

Том 17, номер 2
ISSN 0207-4028

Март-Апрель 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



*Специальный выпуск по материалам совещания
"Проблемы сейсмичности Дальнего Востока".
Хабаровск, 22-25 апреля 1997 г.*

Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 17 №2 1998 Март-Апрель

Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
0207-4028

Главный редактор Н.А.Шило
Заместители главного редактора Н.П.Романовский, К.В.Симаков
Ответственный секретарь Г.Л.Кириллова

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов, А.А.Врублевский
В.И.Гончаров, Л.П.Карсаков, Р.Г.Кулинич, Ю.Ф.Малышев, В.Г.Моисеенко Л.И.Попеко,
К.Ф.Сергеев, В.И.Сухов, А.И.Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гоода(КНР)

Редакционный совет

В.А.Буряк, Ю.А.Вашилов, В.Н.Гагаев, Д.Грайбек (США),
Я.Красон (США), К.Крук (Австралия), М.Л.Красный, Лю Гуандин (КНР),
Т.Нозава (Япония), Х.Окада (Япония), В.Патон (США), С.Портер (США),
А.Пантелеев (Канада), М.Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР), В.Б.Троян,
Ки-Хун Чанг (Корея), М.Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М.Ставицкая
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1998 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.17 № 2 1998 March-April

Established in 1982
Periodicity 6 issues in a year
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A.Shilo
Deputies Editor-in-Chief N.P.Romanovsky, K.V.Simakov
Executive Editor G.L.Kirillova

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), V.I.Goncharov,
A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), L.P.Karsakov, R.G.Kulinich, Yu.F.Malyshev, V.G.Moiseenko,
L.I.Popeko, K.F.Sergeev, V.I.Sukhov, B.I.Vasilyev, G.M.Vlasov, A.A.Vrublevsky

Editorial Council

V.A.Buryak, M.Cecile (Canada), Yu.A.Vashchilov, K.Crook (Australia),
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krason (USA),
Liu Guangding (PRC), T.Nozava (Japan), H.Okada (Japan), A.Panteleev (Canada), W. Patton (USA),
S.Porter (USA), M.Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), V.B.Troyan

Head of Editorship S.Stavitskaya
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1998

*Посвящается светлой памяти Хромовских
Владимира Сергеевича - известного
русского сейсмолога-геолога*

СОДЕРЖАНИЕ

Сейсмичность и геодинамика

<i>В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, К.Макки, К.Фуджита.</i> Сеймотектонические процессы на границе литосферных плит северо-востока Азии и Аляски	3
<i>Ю.Ф.Мальшев.</i> Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов	18
<i>Б.П. Важенин.</i> Некоторые принципы в сейсмическом районировании и палеосейсмогеологии (на примере Северо-Востока России)	28
<i>С.В. Горкуша, А.О. Морин.</i> Сейсмичность, блоковая делимость и тектонический стресс юга Дальнего Востока России	42
<i>В.А. Бормотов, А.А. Войтенко.</i> Закономерности миграции землетрясений Приамурья	51
<i>В.Е. Кузнецов.</i> Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья	61
<i>Р.М. Семенов.</i> Геологические условия возникновения, макросейсмические проявления Нефтегорского (Россия) и Хайченского (Китай) землетрясений и проблемы их предсказания	68
<i>Т.И. Подгорная, И.И. Сац.</i> Прогноз изменения сейсмичности освоенных территорий в результате техногенных воздействий в Хабаровском крае	79
<i>А.В. Викулин.</i> Природный риск Северной Камчатки	85

Строение земной коры и верхней мантии

<i>М.Н. Лулева.</i> Строение земной коры и динамика сейсмических волн	93
<i>Р. Г. Кулнич, Л. А. Маслов, Г. З. Гильманова, О. С. Комова.</i> Плотностная модель и напряжения в земной коре северной части Японского моря	108
<i>Т.К. Злобин, С.А. Костокевич, Л.М. Злобина.</i> Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования	115
<i>В.Б. Каплуи.</i> Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п. Облучье-оз. Гасси (Хабаровский край)	122

Физика процессов и предвестники землетрясений

<i>Л.И. Морозова.</i> Спутниковые метеорологические снимки как носители информации о сейсмических процессах	136
<i>В.Г. Быков.</i> Механизм формирования солитона при подвижке в разломе земной коры	141
<i>В.А. Ахмадулин.</i> Электромагнитные предвестники землетрясений	147

*Dedicated to the blessed memory of Khromovskikh
Vladimir Sergeevich, a famous
Russian seismologist and geologist*

CONTENTS

Seismicity and Geodynamics

<i>V.S.Imaev, L.P.Imaeva, B.M.Koz'min, K.Mackey and K.Fujita.</i> Seismotectonic processes along the boundary of lithospheric plates of Northeast Asia and Alaska	3
<i>Yu.F.Malyshov.</i> Deep structure, geodynamics and seismicity in area of conjunction of the Central-Asian and Pacific Mobile Belts	18
<i>V.P.Vazhenin.</i> Some principles of seismic zoning and paleoseismogeology (as exemplified by Russia's Northeast)	28
<i>S.V.Gorkusha, A.O.Morin.</i> Seismicity, block divisibility and tectonic stress in Russia's Far East South	42
<i>V.A.Bormotov, A.A.Voitenok.</i> Regularities of earthquake migration in Priamurie	51
<i>V.Ye.Kuznetsov.</i> Deep structure and modern geodynamics of Priamurie	61
<i>R.M.Semenov.</i> The Neftegorsk (Russia) and the Haichen (China) earthquakes: pre-seismic geological conditions, surface rupturing, and the problems of prediction	68
<i>T.I.Podgornaya, I.I.Sats.</i> Forecast of seismicity changes in the explored areas as a result of manmade influence in the Khabarovsk territory	79
<i>A.V.Vikulin.</i> Natural hazards to Northern Kamchatka	85

The Earth's Crust and Upper Mantle Structure

<i>M.N.Luneva.</i> The Earth's crust structure and seismic wave dynamics	93
<i>R.G.Kulinich, L.A.Maslov, G.Z.Gilmanova, O.S.Komova.</i> Density model and crust stress in the northern part of the Sea of Japan	108
<i>T.K.Zlobin, S.A.Kostyukevich, L.M.Zlobina.</i> The Earth's crust structure of the Middle Kurils from seismic modeling	115
<i>V.B.Kaplun.</i> Preliminary results of deep magnetotelluric soundings carried out along the Obluchie - Lake Gassi profile (Khabarovsk Territory)	122

Process Physics and Forerunners of the Earthquakes

<i>L.I.Morozova.</i> Meteorological satellite images as the bearers of information on seismicity	136
<i>V.G.Bykov.</i> Mechanism of soliton formation due to stick-slip in the crustal fault	141
<i>V.A.Akhmadulin.</i> Electromagnetic forerunners of the earthquakes	147

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.248 (571.56)

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И АЛЯСКИ

В.С.Имаев*, **Л.П.Имаева****, **Б.М.Козьмин****, **К.Макки*****, **К.Фуджита*****

*Академия наук Республики Саха (Якутия), г.Якутск

**Институт геологических наук СО РАН, г.Якутск

***Университет штата Мичиган (США).

В статье приведены сведения по комплексному изучению сейсмичности, сейсмотектоники, активных разломов и особенностей напряженного состояния земной коры на границе Североамериканской, Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит от острова Гренландия через Северный Ледовитый океан и северо-восток Азии к Аляске. Установлена частая смена геодинамических режимов земной коры: ее растяжение (хр. Гаккеля), переходная территория (смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье), скольжение с левым сдвигом в результате северо-восточного сжатия (хр.Черского), скольжение с правым сдвигом (от Командорских до Алеутских островов) и фронтальное сжатие (Алеутская островная дуга). Рассмотренная граница сопровождается системой микролит или блоков (Лаптевоморский и Берингоморский), которые образовались между взаимодействующими плитами-гигантами. В тылу Берингоморского блока выделена новейшая структура рифта Берингова моря.

Через Северный Ледовитый океан, северо-восток Азиатского континента, Охотское море, полуостров Камчатка, остров Карагинский, Командорские острова и Алеутскую островную дугу в Тихом океане протягивается полоса (более 10 тыс. км) эпицентров землетрясений (рис.1.), разграничивающая Североамериканскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит [1,9,15,24]. По характеру проявлений сейсмичности, тектоническим особенностям и типу напряженного состояния земной коры вдоль этой границы выделяется ряд сейсмотектонических сегментов, появление которых вызвано разной природой происходящих здесь современных сейсмических и тектонических процессов.

Так, в акватории Северного Ледовитого океана от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью реки Лены протягивается узкая (шириной до 80-160 км) "цепочка" эпицентров землетрясений, следящая параллельно линии островов Шпицберген - Земля Франца Иосифа - Северная Земля. Пространственно она тяготеет к структурам срединно-океанического хребта Гаккеля,

вытянутого на 1700 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых [1,5,6,9] и представляет собой Арктический сейсмотектонический сегмент (АрС) рассматриваемой границы плит (рис.1).

