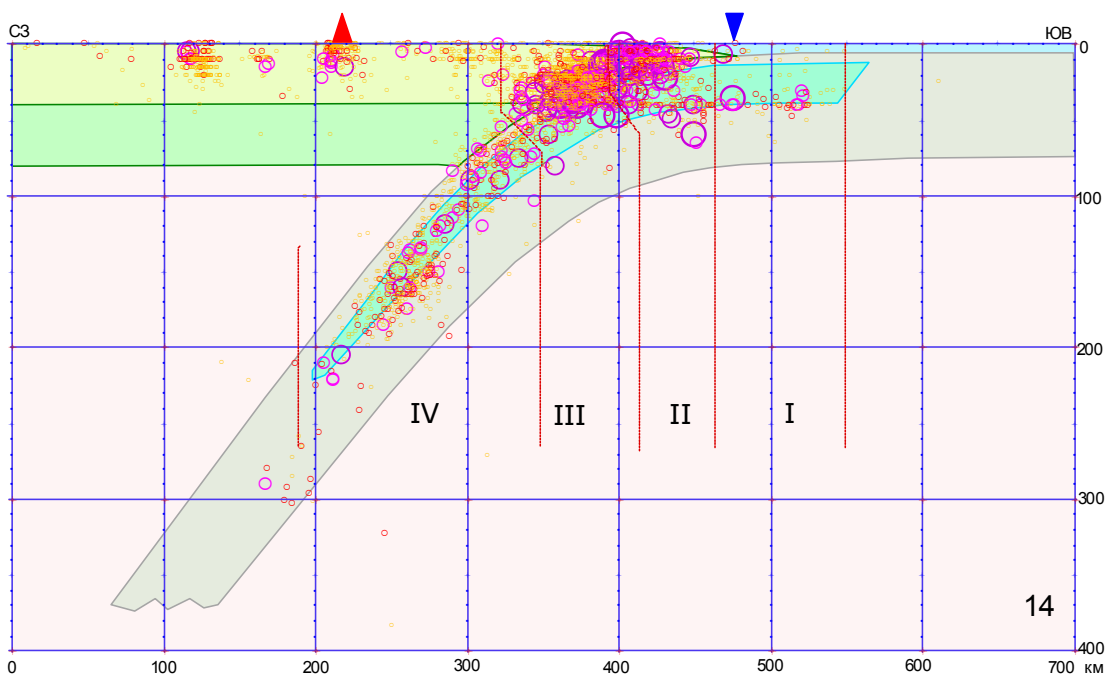


Рис. 24 Разрез №14 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

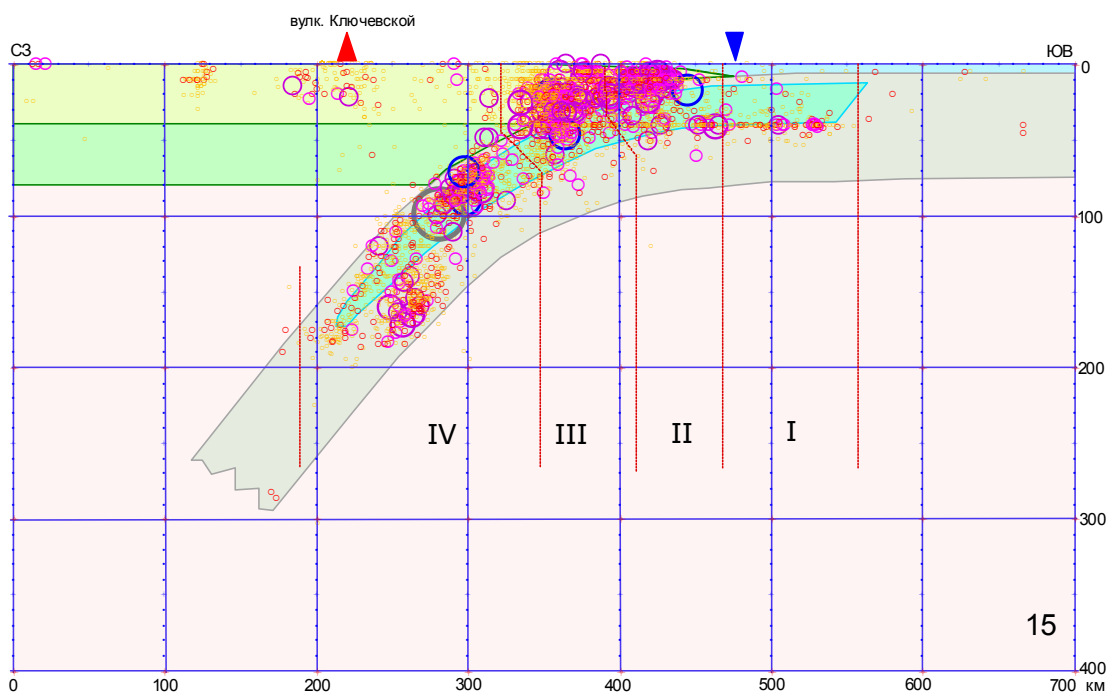


Рис. 25 Разрез №15 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

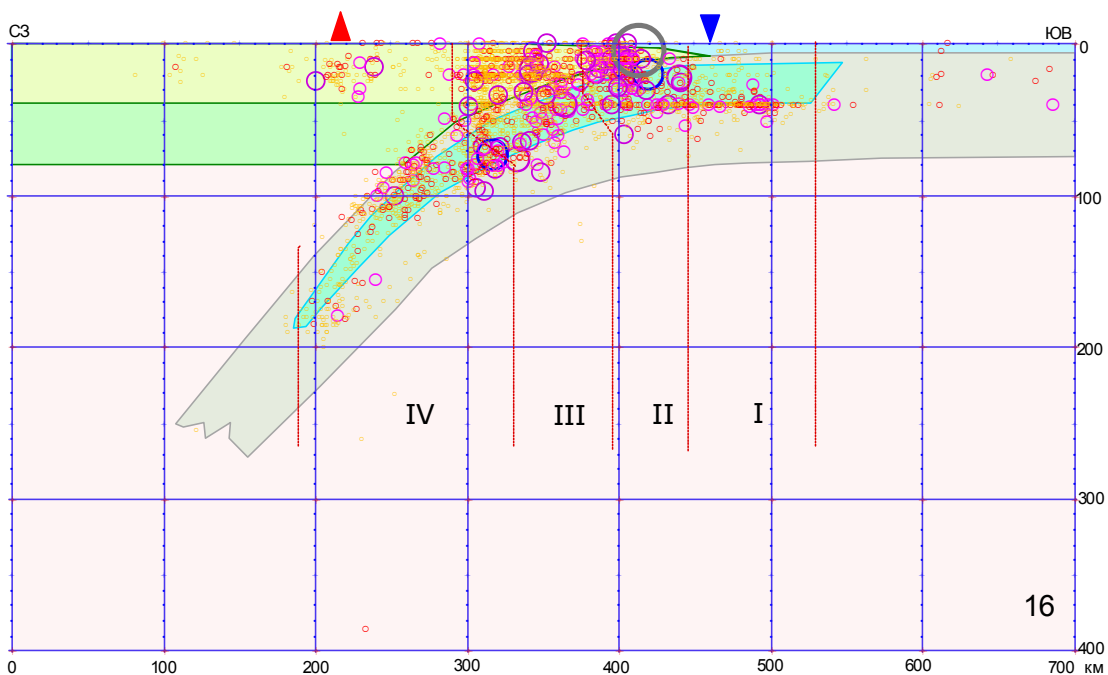


Рис. 26 Разрез №16 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

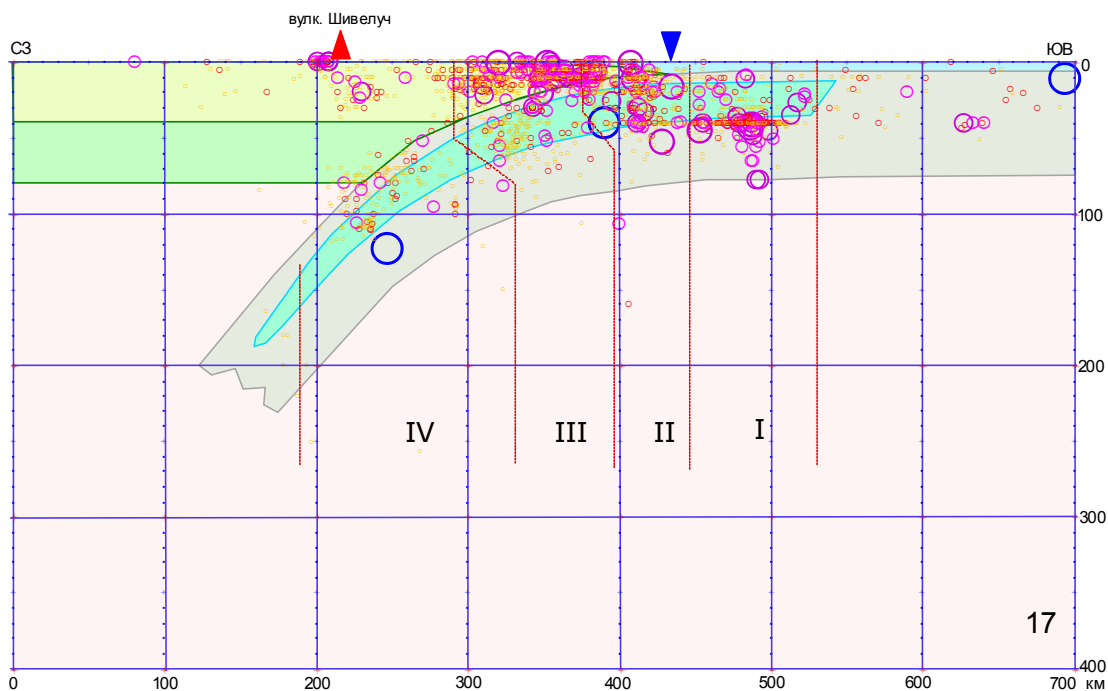


Рис. 27 Разрез №17 камчатской сейсмофокальной зоны.  
 Положение разреза см. на рис.1.  
 Условные обозначения см. на рис.11.