С начала века здесь отмечено свыше 100 местных землетрясений с магнитудой 4,5-7,0. При этом, очаги местных землетрясений происходят, главным образом, в пределах земной коры. Хребет Гаккеля является северным фрагментом мировой системы срединно-океанических хребтов Земли, продолжающим подводный Североатлантический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана. Сейсмичность АрС обусловлена процессами рифтогенеза и соответственно растяжением земной коры, вызывающим спрединг океанического дна [6]. Это надежно подтверждается данными фокальных механизмов (сбросы в очагах местных землетрясений) и особенностями пространственного распределения магнитного поля. Так, в центральной части хр.Гаккеля число аномалий магнитного поля составляет 47, а на его южном окончании оно уменьшается до 6. При этом скорость спрединга понижается от 0,6-0,7 см/год в центре рифта хр.Гаккеля до 0,3 см/год на его южном окончании [11,20].

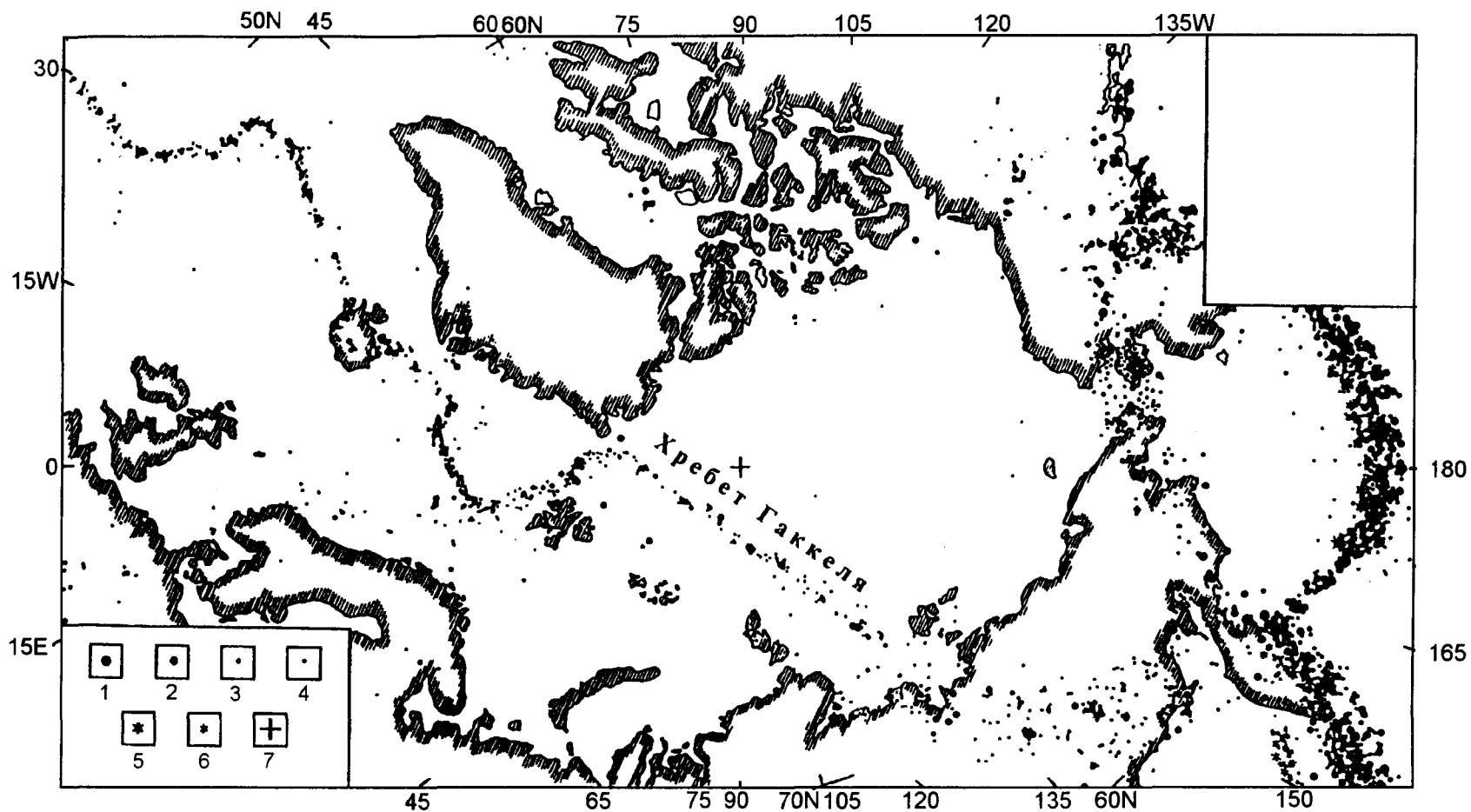


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Арктического региона. 1-4 - землетрясения с глубиной очага 0-60 км:

1 - магнитуда $M \geq 7,0$; 2 - $6,0 \leq M \leq 6,9$; 3 - $5,0 \leq M \leq 5,9$; 4 - $4,0 \leq M \leq 4,9$; 5 - землетрясения с глубиной очага $60 < H \leq 300$ км; 6 - землетрясения с глубиной очага более 300 км; 7 - расположение Северного полюса.

Шельф моря Лаптевых и прибрежные районы континента занимает переходная территория, расположенная между структурами растяжения срединно-арктического хр. Гаккеля и структурами сжатия хр. Черского на северо-востоке Азиатского континента и именуемая Лаптевоморско-Хараулахским сейсмотектоническим сегментом (ЛХС). Структуру ЛХС представляют две самостоятельные зоны: Лаптевоморская и Хараулахская.

Для Лаптевоморской зоны характерно расширение "поля сейсмичности" до 600 км, которое полностью занимает пространство шельфа моря Лаптевых

между Новосибирскими островами, полуостровом Таймыр и дельтой реки Лены [1,5,9,17]. Имеющиеся геофизические данные, полученные Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) ПГО "Севморгеология", позволили выявить характерные особенности строения шельфа [1,4]. Его основными структурными единицами являются "пальцеобразные" грабены (рис.2), имеющие длину до 200-250 км при ширине 40-60 км (Усть-Ленский, Омолойский, Усть-Янский, Чондонский, Бельковско-Святоносский и др.), обнаруженные на дне моря с помощью метода отраженных волн (МОВ).

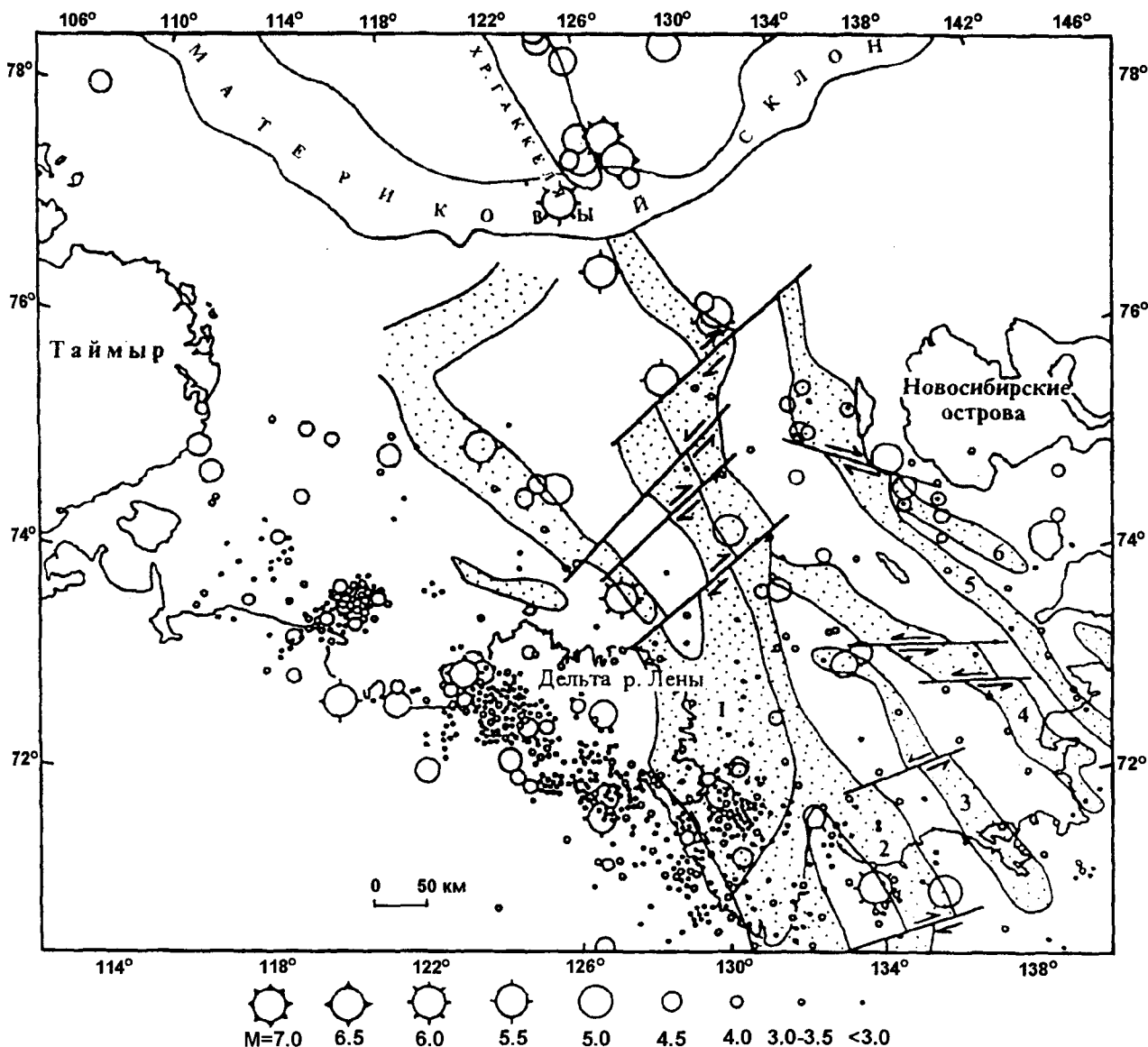


Рис.2. Схема сейсмотектоники шельфа моря Лаптевых.