2. Сейсмоактивная зона (II), приурочена к материковому борту глубоководного желоба и континентальному склону Восточной Камчатки. На этом участке зоны субдукции в результате динамического взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит происходит их частичное разрушение и формирование аккреционных комплексов. Как и в предыдущей, внешней зоне, основная часть гипоцентров расположена в «хрупкой» части литосферы, т.е. не глубже 40-50 км. Сейсмическая активность этой зоны за период детальных инструментальных наблюдений проявилась неравномерно по простиранию дуги. На южных разрезах (сектора 1-3, рис.11-13), а также напротив южной части Кроноцкого залива (сектор 10, рис.20) сейсмическая активность рассматриваемой зоны проявилась заметно слабее, чем на соседних участках. Необходимо отметить, что упомянутые «слабосейсмичные» участки пространственно тяготеют к «сейсмическим брешам», где по данным долгосрочного сейсмического прогноза (Федотов, 2005) повышена вероятность возникновения сильных землетрясений.

3. Сейсмоактивная зона (III) охватывает верхнюю часть континентального склона и окончания полуостровов Восточной Камчатки. По числу землетрясений она наиболее представительна и ярко выражена практически на всех разрезах. Гипоцентры в пределах этой зоны сосредоточены в более широком диапазоне глубин, чем в двух предыдущих, при этом наибольшая концентрация гипоцентров землетрясений наблюдается в диапазоне глубин 30-50 км. Согласно существующим представлениям (Лобковский, 1988 и др.), из-за увеличения угла наклона погружающейся плиты в этом диапазоне глубин характер ее взаимодействия с нависающей плитой меняется от пологого поддвига в сторону «лобового» столкновения, что, соответственно, ведет к резкому увеличению сил сцепления и росту касательных напряжений между взаимодействующими плитами. В пределы рассматриваемой зоны попадает и верхняя часть наклонного сейсмофокального слоя. Гипоцентры землетрясений этого слоя приурочены здесь к верхней половине погружающейся литосферной плиты.

4. Сейсмоактивная зона (IV) охватывает наклонный сейсмофокальный слой в пределах погружающейся литосферной плиты в диапазоне глубин от 80-100 до 200 км. На большинстве представленных разрезов (с 5 по 14, рис. 15-24) достаточно отчетливо выражена «клинообразная» форма этого слоя и, на некоторых из них (менее отчетливо) - признаки его «двойной структуры», отмеченные в разделе 1.3. В дальнейших разделах отчета указанные особенности наклонного сейсмофокального слоя связываются с процессами дегидратации зоны регионального метаморфизма в погружающейся литосферной плите, сформированной непосредственно перед ее погружением.

5. На северных разрезах (15-17, рис. 25-27) «двойная структура» сейсмофокального слоя трудно различима, что, как уже отмечалось, связывается с изменением его простирания с северо-северо-восточного на меридиональное, не ортогональное направлению разрезов. На данном участке сейсмофокальной зоны можно отметить две особенности. Во-первых, выполаживание наклонного сейсмофокального слоя в северном направлении. Во-вторых, концентрацию гипоцентров сильных ( $K_{S1,2}^{\Phi 68} > 13$ ) землетрясений на глубинах около 100 км, ниже основания нависающей плиты в месте изменения простирания сейсмофокального слоя (разрез 15, рис. 25). Отмеченные особенности связываются нами с латеральной плотностной неоднородностью и соответствующим изменением наклона при вхождении в зону субдукции, и, вследствие этого, развитием дизъюнктивных нарушений по границе различающихся по плотности блоков еще «хрупкой» погружающейся литосферной плиты.

## **Глава 2. ГЛУБИННАЯ ГИДРАТАЦИЯ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРНОГО УЧАСТКА КУРИЛО- КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

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.

Певидимому, 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 анализа рассмотренных выше особенностей проявления его сейсмической активно-

сти, представлений о глубинной гидратации океанской литосферы и данных о строении прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

## **2.1 О двух типах внешнего склона глубоководного желоба и процессах глубинной гидратации океанской литосферы**

Еще на ранних этапах изучения глубоководных желобов было замечено, 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 вкrest 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. 28 а,б).

Первый тип (рис. 28 а) 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. 28 б) 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. 28 б сейсмоакустический разрез, пересекает Курило-Камчатский желоб в месте его сочленения с западным склоном возвышенности Обручева.

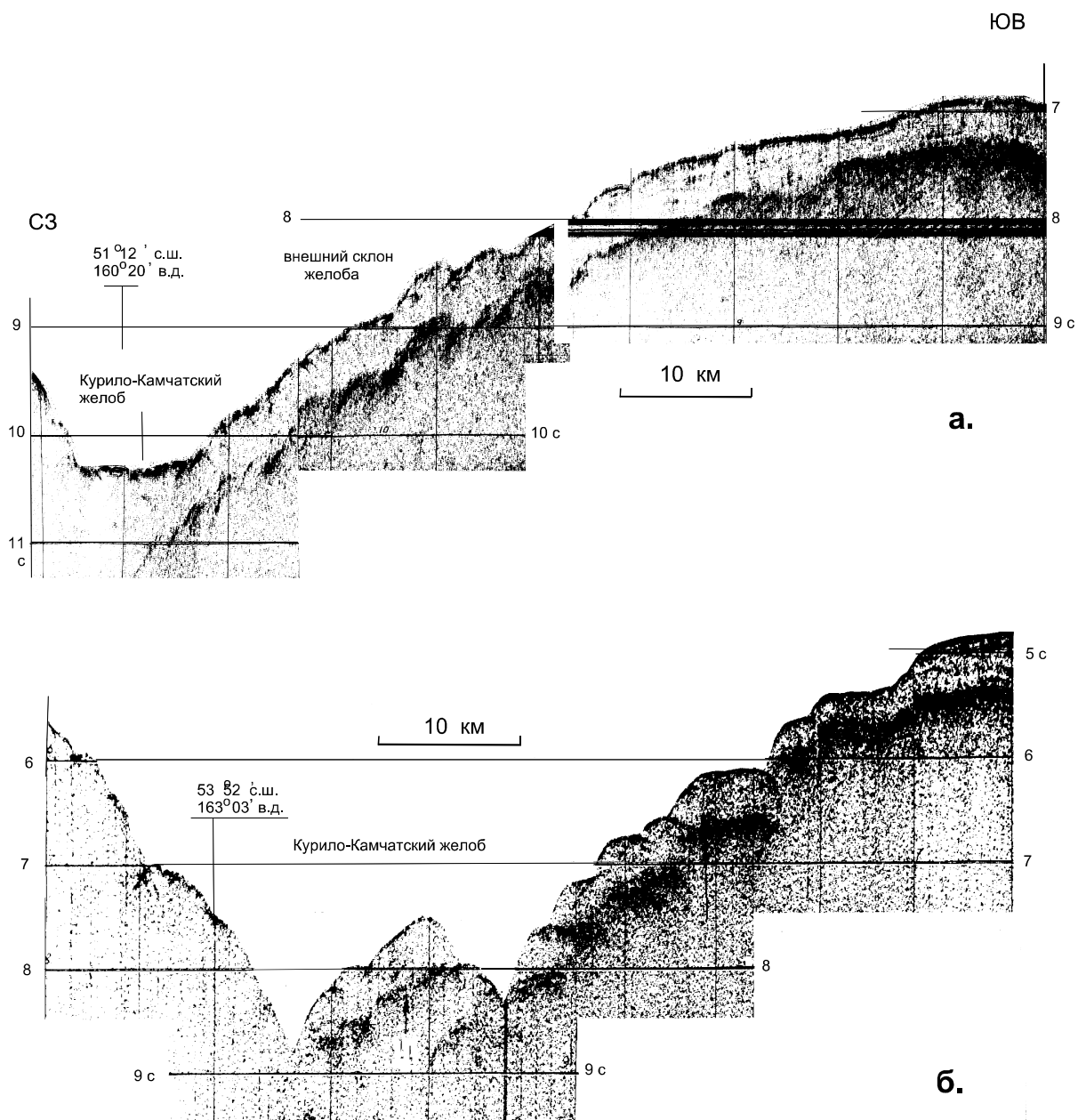


Рис.28 а,б Два типа внешнего склона Курило-Камчатского желоба по сейсмоакустическим данным.

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.31 (профили 1 и 2, соответственно).