Кружками разных диаметров обозначены эпицентры землетрясений с магнитудой $M=3,0 - 7,0$. Прямыми линиями показаны активные сдвиги. Краппом выделены грабены дна моря Лаптевых:

1 - Усть-Ленский, 2 - Усть-Янский, 3 - Чондонский, 4 - Широстонский, 5 - Бельковско-Святоносский, 6 - Ляховский.

Названные впадины разделены между собой и ограничены совокупностью подводных поднятий (Центрально-Лаптевским, Шилонским, Столбовским и др.).

В целом, указанные впадины и поднятия образуют протяженную окраинно-континентальную рифтовую систему, возникшую в южной части моря Лаптевых и развивавшуюся в кайнозой на продолжении срединно-океанического срединного хребта Гаккеля (рис.2). По данным МАГЭ она прослеживается далее на север и, по-видимому, сочленяется в области континентального склона с зоной хр.Гаккеля. Ширина южной части рифтовой системы - 350-400 км, длина - 400-450 км. Наличие грабенов в рифтовой системе подтверждается также особенностями распределения поля силы тяжести в восточной части моря Лаптевых в виде чередования узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, протягивающихся от континентального склона на побережье. Магнитное поле в Лаптевоморской зоне практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, характерной для линейной структуры хребта Гаккеля.

Наиболее ярким элементом рифтовой системы является меридиональный Усть-Ленский грабен, которому в рельефе дна соответствует одноименная депрессия. Он пересечен сейсмическими профилями и уверенно прослежен от южной оконечности губы Буор-Хая до 75° с.ш. на расстояние 400-420 км. В северной части ширина грабена достигает 150-170 км. К югу он постепенно сужается и в средней части губы Буор-Хая его ширина составляет 30-40 км. Структура грабена довольно сложная. Он на всем протяжении ограничен сбросами с амплитудой вертикального смещения около 0,3-1,0 км. В северной и центральной частях грабена его борта кулисообразно смещены серией субширотных сдвигов. Внутри грабена также прослеживается система сбросов, амплитуда смещений по которым в осевой зоне составляет более 1 км. О наличии сбросовых подвижек в очагах местных землетрясений свидетельствуют параметры фокальных механизмов сейсмических событий 1964 и 1988 годов, происшедших на дне губы Буор-Хая (рис.2). Суммарная же амплитуда погружения фундамента в осевой части этого грабена достигает почти 10 км, что указывает на большие мощности его осадочного заполнения [4].

От восточного борта Усть-Ленского грабена между 72° и 73° с.ш. ответвляется более узкий (40-50 км) Усть-Янский грабен, который протягивается до побережья Янского залива и далее следует в пределах континента. Здесь, в низовьях р.Яны, его осадочное заполнение пройдено параметрической скважиной на глубину 420 м. В бортах грабена от-

мечаются сбросы с амплитудами 0,3-0,5 км. Усть-Ленский и Усть-Янский грабены разделены горстом полуострова Буор-Хая, имеющим треугольные очертания. Такое сочетание горстов и грабенов создало сложный тектонический узел в губе Ауор-Хая, что, возможно, способствовало возникновению здесь высокого уровня сейсмической активности [4,22].

Разрывные нарушения восточной части шельфа моря Лаптевых непосредственным образом связаны с рассматриваемой рифтовой системой. Они контролируют развитие грабенов и детальную структуру их внутренних частей. По простиранию и типу движений здесь выделяются две разновидности разломов: субдолготные и северо-западные сбросы и субортогональные им сдвиги. Последние представлены тремя системами: субширотные (восток-северо-восточные), северо-восточные и северо-западные, которые в плане смещают впадины иногда с амплитудой до 2 км (рис.2).

Анализ распределения сейсмичности на шельфе моря Лаптевых показывает, что фактически здесь выделяются две зоны эпицентров землетрясений, имеющих различное простирание. Одна из них (основная), где отмечено большинство крупных сейсмических событий с $M=5,5-7,0$, наблюдается от юго-восточного окончания хр.Гаккеля в направлении Янского залива и губы Буор-Хая, обозначая границу Евразийской и Североамериканской плит. Большинство эпицентров землетрясений этой зоны сосредоточено в пределах названных грабенов или тяготеет к их бортам, в том числе к самой крупной из них - губе Буор-Хая. Другая (Лено-Таймырская зона слабых землетрясений) - прослеживается от Омолойской впадины через дельту р.Лены вдоль Оленекского залива моря Лаптевых к полуострову Таймыр и далее к островам Северная Земля, возможно намечая вместе с первой границей контуры Лаптевоморского блока. В южной части данного блока наблюдается протяженная Быковско-Ленская полоса максимумов гравитационных аномалий (рис.3), соответствующих крупному выступу древних высокоплотных пород фундамента, которая пространственно совпадает с Лено-Таймырской полосой слабых землетрясений [22].

Гипоцентры землетрясений ЛХС регистрируются, главным образом, в пределах земной коры до глубины 30 км.

По данным фокальных механизмов в очагах землетрясений шельфа моря Лаптевых фиксируются, в основном, сбросы и сбросо-сдвиги (рис.2,11), что свидетельствует, по-видимому, о влиянии рифта хр. Гаккеля от его юго-восточного окончания до побережья моря Лаптевых [1,4,5,9].

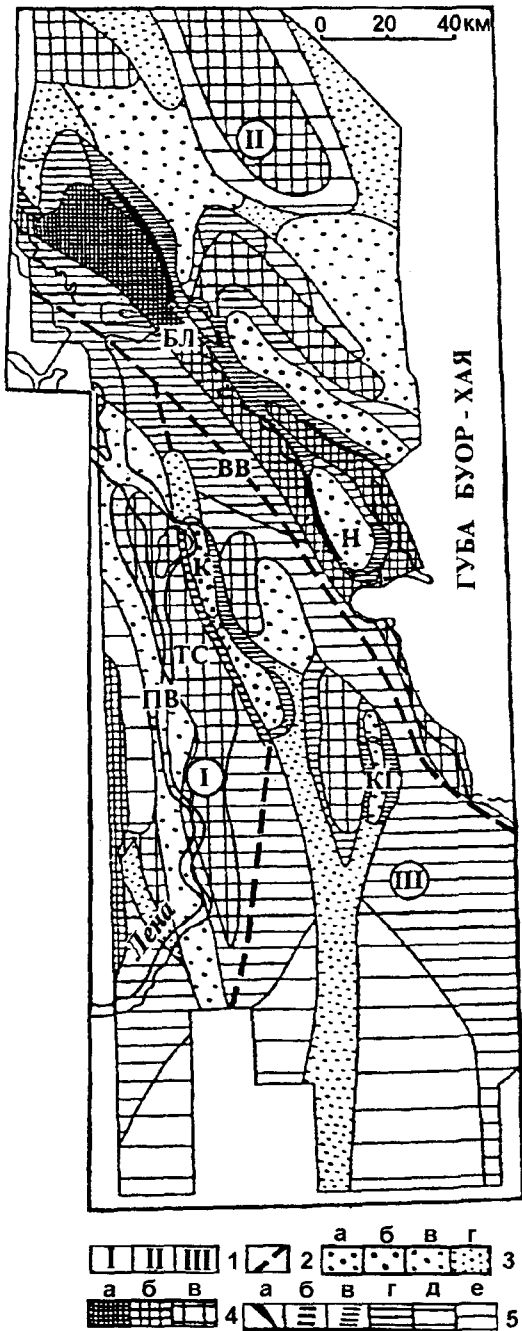


Рис.3. Схема районирования гравитационного поля Хараулахской зоны (составила Т.Г.Бабкина, ЦПГСЭ ПГО "Якутгеология").

1 - области аномального гравитационного поля (структуры первого порядка); 2 - их условные границы; 3-5 - участки аномального гравитационного поля (структуры второго порядка): 3 - минимумы Dg (а - с амплитудой более 20 мГал, б - от 10 до 20 мГал, в - от 4 до 10 мГал, г - менее 4 мГал); ПВ - Предверхоанский, К - Кенгдейский, КГ - Кунгинский, Н - Нееловский; 4 - максимумы Dg (а - с амплитудой более 20 мГал; б - от 10 до 20 мГал, в - менее 10 мГал); БЛ - Быковско-Ленские, ТС - Туора-Сисский; 5 - зоны монотонно изменяющегося гравитационного поля (а - с градиентом более 11 мГал/км, б - от 7 до 11 мГал/км, в - от 3 до 7 мГал/км, г - от 1 до 3 мГал/км, д - от 0,5 до 1 мГал/км, е - менее 0,5 мГал/км); ВВ - Восточноверхоанская, БЛ - Быковско-Ленская зоны градиентов.