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. 29 а,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. 29 а), или под действием сил, препятствующих поддвигу (рис. 29 б), отражая, соответственно, геодинамические условия относительно 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.

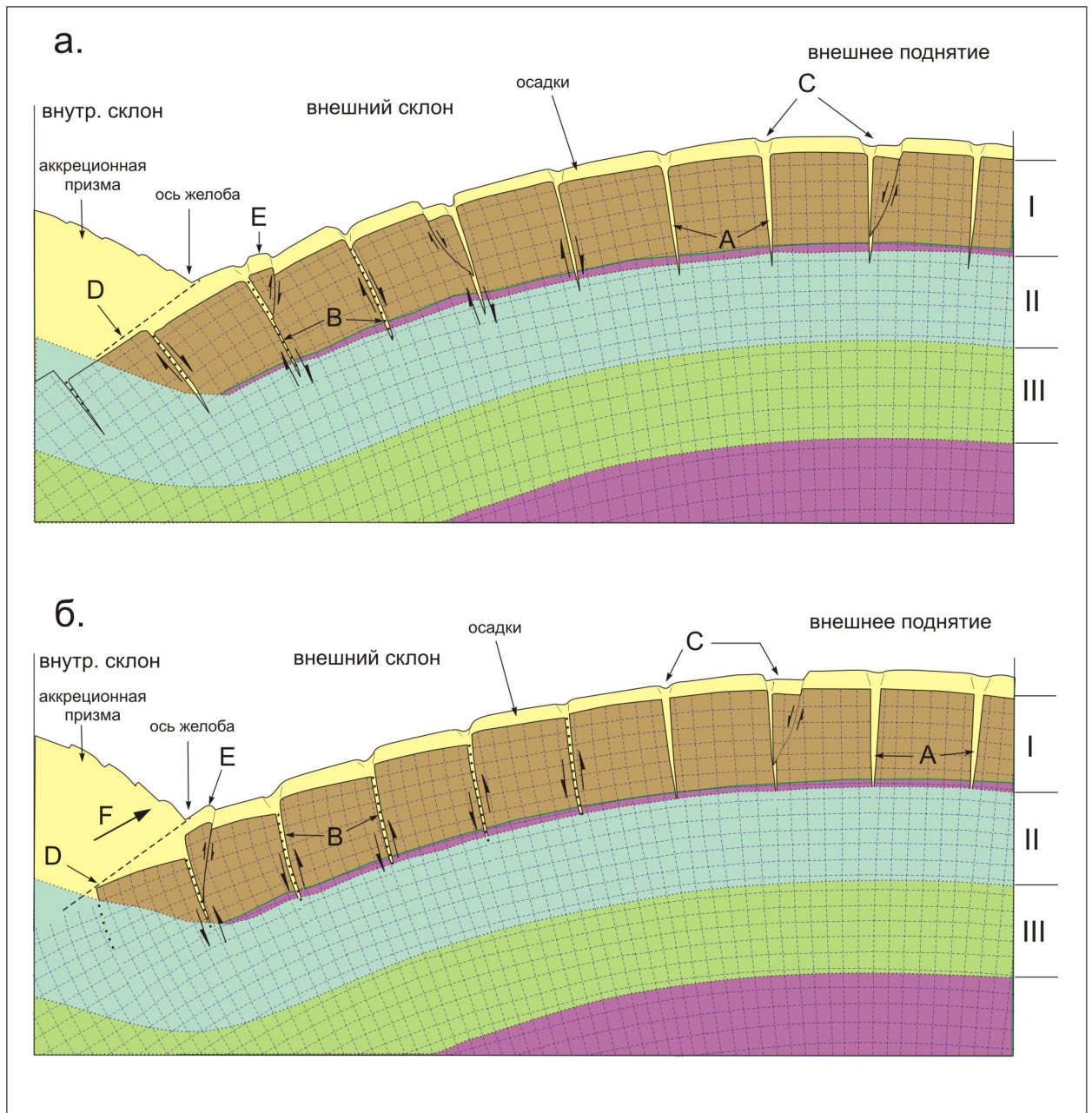


Рис.29 Принципиальная схема формирования «обратных» (а) и «нормальных» (б) ступеней внешнего склона глубоководного желоба.

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 выделенные цветом зоны разрушения литосферы: I - зона магистральных разрывов, II - зона трещиноватости, III - зона раскрытия пор.

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 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 част-

ности – 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 наблюдаемых полей необходимо принимать латеральную плотностную неоднородность океанской литосферы, точнее - допускать некоторое разуплотнение литосферной плиты в районе внешнего склона желоба (Косыгин, 1991; Косыгин, Сеначин, 1995). На рис. 30 (а,б) представлены расчетные плотностные модели, полученные для Курильской (а) и Марианской (б) островных дуг в соответствии с работой (Косыгин, Сеначин, 1995), где можно проследить отмеченные особенности распределения плотности в океанской литосферной плите. 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.

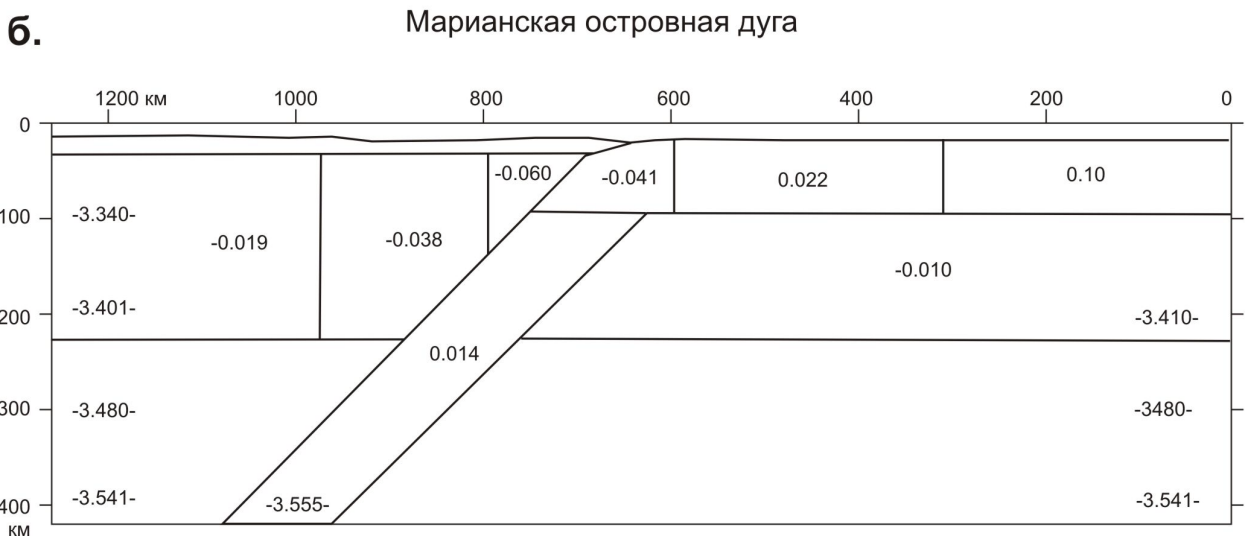
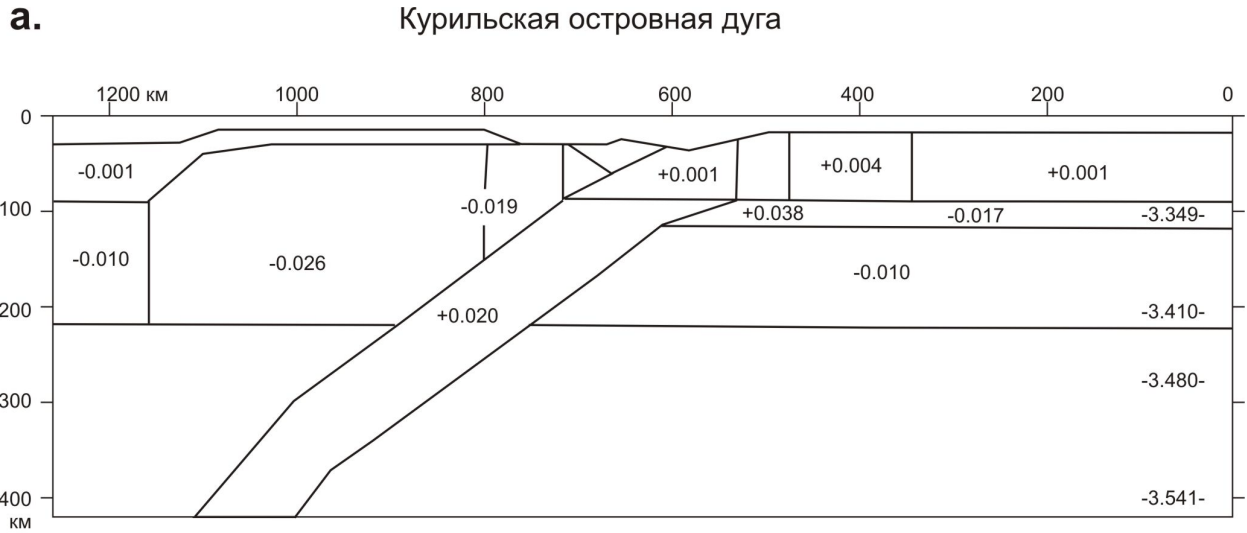


Рис. 30 Расчетные плотностные модели Курильской (а) и Марианской (б) островных дуг по данным (Косыгин, Сеначин, 1995).