Южнее дельты р.Лены между ее руслом и губой Буор-Хая фиксируется Хараулахская зона, где происходит смена поля тектонических напряжений растяжения на сжатие. Изучение разрывных нарушений этой территории прямыми геологоструктурными методами с привлечением параметров фокальных механизмов местных землетрясений выявило здесь четыре основные кинематические группы разломов (Приморская система сбросо-сдвигов, Западнoверхоянская система надвигов, Хараулахская система сдвиго-сбросов и Буор-Хайнская система сбросов), характерные как для областей растяжения, так и сжатия земной коры (рис.4). В частности, Приморская система сбросо-сдвигов протягивается от залива Неелова губы Буор-Хая к Оленекской протоке дельты р. Лены. В рельефе она контролирует "цепочку" впадин северо-западного простирания, выполненных рыхлыми палеоген-четвертичными осадками. В поле силы тяжести Приморской системе сбросо-сдвигов отвечает Быковско-Ленская зона градиентов гравитационных аномалий, имеющей многочисленные изломы. Последние указывают на нарушенность данной серии сбросов сдвигами. При этом, амплитуда горизонтальных перемещений по некоторым из них может достигать 10 км. Вдоль линии этих разломов зарегистрирован ряд местных землетрясений, а параметры их двух фокальных механизмов 1963 г. и 1987 г. подтверждают сбросо-сдвиговый тип движения по ним.

Сбросы также наблюдаются в морских береговых обнажениях западного борта губы Буор-Хая от Быковской протоки до Хараулахской впадины (Буор-Хайнская система сбросов). Они представлены здесь причудливым обликом современного рельефа в виде характерных рубленых форм и резких уступов. Амплитуды перемещения по сбросам изменяются от нескольких десятков сантиметров до первых десятков метров [9]. Сюда же тяготеют гипоцентры землетрясений, фиксируемые в пределах земной коры на глубинах 5-30 км. На сбросовой характер движения в очагах местных землетрясений указывает также фокальный механизм события 1989 г. При этом, западное побережье губы Буор-Хая испытывает медленное опускание (скорость современных вертикальных движений по данным ЯкутАГП составляет до - 3 мм/год), к западу от губы отмечено слабое воздымание территории со скоростью +(2-3) мм/год. Это проявляется здесь в виде образования висячих долин вдоль морского побережья, а также узких каньонообразных молодых нетеррасированных долин рек и ручьев (впадины Хорогор, Севастьян и др.) [22].

Согласно гравиметрическим данным, крупные впадины этого района (Кенгдейская, Кунгин-

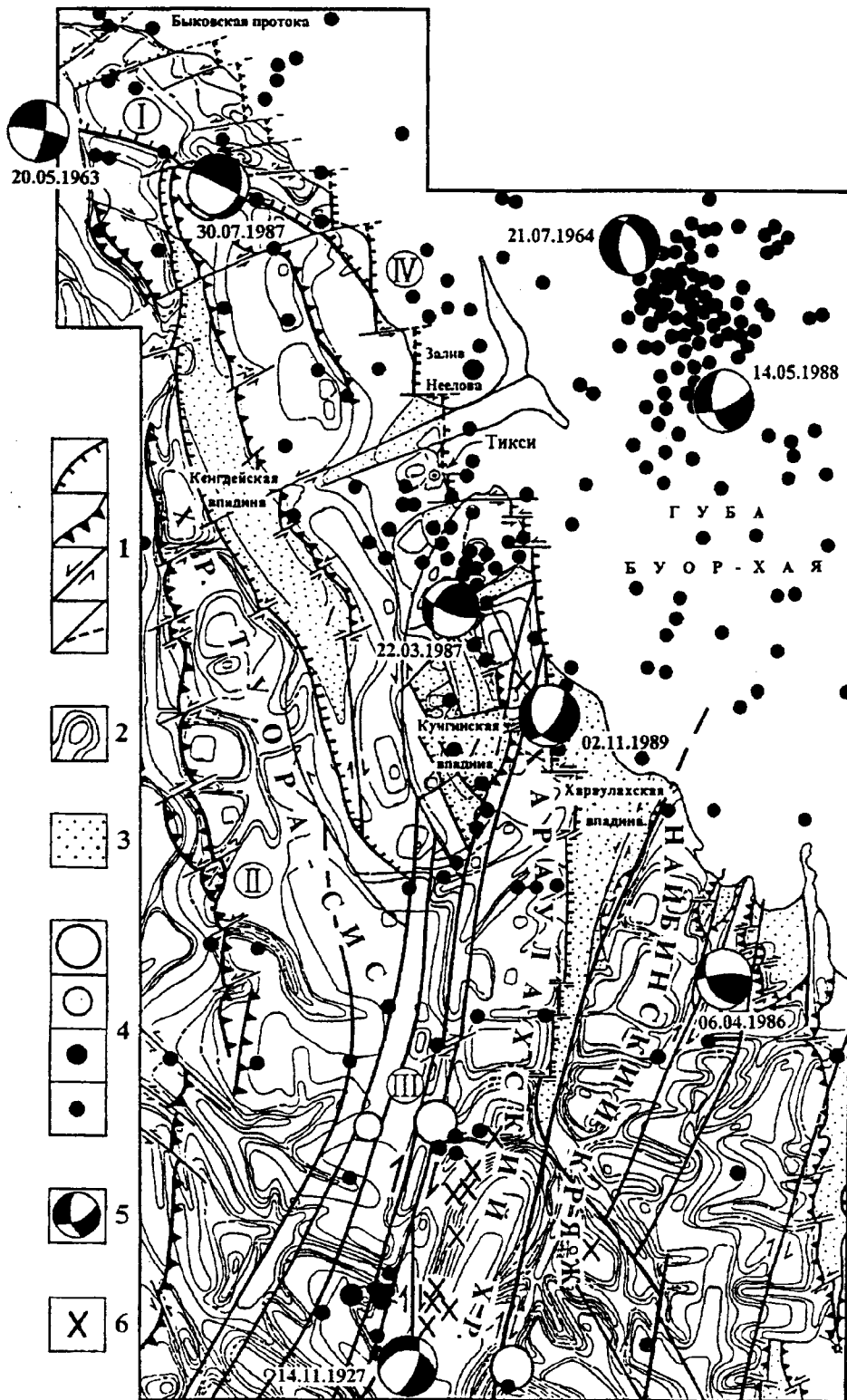


Рис.4. Схема сейсотектоники Хараулахского зоны.

1 - активные разломы, соответственно: сбросы, надвиги, сдвиги и неуставленной природы; 2 - морфоизогипсы; 3 - кайнозойские впадины; 4 - эпицентры землетрясений, соответственно с магнитудой $M \geq 6,8$; $5,0 \leq M \leq 6,7$; $4,9 \leq M \leq 4,0$; $M \leq 3,9$; 5 - фокальные механизмы землетрясений, рядом проставлена дата их возникновения; 6 - сейсмодислокации.

ская и др.) имеют асимметричное строение: их западные борта - крутые и представлены сбросами, а восточные - более пологие (надвиги). Подтверждением этому служит установленный натурными наблюдениями надвиг в эоценовых осадках Кенгдейского грабена, перекрытый недеформированными галечниками средне-верхнего плейстоцена [9].

Из всей совокупности местных разломов наиболее мобильна субдолготная Хараулахская система сдвиго-сбросовых нарушений (рис.4). Она прослеживается вдоль западных склонов Хараулахского хребта на расстоянии до 200 км от р.Бэрис (правый приток р.Лены) на юге до Кунгинской впадины на севере. Активность Хараулахской системы сдвиго-сбросов подчеркивается многочисленными эпицентрами землетрясений, следящимися вдоль линий разломов, ее яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ней 8 крупных сейсмодислокаций (Буянкинская, Тюнгнинская I и II, Дэк - Кадарская, Ойун-Юрэгенская, Аата-Суохская и Бэрис) и 12 локальных сейсмогравитационных проявлений (рис.5), а также эпицентральной зоны 5 Булуных землетрясений 1927-1928 гг. с $M=5,6-6,8$ [9,10].

Самая крупная сейсмодислокация Бэрис представлена прямолинейным секущим разрывом субдолготного простирания длиной 12 км (рис.6). В долинах он выглядит как ров шириной 10-15 м, который на склонах и вершинах водоразделов выражен ложбинами шириной 4-6 м (рис.7). Внутри ложбин встречаются обломки аргиллитов и песчаников, перетертых в мелкую крошку. Края рвов ложбин поднимаются крутыми (80-90°) отвесными стенками над их днищем на 2-2,5 м и сложены преимущественно обломками окварцованных плотных песчаников. Направление движения крыльев данного разрыва уверенно устанавливается по смещению субширотных притоков рек, а также осевых линий водораздельных хребтов. Амплитуда горизонтального смещения западного крыла этого разрыва составила 25-30 м. Горизонтальными смещениями оказались затронуты самые молодые отложения флювиогляциального комплекса вплоть до пойменных и надпойменных террас, которые сопровождалась при этом трещинами растяжения (рис.8). Все это позволило определить кинематику данного разлома как правый сдвиго-сброс. Возраст сейсмодислокации Бэрис оценивается первой тысячей лет при расчетной магнитуде образовавшего ее землетрясения 7,2 [9, 10].