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 с максимальным содержанием изотопов  $^{10}\text{Be}$  (рис.29). 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.

## **2.2 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 зональ-

ность 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 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.

В рамках концепции глубинной гидратации, с учетом региональных особенностей строения прикамчатского сектора Тихоокеанской литосферной плиты, представляется возможным объяснить некоторые 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.

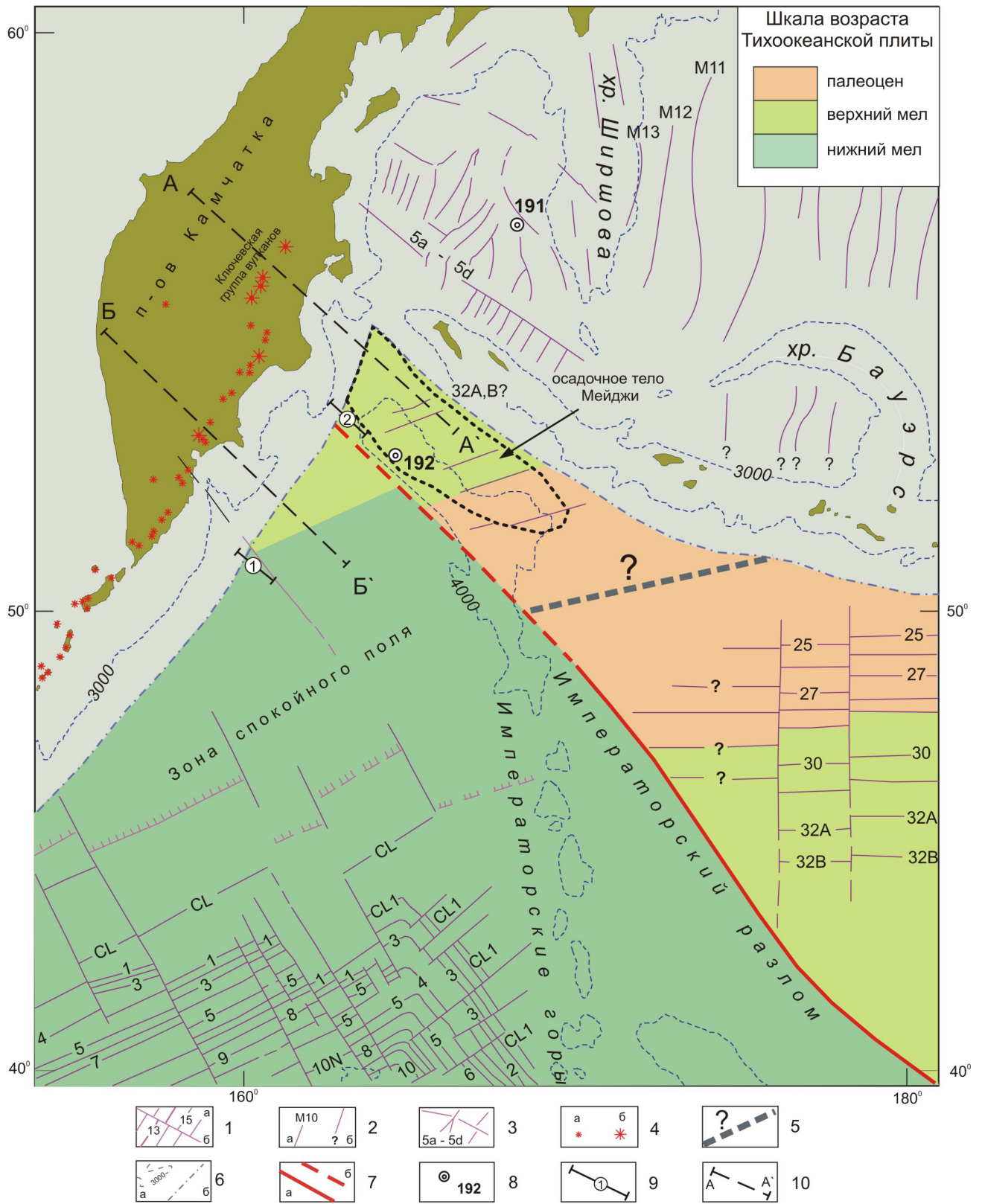


Рис. 31 Основные морфоструктуры, линейные магнитные аномалии и вероятный возраст прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. Обозначения см. на следующей странице.

Обозначения к рис.31:

1 - оси идентифицированных магнитных аномалий (а) и линии их трансформного смещения (б); 2 - оси идентифицированных магнитных аномалий Алеутской котловины (а) и линейных магнитных аномалий котловины Бауэрса (б); 3 - оси линейных магнитных аномалий Командорской котловины и возв. Обручева; 4 - современные вулканы высотой менее (а) и более (б) 3000 м; 5 - предполагаемое положение палеограницы между плитами Тихоокеанской и Кула (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; 9 - сейсмоакустические профили; 10 - положение глубинных разрезов, соответствующих разрезам №16 (А-А') и №8 (Б-Б') на рис.33.

В правом верхнем углу - шкала возраста прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

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; 2001). 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. 31). 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. 3а 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<sup>0</sup>С 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, видимо, 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>.

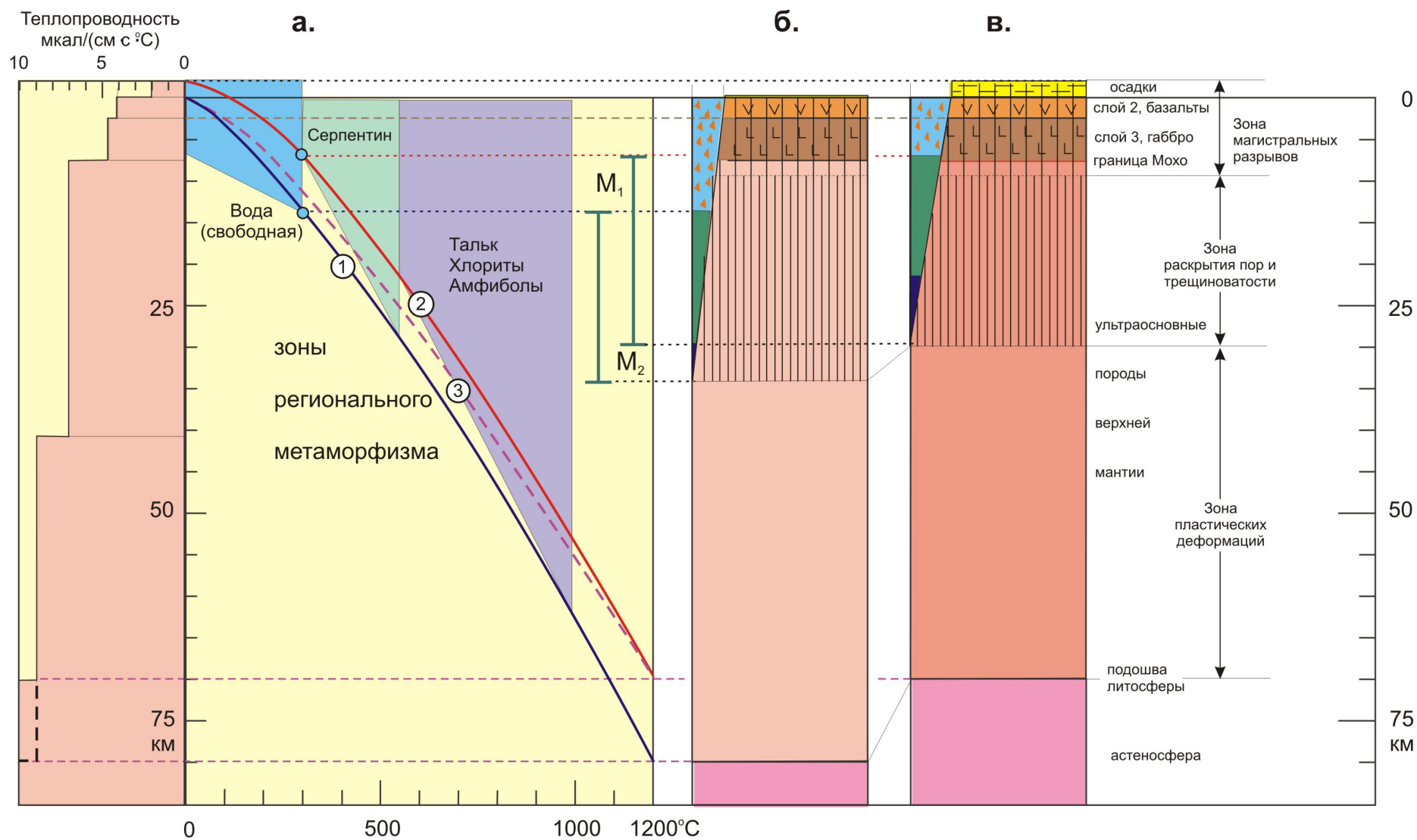


Рис.32 а,б,в. Схема глубинных температур и зон регионального метаморфизма прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты. Пояснения см. на следующей странице.

Пояснения к рис. 32 а, б:

а - диаграммы глубинных температур и областей образования водосодержащих минералов в южном (график 1) и северном (графики 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.