Западноверхоянская система чешуйчатых надвигов протягивается вдоль правобережья низовьев р.Лены и отделяет Верхояно-Колымскую складчатую область от Сибирской платформы. Здесь в обнажениях древних коренных пород (от

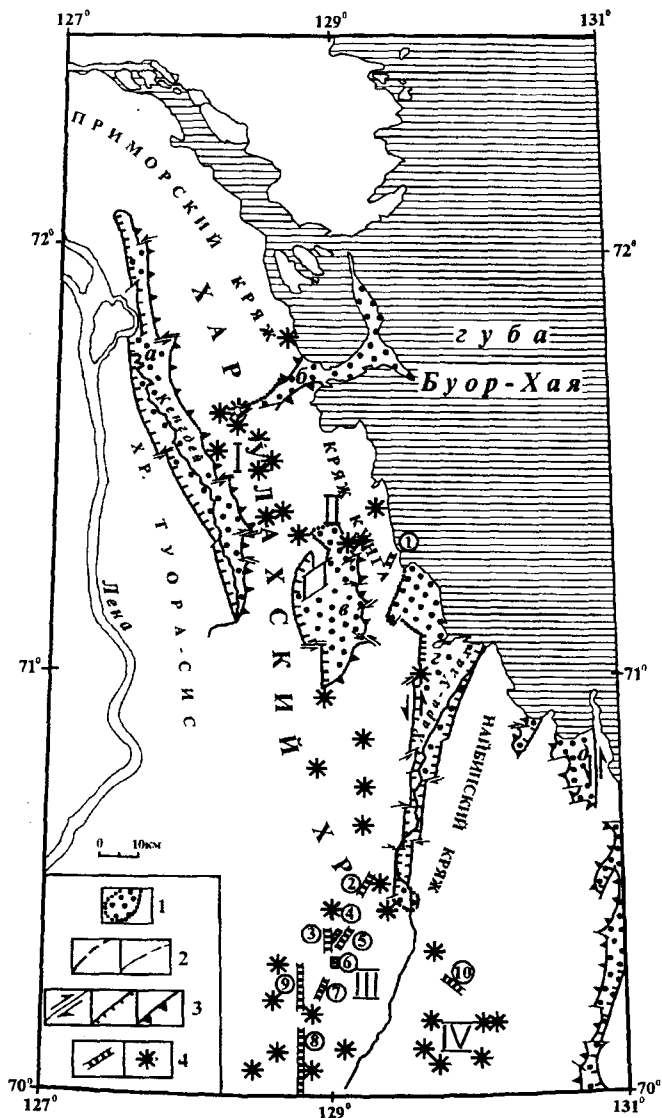


Рис.5. Схема расположения сейсмодислокаций Хараулахской зоны.

1 - кайнозойские впадины: а - Кенгдейская, б - Хорогорская, в - Кунгинская, г - Хараулахская, д - Найбинская; 2 - разломы: региональные и локальные; 3 - сдвиги, сбросы и надвиги, соответственно, 4 - сейсмодислокации и сейсмоявления. Группы дислокаций: I - Кенгдейская, II - Кунгинская, III - Хараулахская, IV - Богучанская. Сейсмодислокации (номера в кружках): 1 - Коряжнинская, 2 - Буяннинская, 3 - Тюнгнинская-I, 4 - Тюнгнинская-II, 5 - Дэк-Кадарская, 6 - Ойун-Юрэгенская, 7 - Баданг-Балаганская, 8 - Аата-Суохская, 9 - Бэрис, 10 - Намганданская.

кембрийских до пермских образований) геологическими наблюдениями повсеместно устанавливаются системы надвиговых и взбросовых трещин. В районе Чекуровка надвиги выявляются также на левобережье р.Лены, где по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежачего и вендские породы висячего крыльев, а амплитуда горизонтального смещения составляет

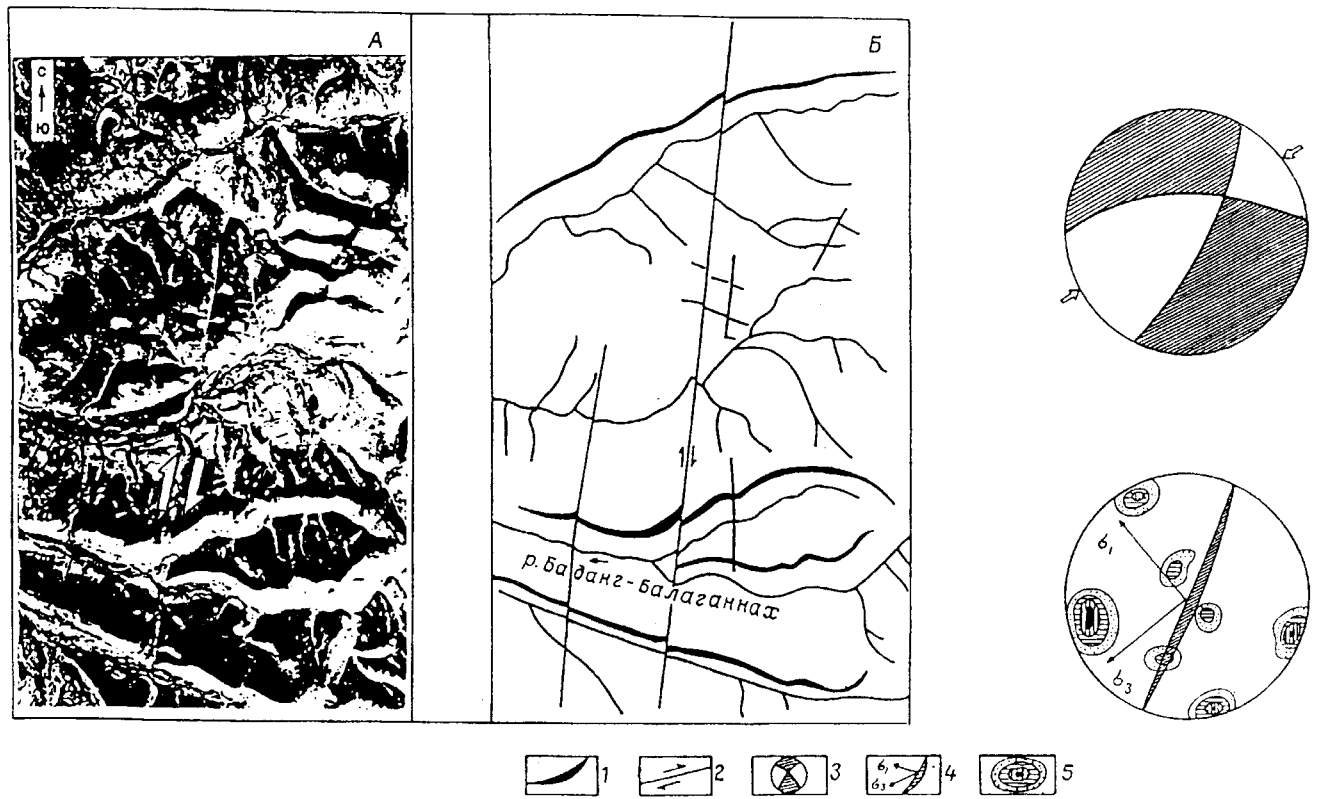


Рис.6. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. А - аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома) и Б - фрагмент его дешифрования.

1 - осевые части водоразделов; 2 - разломы сдвиговой кинематики; 3 - фокальный механизм землетрясения (черные области - область действия напряжений растяжения, белые - сжатия); 4 - плоскость активного по геологическим данным разлома и ориентировка векторов осей сжатия δ_3 и растяжения δ_1 ; 5 - изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород.



Рис.7. Сейсмодислокация Бэрис в виде системы рвов, вскрытых на земной поверхности при Булунских землетрясениях 1927 -1928 гг.