Судя по морфологическим данным, величина изгиба литосферной плиты на внешнем склоне желоба достигает  $4 - 5^{\circ}$ , 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) –  $50 \text{ км}^3$ , что приблизительно соответствует 0.7% объёма литосферной флексуры. При заполнении трещин и пор водой средняя плотность литосферы в области изгиба должна уменьшиться на  $0.016 \text{ г/см}^3$ . Эта величина характеризует лишь отрицательную часть изменения плотности литосферной плиты, обусловленную растяжением верхней её части при изгибе, и не учитывает возможное увеличение плотности в нижней части плиты, вследствие её сжатия. В дальнейшем предполагается, что для северного и южного блоков прикамчатского сектора Тихоокеанской пли-

ты упомянутое увеличение плотности в нижней части литосферы примерно одинаково.

Проникая в зону серпентинизации, глубже изотермы 300<sup>0</sup>С, 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, разуплотнённость литосферной плиты, 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. 3). В северном литосферном блоке, с учетом его более высокой температуры, верхняя граница зоны серпентинизации находится, вероятно, в непосредственной близости от границы Мохорoviчича, 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 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.

### **2.3 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. 33 представлены глубинные разрезы, иллюстрирующие предполагаемые отличия в субдукции северного (а) и южного (б) литосферных блоков прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты.

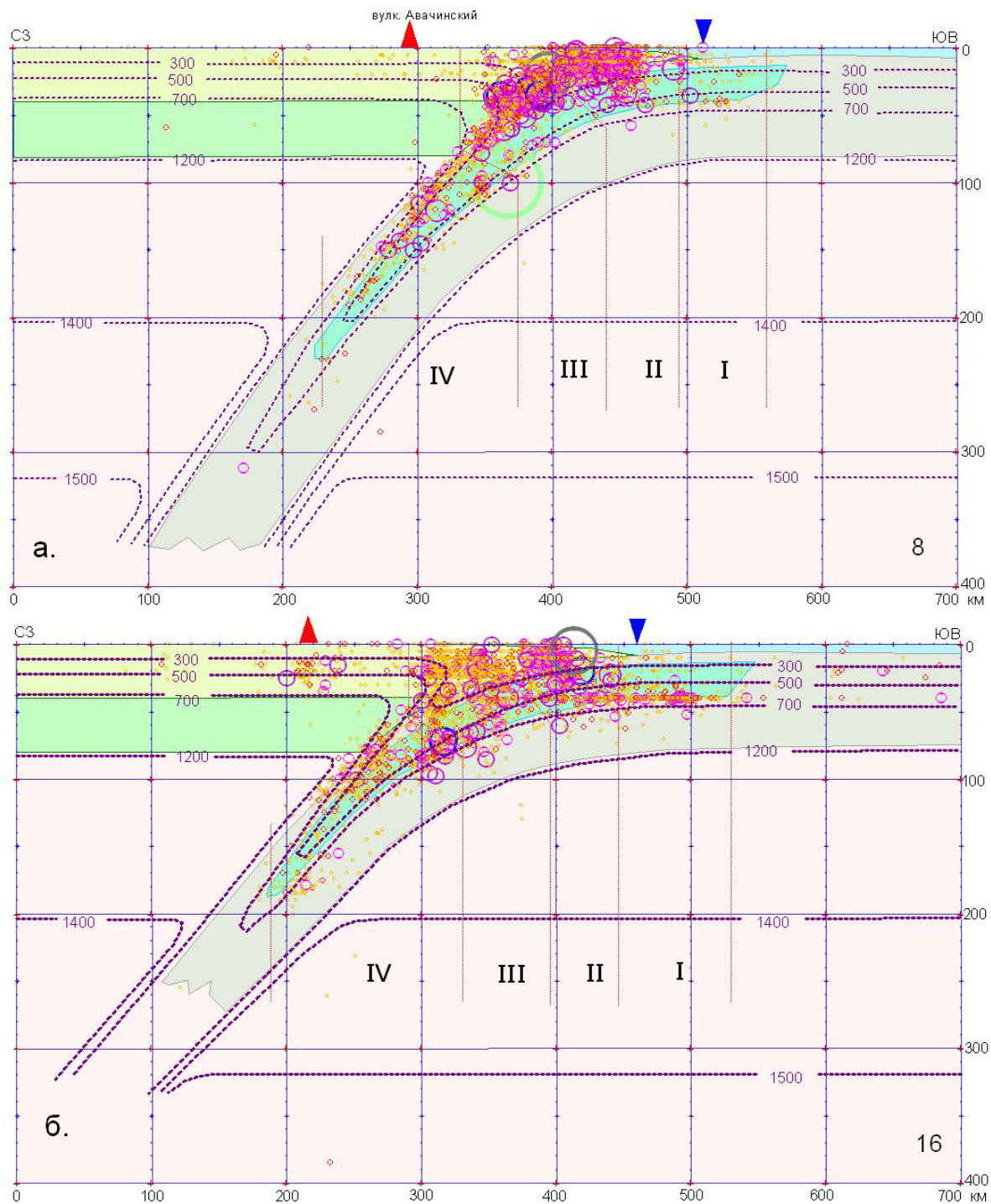


Рис. 33 а,б. Предполагаемое распределение глубинных температур и схема строения камчатской зоны субдукции в секторах 8 (а) и 16 (б). Положение секторов см. на рис.1 и 31.

На разрезы нанесены элементы сейсмофокальной зоны по секторам 8 (рис.33а) и 16 (рис.33 б),а также предполагаемые глубинные температуры и зоны серпентинизации в погружающихся литосферных блоках.

На рис. 33а(южный разрез) глубинные температуры для погружающейся литосферной плиты нанесены с учётом результатов теоретического моделирования 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  $700^{\circ}\text{C}$  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 нами приняты максимальная глубина проникновения изотермы  $700^{\circ}\text{C}$  - около 300 км, а изотермы  $500^{\circ}\text{C}$  – около 200 км, что ближе к результатам работы (Uyeda, 1982).

Приближенная оценка глубинных температур в зоне субдукции на северном разрезе (рис.33 б) получена путём смещения изотерм в погружающейся литосферной плите на величину порядка  $80\text{-}100^{\circ}\text{C}$ , 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  $1000\text{-}1200^{\circ}\text{C}$ . Однако главный этап процесса дегидратации, при котором высвобождается основная часть связанной в метаморфических комплексах воды, связан с де-

гидратацией серпентинитов. Этот этап завершается при достижении температур порядка 600 °С (Велинский, Банников, 1986).

Сравнивая северный и южный разрезы (рис. 33 а,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 и погрешности определения гипоцентров, 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 величинной 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 магмообразования.

Сложнее объяснить происхождение подошвы сейсмофокальной зоны, никак не связанной с границами литосферных блоков. По-видимому, дегидратация нижней части серпентинитового слоя при погружении и нагреве ли-

тосферной 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. Необходимо отметить, что к подошве наклонного сейсмофокального слоя приурочены гипоцентры не только слабых, но и достаточно сильных землетрясений, в том числе – гипоцентр сильнейшего за период детальных инструментальных сейсмологических наблюдений на Камчатке – землетрясение 24 ноября 1971 г. с  $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 15.9$  и глубиной гипоцентра 100 км (разрез №8, рис.18 и 33).

#### **2.4 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 Кула, соответствуют северо-западному окончанию Императорского разлома и контролируют юго-западный склон возвышенности Обручева, а также прослеживаются напротив южной части Авачинского залива и Шипунского пролива (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 вспышки 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 (Селивёрстов, 1998).

Другой, трансформно-конвергентный тип сдвиговой зоны соответствует западному сектору Алеутской островной дуги, в том числе – западному участку Алеутского желоба. 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 трансформов. Формирование температурной теоретической зависимости Склейтера (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 мВт/м<sup>2</sup> в пределах южного, и около 57 мВт/м<sup>2</sup> – в пределах северного литосферного блока. С учетом повышенной мощности осадков эти значения должны быть несколько меньше, соответственно, около 45-46 и 50-51 мВт/м<sup>2</sup>.

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 мВт/м<sup>2</sup>, а в зонах пересечения структур достигают 100-120 мВт/м<sup>2</sup>.

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 также с восходящими движениями серпентинитовых куполов, протрузий и, вероятно, локальных магматических тел.

### **Глава 3 ГИДРОКОНВЕКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА ОСТРОВОДУЖНОГО МАГМАТИЗМА**

Еще до разработки тектоники литосферных плит в 1960 г. Котсом было предложено два возможных механизма магмообразования 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 одному из этих механизмов и не предложено других, принципиально новых. В обоих механизмах первостепенная роль в процессе магмообразования отводится водному флюиду, выделяющемуся при дегидратации погружающейся литосферной плиты.

#### **3.1 Гидроконвекционные магматические системы**

В предыдущих разделах отчета было показано, что с учетом региональных особенностей геологического строения прикамчатского сектора Тихоокеанской плиты следует ожидать существенного различия в содержании связанной воды в его северном и южном литосферных блоках. Учитывая первостепенную роль воды в процессе генерации островодужных магм, указанное различие должно заметно отразиться не только на геометрии и структуре сейсмофокальной зоны, но и на проявлениях островодужного магматизма.

Действительно, зона современного вулканизма на севере Камчатки 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 магнообразования 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<sup>0</sup>С насыщение андезитовых и базальтовых магм достигается уже при содержании воды более 10 мас. %, и с дальнейшим увеличением глубины эта тенденция сохраняется.

Согласно экспериментальным данным, с ростом давления возрастает также растворимость породообразующих 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.

На рис. 34 представлена принципиальная схема проявлений островодужного магматизма, отражающая сущность рассматриваемой гидроконвекционной гипотезы.

Поднимаясь к подошве литосферы, магматический раствор-расплав не капليруется в глубинных «астеносферных» очагах. Его дальнейшее продвижение вверх связано с проработкой канала в литосфере. По-видимому, этот процесс обусловлен, в основном, частичным плавлением и растворением вмещающих пород над астеносферным очагом восходящими высокотемпературными потоками магмы (магматического раствора-расплава).

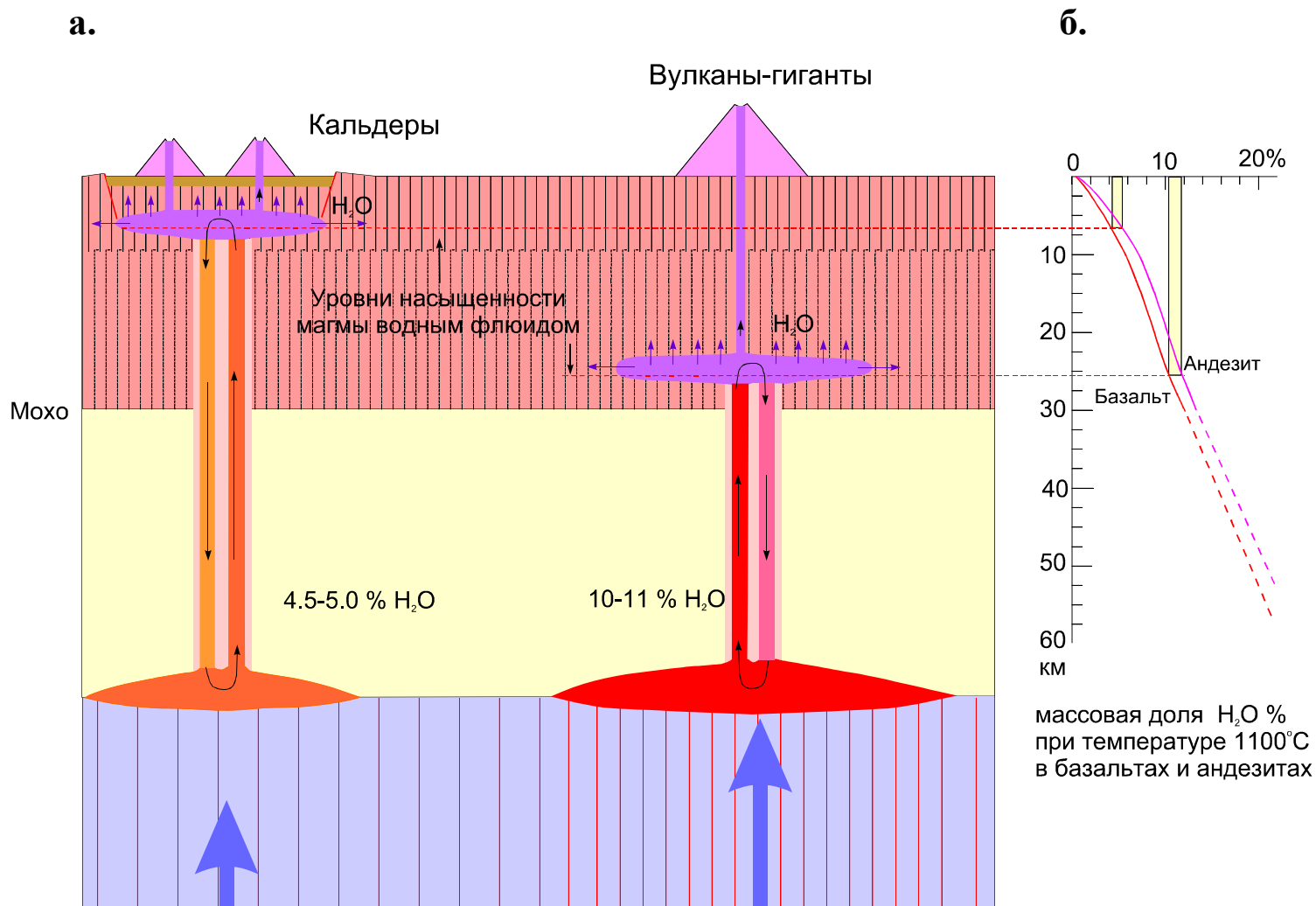


Рис. 34 а,б. Принципиальная схема проявлений островодужного магматизма при различном содержании растворённой в магме воды (а) и диаграмма растворимости воды в андезитовой и базальтовой магме (б) по данным (Барабанов, 1985).

Обогащаясь растворенными силикатами и минеральными включениями, магма становится более плотной и опускается в нижнюю часть астеносферного очага, уступая место свежим порциям более разуплотненной и горячей магмы. Таким образом, уже на стадии проработки магматического канала закладывается конвекционная магматическая 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. 3а). При частичном обезвоживании плотность магмы увеличивается и создаются условия для её конвекции, т.е. условия 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 (гидромагматических) 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 возобно-

виться 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 растворённой в магме воды (рис. 34б). Так, при 10% - ном содержании воды и температуре 1100°C андезитобазальтовые 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, исключаящие, по-видимому, возможность проявления кальдерообразующих движений.

### **3.2 О возможной природе глубоких длиннопериодных землетрясений и вулканического дрожания**

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 объема являются, вероятно, причиной вулканических землетрясений определенного типа: механизмы таких землетрясений соответствуют источникам дилатации в магматическом расплаве. В связи с этим, можно полагать, что зона промежуточного очага, где происходит отделение основных объемов водно-флюидной фазы, является сейсмически активной. При этом сейсмическая активность в зоне промежуточного очага (частота сейсмических событий) определяется интенсивностью выноса растворенного флюида восходящим потоком магмы, т.е. является показателем интенсивности циркуляции магмы в гидроконвекционной магматической системе, а сами землетрясения в силу своей природы имеют существенные отличия по динамическим характеристикам от тектонических и вулканно-тектонических землетрясений.

Певидимому, именно такая сейсмически активная зона существует под Ключевским вулканом на глубине 25-30 км. Эта зона является источником так называемых глубоких длиннопериодных (ГДП) землетрясений, отличающихся по ряду признаков от тектонических и вулканотектонических землетрясений (Горельчик, Сторчеус, 2001; Горельчик и др., 2004). Спектральный состав этих землетрясений смещен в сторону низких частот (0.5 - 5 Гц), по сравнению со спектром обычных вулканно-тектонических землетрясений соответствующих энергетических классов (1 – 15 Гц). Энергетический класс

ГДП-землетрясений заключен в сравнительно узком диапазоне 5.0-5.7. Характерной чертой ГДП-землетрясений является также подобие формы записи индивидуальных сигналов, составляющих серии и рои, что свидетельствует о неоднократном возбуждении стационарного источника при неструктурном процессе. При этом наблюдается сходство пространственных, временных и спектральных характеристик ГДП-землетрясений и вулканического дрожания.

А.В. Сторчеусом рассмотрены возможные механизмы ГДП-землетрясений (Горельчик, Сторчеус, 2001; Горельчик и др., 2004) и сделан вывод о том, что данный тип землетрясений вероятнее всего действительно связан с переходом в свободную фазу растворенных в магме летучих, прежде всего – растворенной в магме воды, что и предполагается в рамках рассматриваемой нами гидроконвекционной гипотезы. Отмеченную в указанных выше работах идентичность спектрального состава Р и S фаз ГДП-землетрясений можно рассматривать как указание на обменную природу S-фазы, ее генерацию при наклонном падении Р-фазы на резкую границу раздела магматический расплав - горная порода.

Движение насыщенной водным флюидом магмы из промежуточного очага к поверхности в процессе извержения сопровождается отделением свободной флюидной фазы практически по всей высоте магматической колонны, находящейся над промежуточным очагом, т.е. вся многокилометровая магматическая колонна в этом случае может являться источником многочисленных ГДП-землетрясений. По-видимому, суперпозиция этих событий является важной составной частью сейсмического процесса, которое соответствует понятию «вулканическое дрожание». Отмеченное выше сходство пространственных, временных и спектральных характеристик ГДП-землетрясений и вулканического дрожания подтверждают эту точку зрения.

### **3.3 О некоторых закономерностях проявления сейсмической активности под Ключевским вулканом**

Благодаря развитию локальной сети сейсмологических наблюдений КФ ГС РАН в районе Ключевской группы вулканов значительно повысилась ее информативность. В последнее 10-12 лет стало возможным определять гипоцентры и динамические характеристики даже сравнительно слабых (с  $K_S$  порядка 4) вулканических землетрясений практически без пропусков и с достаточно высокой точностью. Благодаря уникально-высокой сейсмической активности Ключевского вулкана, за это, сравнительно короткое время был получен богатый и представительный фактический материал по слабым вулканическим землетрясениям, в том числе по рассмотренным выше ГДП-землетрясениям.