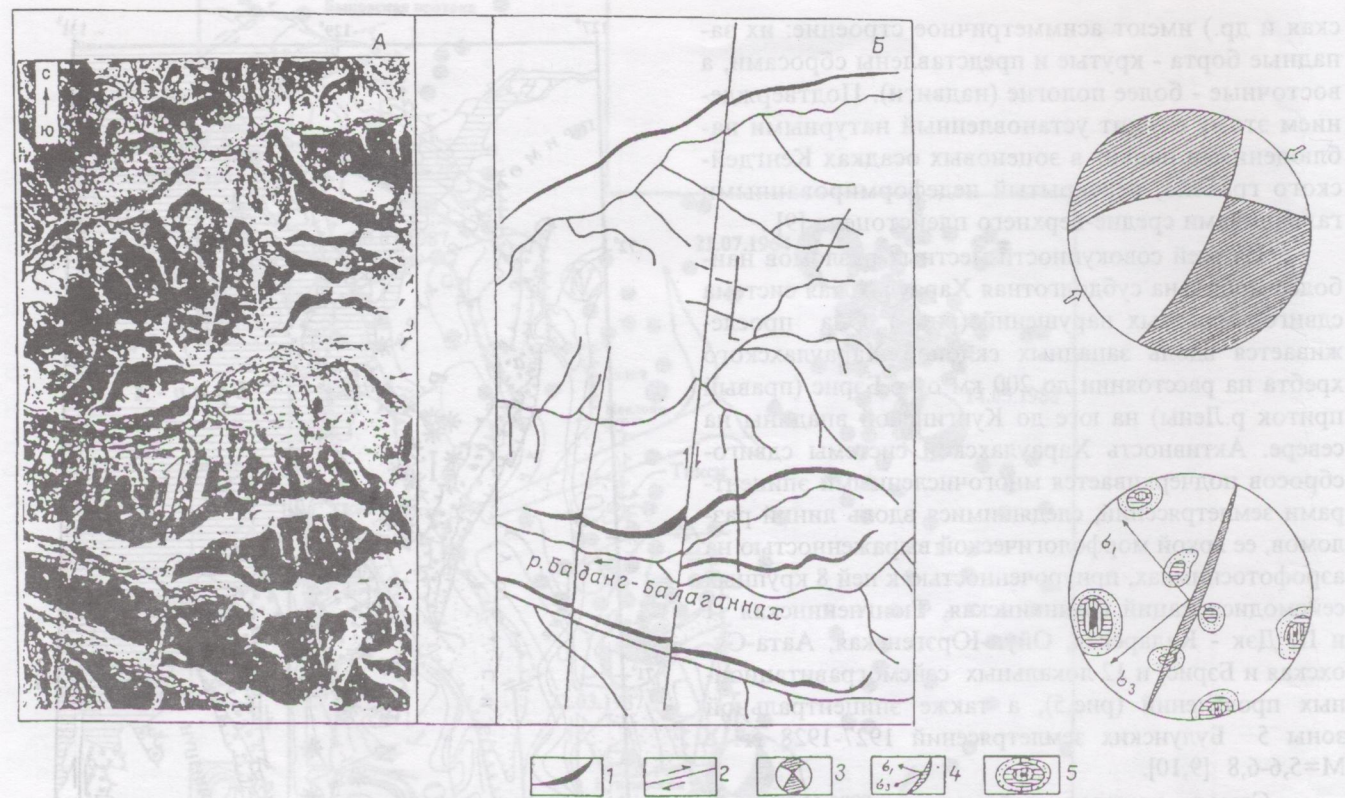


Рис.6. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. А - аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома) и Б - фрагмент его дешифрования.

1 - осевые части водоразделов; 2 - разломы сдвиговой кинематики; 3 - фокальный механизм землетрясения (черные области - область действия напряжений растяжения, белые - сжатия); 4 - плоскость активного по геологическим данным разлома и ориентировка векторов осей сжатия δ_2 и растяжения δ_1 ; 5 - изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород.

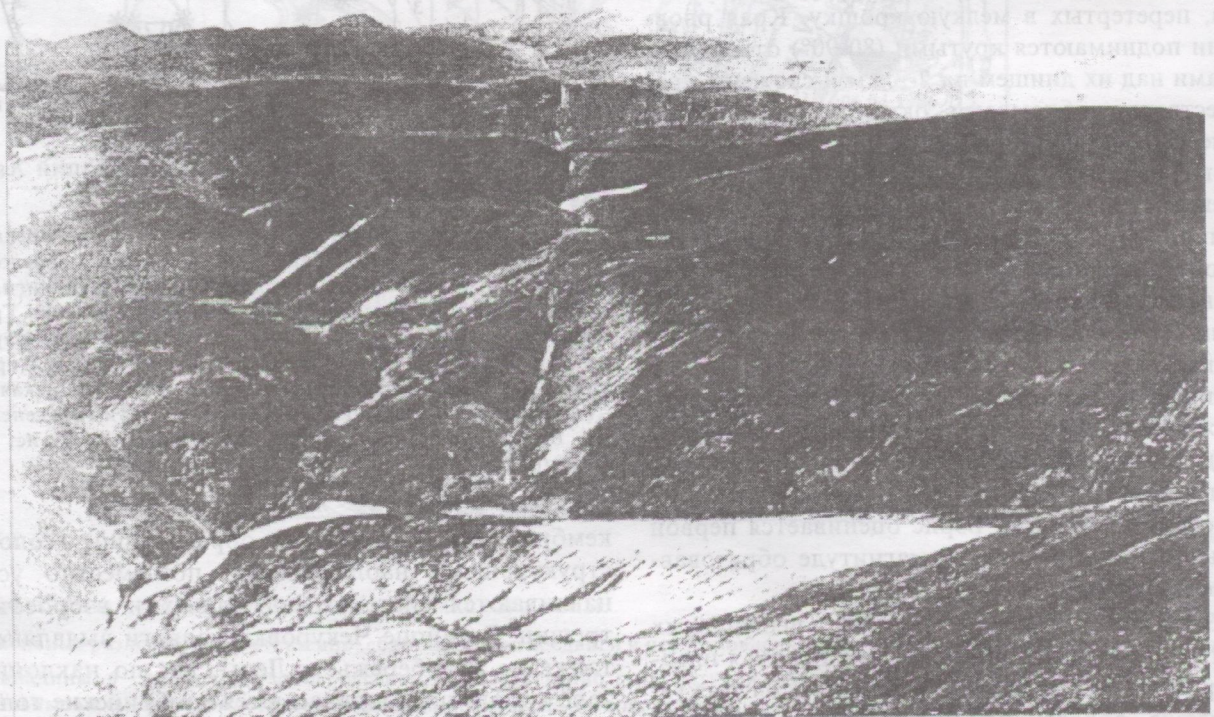


Рис.7. Сейсмодислокация Бэрис в виде системы рвов, вскрытых на земной поверхности при Булунских землетрясениях 1927 -1928 гг.

здесь около 400 м [9]. Несмотря на отчетливую морфологическую выраженность на аэрофото и космоснимках, в современное время Западноверхоаянская система надвигов малоактивна.

К юго-востоку от ЛХС до полуострова Камчатка границу Евразийской и Североамериканской плит маркирует сейсмотектонический сегмент системы хребтов Черского (СЧ) длиной более 2 тыс. км при ширине до 400 км (рис.11). За последние 30 лет в нем зарегистрировано более 6 тыс. землетрясений [9]. Глубина очагов местных землетрясений - 5-30 км. На всем протяжении СЧ обнаружены деформации кайнозойских отложений, которые возникли в условиях сжатия. Так, в среднем течении р.Адыча отмечено смещение по взбросу миоценовой россыпи и обнаружены надвиги триасовых отложений на нижнеплейстоценовые. На р.Мятис (среднее течение р.Индикирки) отложения мятисской свиты позднеолигоцен-раннемиоценового возраста смяты в складки северо-западного простирания с крутыми крыльями. Здесь же имеет место надвиг отложений нижнего мела на палеоген-неогеновые осадки. Складчатые деформации отмечены также в миоценовых угленосных отложениях Сеймчано-Буюндинской и Верхненерской впадин. Указанные деформации большей частью молодые и вызваны изменением геодинамического режима в Момском рифте, начавшемся, вероятно, в среднем плейстоцене. На этом рубеже, когда условия растяжения сменились сжатием, скорее всего, и произошло отмирание Момского рифта [9,24]. Обстановка сжатия сохраняется до настоящего времени, что подтверждается решениями фокальных механизмов местных землетрясений, происшедших в пределах СЧ. Из 40 таких определений 62% составляют сдвиги и взбросы, 24% - надвиги, остальные - сочетание сдвигов и сбросов (14%). Повторное нивелирование, выполненное по линии реперов вдоль р.Индикирки, пересекающей систему Момских впадин в долготном направлении, показало, что названные впадины в настоящее время втянуты в поднятие совместно с обрамляющими их хребтами со скоростью +2-4 мм/год. Для СЧ характерно широкое развитие разломов северо-западного простирания, на большей части территории совпадающего с ориентацией тектонических структур Верхояно-Колымской складчатой области. При этом доминирующую роль здесь играют левые сдвиги в виде эшелонированных систем кулис, в полостях которых сформировались кайнозойские впадины типа "pull-apart". Такие системы впадин известны, например, для разломов Улахан (Верхне-Эрикитская, Бугчанская и др. депрессии) и Чай-Юреинский (Верхненерская, Аркагагинская, Сордонахская и др. впадины). На активность названных



Рис.8. Сейсмогенные трещины растяжения, фиксируемые в зоне Хараулахской системы сдвига-сбросов.

дизъюнктивов указывает приуроченность к ним крупных сейсмотектонических и сейсмогравитационных палеосейсмодислокаций, обнаруженных в зонах их динамического влияния, например, "Тирехтах" (разлом Улахан) и "Артые" (Чай-Юреинский разлом). Сюда также приурочены эпицентры сильных землетрясений с $M \geq 5.0$ [10].

В районе о.Карагинский в Беринговом море вблизи Камчатки полоса сейсмичности продолжается на юг, а затем к востоку через Командорские и Алеутские острова к Аляске. Здесь на отрезке границы между Командорскими и Алеутскими островами вновь фиксируется перемена знака движения (левые сдвиги на правые) за счет большей скорости Тихоокеанской плиты относительно соседней Североамериканской (рис.11). Напряженное состояние земной коры в пределах Алеутской островной дуги (Алеутский сейсмотектонический сегмент-АлС) связано с зоной субдукции, которая представлена пологозалегающей (до 30° - 50°) сейсмофокальной зоной Беньоффа. Большинство землетрясений сосре-

доточено здесь в погружающейся океанической пластине на глубинах 250-300 км с преобладанием надвиговых смещений в их очагах [3].