На рис.35-36 представлены временные диаграммы плотности распределения энергии землетрясений непосредственно под постройкой Ключевского вулкана, в контуре радиусом около 6 км от его вершины, за последние 8 лет (198 – 2005 гг.). На эти же диаграммы нанесены сведения о проявлениях вулканической активности Ключевского вулкана по визуальным наблюдениям. На представленных диаграммах отчетливо выделяются описанные в ряде работ (Горельчик, Гарбузова, 2001; Горельчик и др., 2004 и др.) уровни глубоких, промежуточных и приповерхностных землетрясений под Ключевским вулканом. При этом наиболее ярко выражены 2 зоны: глубинная зона, в диапазоне 25-32 км, и приповерхностная зона, в диапазоне -5 - +2 км относительно уровня океана.

За рассматриваемый период времени сейсмическая активность в пределах этих зон проявлялась неравномерно. Причем явно прослеживается обратная корреляция в проявлении сейсмической активности глубинной и приповерхностной зон. Так, с марта 1999 по июнь 2001 г. глубинная зона фактически никак себя не проявляла, в этот же период приповерхностная зона была весьма активна, при этом неоднократно отмечались и признаки вулканической активизации по визуальным наблюдениям (рис. 35).

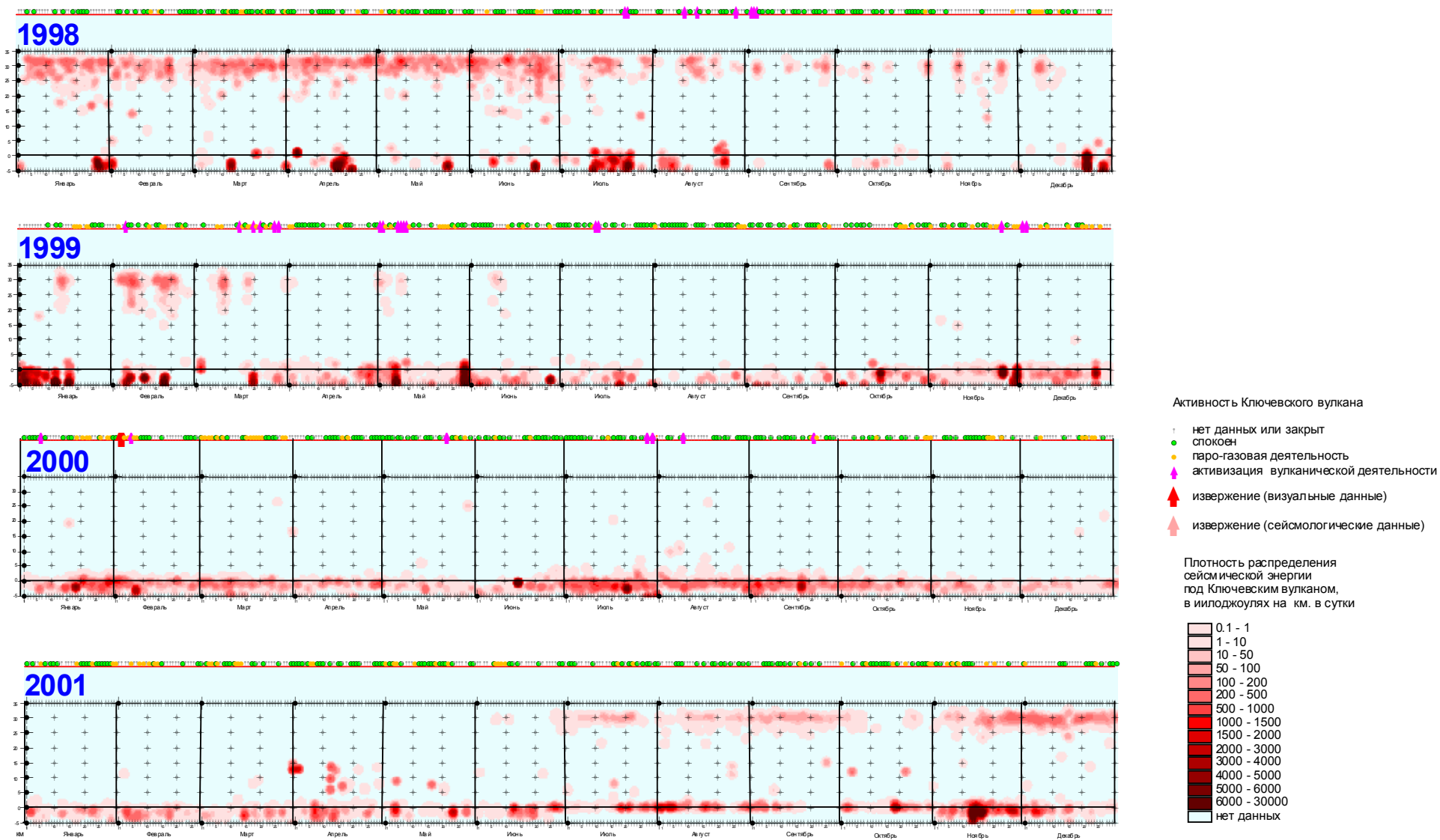


Рис.35 Временные диаграммы плотности распределения энергии землетрясений по глубине в 1998-2001 гг. под Ключевским вулканом и его вулканической активности . Радиус осреднения - 1.5 километра-суток.

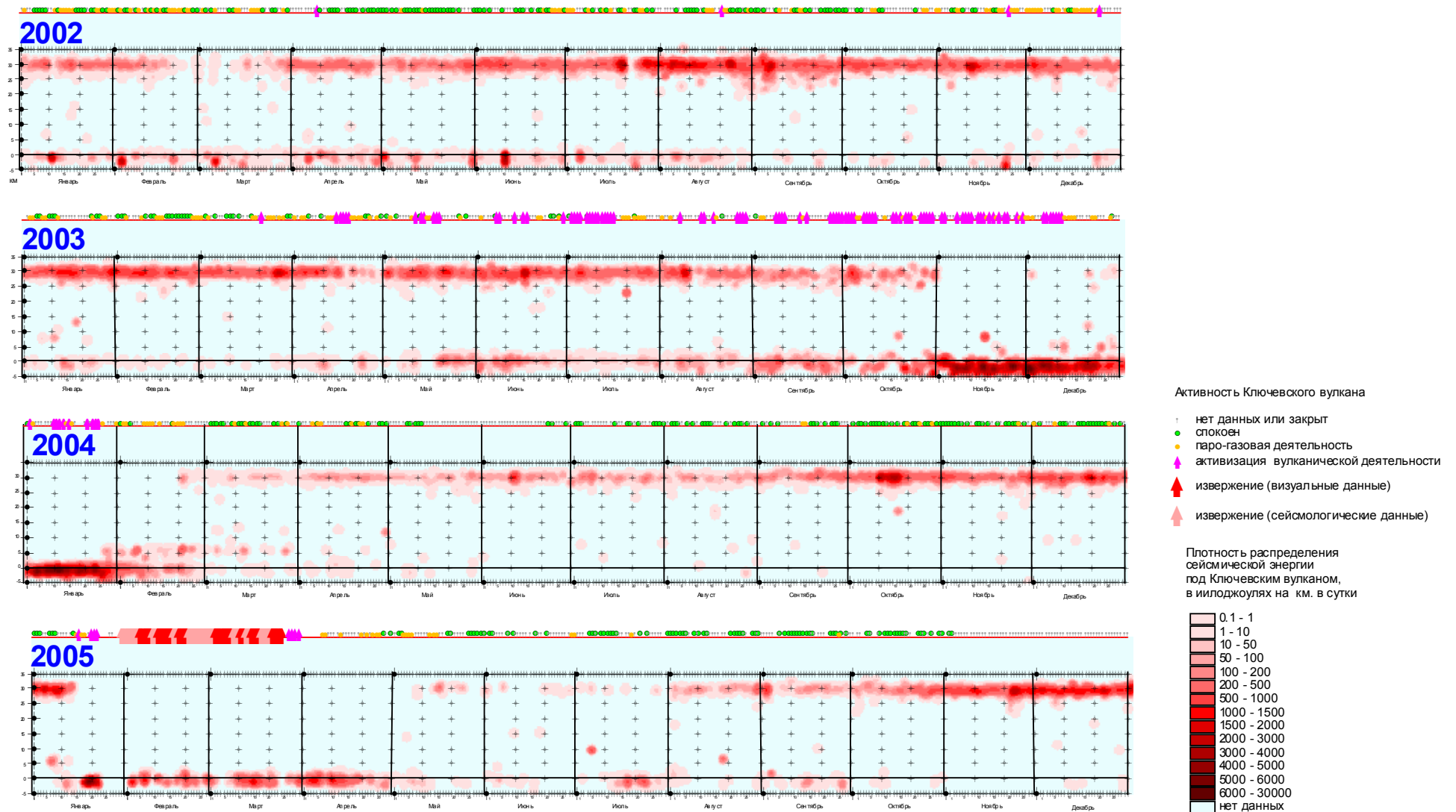


Рис.36 Временные диаграммы плотности распределения энергии землетрясений по глубине в 2002-2005 гг. под Ключевским вулканом и его вулканической активности . Радиус осреднения - 1.5 километра-сутки.