Рассматривая проявления сейсмичности на Корякском нагорье, Чукотке и Западной Аляске, следует подтвердить вслед за другими исследователями [13,21] существование здесь Берингово-морского блока, границы которого достаточно надежно оконтуриваются проявлениями местной сейсмичности (рис.9). Южная граница этого блока совпадает с уже названной Алеутской зоной субдукции. Его восточной границей служит зона эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 2$, которое протягивается от Тихоокеанского побережья Аляски (заливы Принс Уильям и Кука) к северу и северо-западу в направлении полуостровов Сьюард и Лисбурн. На полуострове Сьюард известно несколько сильных землетрясений с $M=5.3-6.5$ [19,23]. Далее эпицентры, в основном, слабых землетрясений ($2.5 \leq M \leq 4.0$) фиксируются от полуострова Сьюарда через Берингов пролив к Чукотскому полуострову, представляя собой северную границу Берингово-морского блока. Наиболее активным на Чукотке является Колюченско-Мечигменский район, в пределах которого за последние 70 лет отмечено свыше 100 слабых землетрясений, 6 из них вблизи Колюченской губы имели $M=5.0-6.9$ [21]. И, наконец, рассматриваемый блок замыкает с запада Анадырско-Корякская сейсмическая зона слабых землетрясений. Она следует на юго-запад от Чукотского полуострова, пересекает Анадырский залив и протягивается по Корякскому нагорью вдоль побережья Берингова моря к острову Карагинский. Здесь она соединяется с сейсмоактивными зонами Камчатки и Алеутской островной дуги. В Анадырско-Корякской зоне также известен ряд сильных землетрясений с $M=5.1-6.7$. К их числу относятся крупные сейсмические события в Анадырском заливе в 1986 г., а также Олюторское 1985 г., Корякское 1988 г., Хаилинское 1991 г., землетрясения на Корякском нагорье [7,13,14].

История геологического развития и современный структурный план Восточной Чукотки и Западной Аляски указывают, что остров Врангеля в Восточно-Сибирском море, восточная часть Чукотского полуострова, остров Святого Лаврентия в Беринговом море, полуостров Сьюарда и цепи хребта Брукса на Аляске сложены примерно однородными по составу и возрасту горными породами. Они входят в структуру единого композиционного Арктического террейна и образуют обращенный к югу Берингово-морский ороклин (рис.9), который возник в позднемезозойское время (поздняя юра-неоком) [25].

В процессе субдукции Тихоокеанской и Североамериканской плит в кайнозой в пределы Аляски "внедрился" индентор Тихоокеанской плиты с вершиной, направленной на северо-запад к указанному ороклину. В результате фронтального воздействия сжимающих усилий со стороны Тихоокеанской плиты (рис.10) на Аляске образовалась система протяженных правых сдвигов (Денали, Калтаг, Кобук, и др.) [16,19,23]. При этом, развитие правых сдвигов в условиях сжатия обусловило возникновение на их западных окончаниях крупной зоны растяжения в виде рифта Берингова моря. Пространство, занятое рифтом, совпадает с центральной частью Берингово-морского ороклина [25] и заштриховано на рис. 10.

В пользу рифта Берингова моря свидетельствуют наличие на полуострове Сьюард (Западная Аляска) системы сбросов широтного и северо-западного простираний (Киглуяк, Бенделобен, Дерби и др.) и параметры фокальных механизмов (сбросы) землетрясений 1964 и 1965 гг. [16,21]. Кроме того, сложная система сбросовых уступов выявлена на дне моря в прибрежной части залива Нортон южнее полуострова Сьюард [29]. Анализируя рельеф Западной Аляски, легко заметить здесь также обширную зону опускания, фиксируемую к западу от разлома Томпсон Крик между заливами Берингова моря: Нортон и Кускокуим (рис.9).

По данным инструментальных сейсмологических и геолого-структурных исследований [16, 21, 23] зона растяжения продолжается на шельф Берингова моря от полуострова Сьюарда через Берингов пролив к Чукотскому полуострову. Влияние горизонтальных растягивающих тектонических напряжений в восточной части Чукотского полуострова выражается в развитии местных сбросов северо-западного простирания в сочетании со сдвигами, ограничивающих морфологически отчетливо выраженные неоген-четвертичные впадины Колючинско-Мечигменской зоны растяжения. Высокая сейсмическая активность этого района и фокальные механизмы сильных землетрясений, указывают на сбросовый характер движения в их очагах (землетрясения 1962, 1971 и 1996 гг.) [18], преобладание здесь сейсмического режима, характерного для рифтовых зон.

К другим признакам рифта Берингова моря следует отнести расположение в его пределах ареалов позднекайнозойского щелочного вулканизма (Берингово-морская щелочнобазитовая провинция) [2, 23] и массовые проявления гидро и газотермальной деятельности [12, 29], которые наблюдаются как на западном (Чукотка), так и на восточном (Западная Аляска) флангах рифта (рис.10).

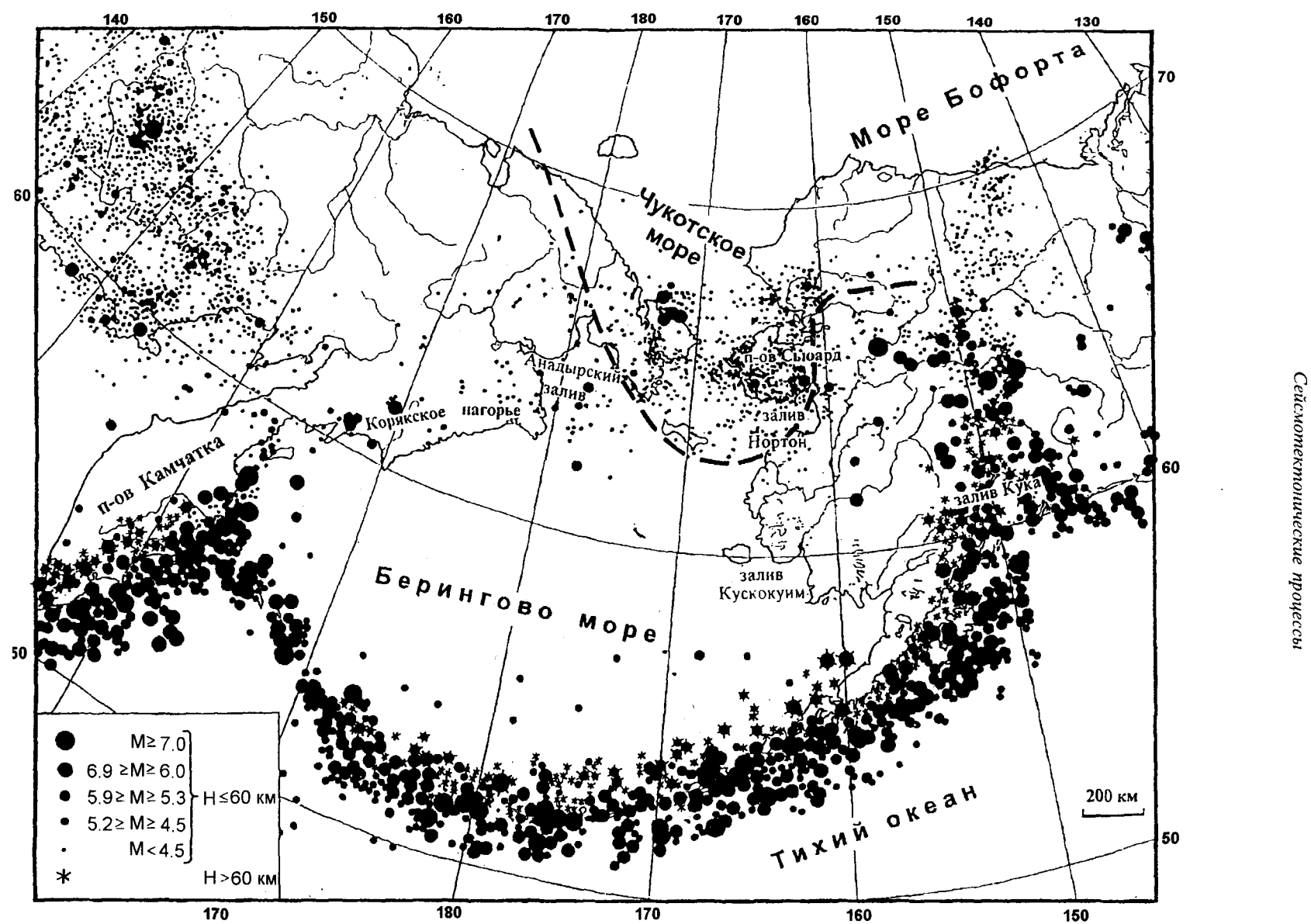


Рис.9. Карта эпицентров землетрясений Берингоморского региона.

Кружками разных диаметров и звездочкой показаны эпицентры землетрясений в интервале магнитуд $M=4,5-7,0$ и глубин очагов $H=0-60$ и более км. Пунктирной линией показаны контуры Берингоморского орокулина.