Аналогичные примеры «отрицательной обратной связи» этих двух зон можно проследить также с ноября 2003 по февраль 2004 г. и с января по апрель 2005 г. Последние примеры особенно интересны, т.к. в указанные периоды наблюдались яркие проявления вулканической активности.

В сентябре 2003 г. интенсивность вулканического дрожания на Ключевском вулкане начала возрастать и к ноябрю 2003 г. достигла экстремальных значений ( $A/T_{cp}$  порядка 7-8 мкм/с). В ноябре 2003 г. магма поднялась к вершинному кратеру Ключевского вулкана и в декабре-январе в ночное время отчетливо наблюдалось свечение над его вершиной. При этом с ноября 2003 по февраль 2004 г. сейсмическая активность в глубинной зоне практически исчезла, а в приповерхностной резко возросла (рис.36).

В январе 2005 г. на Ключевском вулкане резко возросла интенсивность вулканического дрожания, начался подъем магмы к вершинному кратеру и стало наблюдаться яркое свечение над вершиной вулкана, при этом резко возросла сейсмическая активность приповерхностной зоны и исчезли признаки сейсмической активности в глубинной зоне (рис. 36). К концу января 2005 г. магма переполнила кратер и началось вершинное извержение Ключевского вулкана, продолжавшееся до конца марта 2005 г. Интенсивное вулканическое дрожание наблюдалось до начала апреля. В апреле-мае 2005 г. сейсмическая активность приповерхностной зоны заметно ослабла, при этом «оживила» глубинная зона. С июня по декабрь 2005 г. сейсмическая активность глубинной зоны постепенно возрастала при одновременном ослаблении активности в постройке вулкана.

Рассмотренные закономерные связи проявлений вулканической и сейсмической активности Ключевского вулкана находят простое объяснение в рамках гидроконвекционной гипотезы. Действительно, при подъеме магмы возрастает давление в промежуточном очаге и, соответственно, увеличивается растворимость летучих в магме. Процесс отделения свободной флюидной фазы прекращается и ГДП-землетрясения в промежуточном очаге исчезают. Снижение уровня магмы в подводящих каналах, приводит к соответствующим

щему уменьшению давления в промежуточном очаге и возобновлению процесса отделения свободной флюидной фазы из пересыщенного магматического расплава, при этом вновь начинает проявляться и сейсмическая активность глубинной зоны.

Сейсмическая активность приповерхностной зоны, по-видимому, в значительной мере также связана с отделением свободной флюидной фазы из магматического расплава и ее взаимодействием с вмещающими гидрогеологическими комплексами земной коры. Содержащийся в магме свободный водный флюид находится под давлением, соответствующим гидростатическому давлению магмы, которое определяется плотностью и высотой магматической колонны. В тоже время, в верхней части земной коры давление флюидной фазы во вмещающих горных породах определяется гидростатическим давлением грунтовых вод, т.е. зависит от высоты водного столба. Плотность воды примерно втрое меньше плотности магмы, и, соответственно, давление свободной флюидной фазы, содержащейся в магматической колонне примерно втрое превышает давление грунтовых вод в окружающих горных породах земной коры. Поэтому переход свободной флюидной фазы из магмы во вмещающие горные породы должен сопровождаться резкими изменениями ее объема и, соответственно, возникновением сейсмических событий дилатационной природы. Особенно значительные изменения объема при таком переходе будут иметь место при докритических давлениях воды во вмещающих гидрогеологических комплексах, т.е. при давлении менее 225 атм. (или менее 2250 м водного столба). Следовательно, подъем магмы на глубины докритических давлений грунтовых вод (менее 2,2-2,5 км) должен сопровождаться резким увеличением сейсмичности приповерхностной зоны.

По-видимому, рассмотренные процессы в значительной мере определяют сейсмическую активность приповерхностных зон и под другими действующими вулканами, в частности – под вулканом Шивелуч, где в 2001 г. при подготовке к извержению и в процессе самого извержения отмечался отчетливый максимум сейсмической активности на глубинах порядка 2-2,5 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе изучены особенности пространственной структуры сейсмофокальной зоны Камчатки и пространственно-временные характеристики проявлений сейсмической активности под Ключевским вулканом с применением ГИС-технологий. Подтверждены представления о наличии «двойного сейсмофокального слоя» в структуре сейсмофокальной зоны Камчатки. Разработаны 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, отличается 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, в соответствии с которой данный тип магматизма рассматривается как следствие дегидратации погружающейся литосферной плиты. При этом предполагается существование замкнутых гидромагматических систем, обуславливающих эффективный перенос летучих и тепла из астеносферы в земную кору. В рамках данной гипотезы на примере Ключевского вулкана рассмотрена возможная природа сейсмоактивных зон под действующими вулканами. При обосновании гидроконвекционной гипотезы рассмотрена «идеализированная» модель магматической системы, объясняющая некоторые общие закономерности, но далеко не исчерпывающая всего многообразия конкретных проявлений островодужного магматизма.

Необходимо отметить, что основная часть изложенных в данном отчете представлений не выходит за рамки рабочих гипотез и предположений, требующих доработки и экспериментального подтверждения. Данной работой автор хотел еще раз обратить внимание на одно важное следствие тектоники литосферных плит: основные особенности проявления геодинамических процессов в островных дугах, в том числе – особенности проявления островодужного магматизма и сейсмичности, 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.

## ЛИТЕРАТУРА

- 1 *Барабанов В.Ф.* Геохимия. Л.: Недра, ЛО, 1985. 423 с.
- 2 *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
- 3 *Велинский В.В., Банников О.Л.* Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, СО, 1986. 102 с.
- 4 *Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л.* Морская гравиразведка. М.: Недра, 1991. 214 с.
- 5 *Галушкин Ю.И., Муравьев А.В., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Исследование структуры геотермического поля литосферы южной части Командорской котловины // Вулканология и сейсмология. 1986. №5. С.3-16.
- 6 *Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 178 с.
- 7 *Горельчик В.И., Сторчеус А.В.* Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск -Камчатский, 2001 г., 428с.
- 8 *Горельчик В.И., Гарбузова В.Т.,* Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение его современной магматической деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск -Камчатский, 2001 г., 428с.
- 9 *Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В.* Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. №6. С.21-34.
- 10 *Гусев А.А.* Ошибки определения параметров очага землетрясений Камчатки // В сб. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск. Наука, СО. 1974. С. 66-81.
- 11 *Дубинин Е.П.* Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во Московского университета, 1987. 181 с.
- 12 *Зверев С.М., Капустин Н.К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 207с.
- 13 *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.:Наука, 1993. 193 с.
- 14 *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- 15 *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.

- 16 *Кеннет Дж. П.* Морская геология. Т.1. М.: Мир, 1987. 396 с.
- 17 *Косыгин В.Ю.* Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: изд-во ДВО АН СССР, 1991. 201с.
- 18 *Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н.* Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и тектоника // Тихоокеанская геология. 1995. Т.14. №6. С. 44-52.
- 19 *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
- 20 *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.
- 21 *Маккензи Д.П.* Тектоника плит // Природа твёрдой Земли. М.: Мир, 1975. С.180-209.
- 22 *Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т.249. №4. С. 817-821.
- 23 *Николаевский В.Н.* Волноводы земной коры // Природа. 1987. №7. С.54-60.
- 24 *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- 25 *Рябчиков И.Д.* Флюидный массоперенос и мантийное магмообразование // Вулканонология и сейсмология. 1982. №5. С. 3-9.
- 26 *Селивёрстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
- 27 *Селивёрстов Н.И.* Глубинная гидратация океанской литосферы и геодинамика северного участка Курило-Камчатской островной дуги // Вулканонология и сейсмология. 2001. № 1. С. 24-38.
- 28 *Селивёрстов Н.И.* Гидроконвекционная гипотеза островодужного магматизма. //Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2003. №1, с. 15-31
- 29 *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценки глубинных температур и мощность литосферы // Вулканонология и сейсмология. 1980. №2. С.3-18.
- 30 *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Галушкин Ю.И.* Тепловой поток в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем // Вулканонология и сейсмология. 1982. №6. С. 96-115
- 31 *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

- 32 *Тузев И.К., Быков В.Г., Воробьев Ф.А., Цзан Шаосянь.* Сейсмофокальные зоны и астеносфера северо-запада Тихого океана и востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.
- 33 *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.
- 34 *Федотов С.А.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М: Наука. 2005. 302 с.
- 35 *Хасегава А., Умино Т., Тагаки А.* Двухслойная структура глубинной сейсмической зоны островной дуги северо-восточной Японии // *Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов.* Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1978. С. 68-75.
- 36 *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.
- 37 *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.
- 38 *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.
- 39 *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.
- 40 *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.
- 41 *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.
- 42 *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V.XIX.* 1973. 913 p.
- 43 *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.
- 44 *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.

- 45 *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.
- 46 *Turcotte D.L., Schubert G.* Frictional beating of the descending lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1973. V.78. P.5876-5886.
- 47 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.
- 48 *Sharman G.F., Risch D.L.* Northwest Pacific tectonic evolution in the Middle Mesozoic // *Tectonophysics*. 1988. V.155. P.331-344.
- 49 *Stauder W.* Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 7693-7701.
- 50 *Uyeda S.* Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*. 1982. V.3-4. P.133-159.
- 51 *Yoshii T.* A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan // *Tectonophysics*. 1979. V 55. P. 349-360.