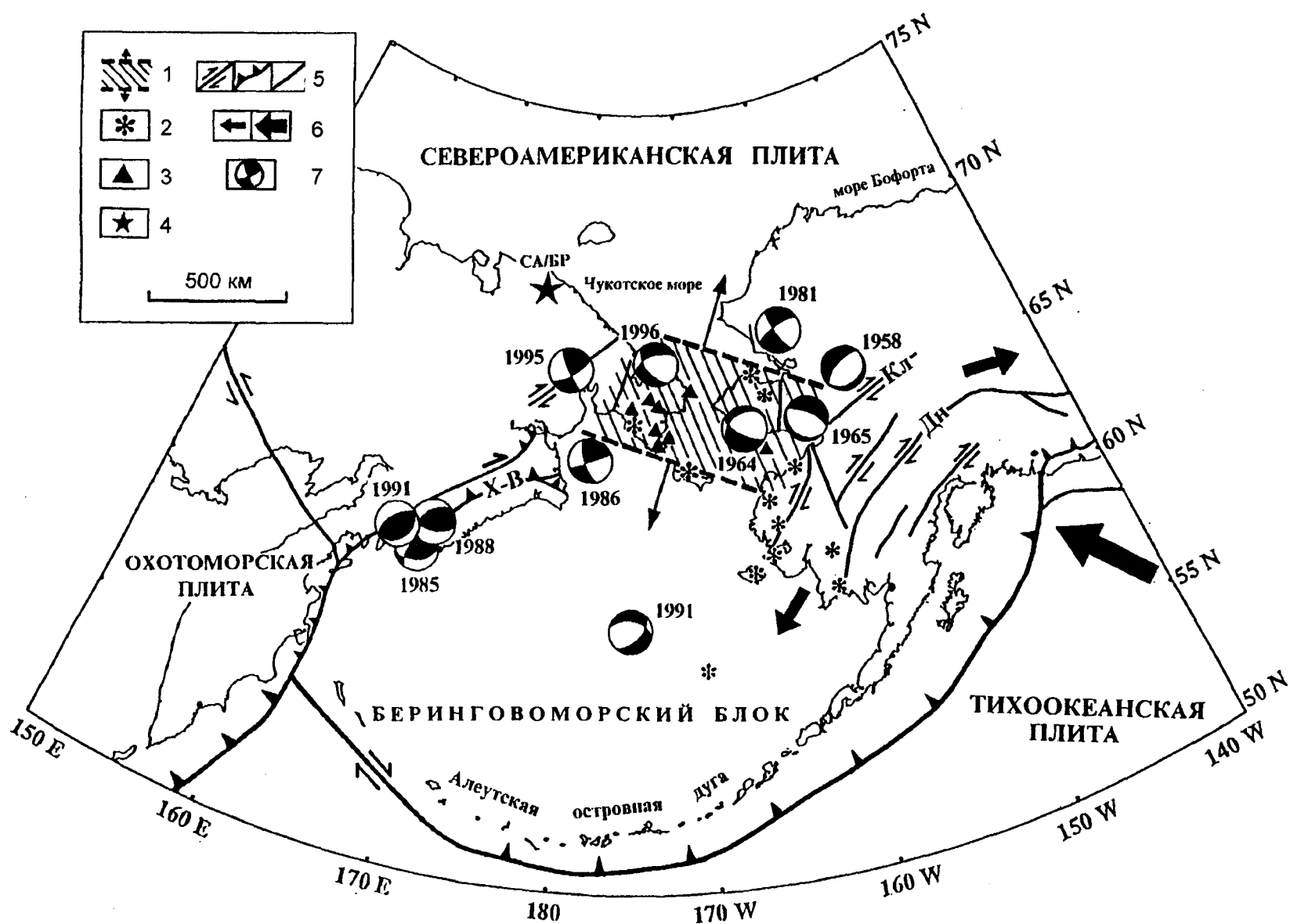


Рис.10. Схема современной геодинамики Берингоморского региона.

1 - расположение рифта Берингова моря; 2 - центры кайнозойского вулканизма; 3 - проявления гидро и газотермальной деятельности; 4 - полюс вращения Берингоморского блока относительно Североамериканской плиты; 5 - активные разломы и межплитные границы: сдвиги (Дн - Денали, Кл - Калтаг), взбросы и надвиги (Х-В - Хатырско-Вывенский) и неустановленный тип движения; 6 - Направления движения плит и блоков; 7 - фокальные механизмы землетрясений, рядом помечен год их возникновения.

На Корякском нагорье по материалам геолого-структурных изысканий и в геофизических полях выявляется крупная система Хатырско-Вывенских взбросо-сдвигов северо-восточного простирания, современная активность которых определяется крупными сейсмическими событиями 1988 и 1991 гг. [13,14]. Их фокальные механизмы также подтверждают взбросовую природу этих землетрясений. Вместе с тем, по результатам дешифрирования аэрофото и космоснимков, разномасштабных топокарт, а также данным фокальных механизмов зем-

летрясений кроме взбросовых и надвиговых подвижек здесь обнаруживается еще праводвиговая компонента движений.

В результате можно предположить, что рифт Берингова моря представляет собой зону растяжения, которая возникла между окончаниями двух крупных систем взбросов и правых сдвигов на Корякском нагорье-Чукотке и правых сдвигов Западной Аляски под воздействием сжатия, вызванного движением к северо-западу Тихоокеанской плиты. Условия локального растяжения на востоке Чукот-

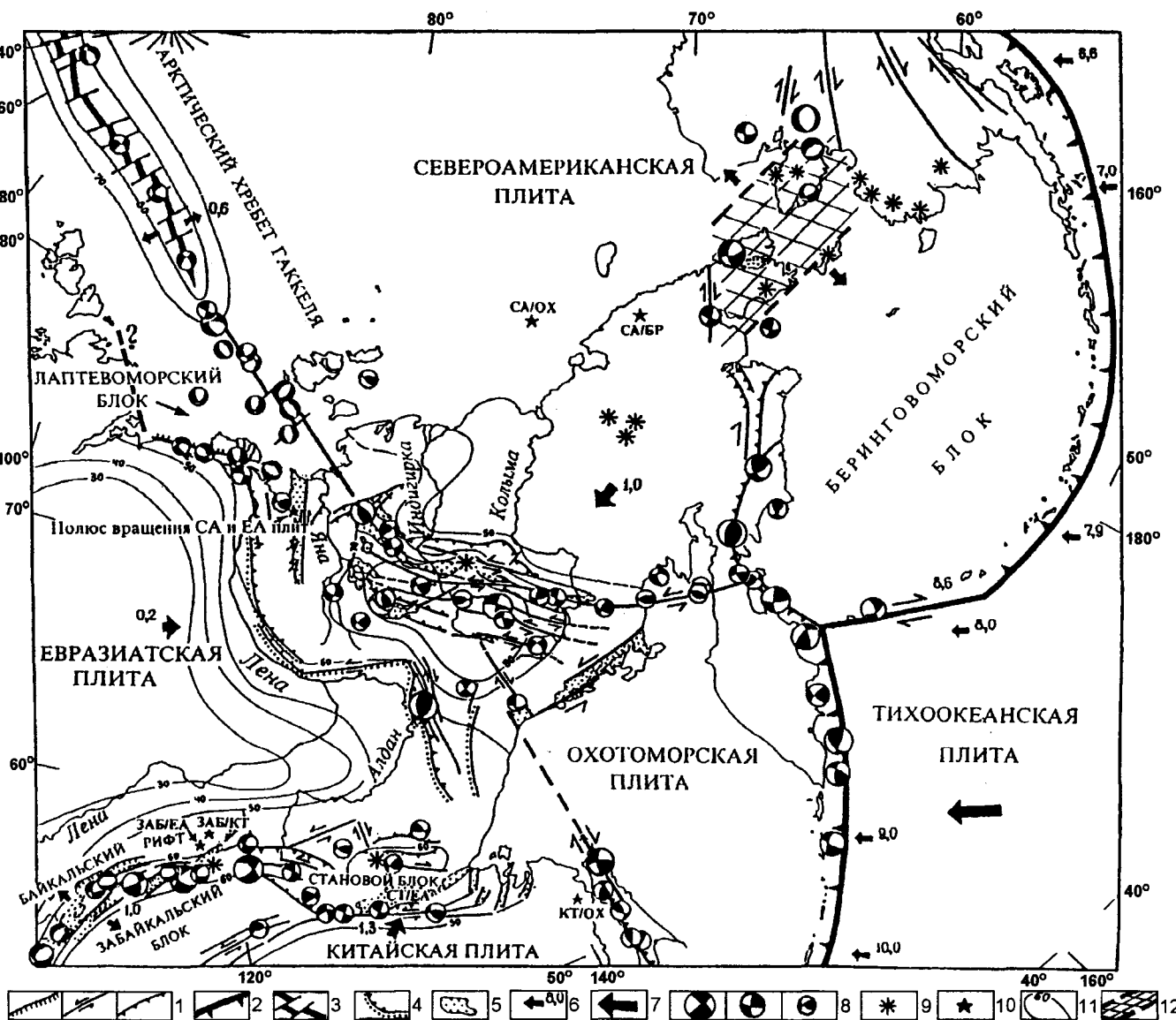


Рис.11. Схема современной геодинамики Северо-Востока Азии и Аляски.

1 - активные разломы: сбросы, сдвиги, надвиги, соответственно; 2 - границы литосферных плит; 3 - спрединговый характер хр.Гаккеля; 4 - пассивные разломы; 5 - кайнозойские впадины; 6 - направление и скорость движения отдельных блоков, см/год [27]; 7 - направление и скорость движения литосферных плит, см/год [27]; 8 - фокальные механизмы землетрясений с $M \geq 7.0$; 6.0-6.9; < 6.0 (черные области - растяжения, белые - сжатия); 9 - проявления кайнозойского вулканизма; 10 - полюса вращения плит и блоков: БР - Берингоморский блок; ЗАБ - Забайкальский блок; СТ - Становой блок; КТ - Китайская плита; ЕА - Евразийская плита; ОХ - Охотоморская плита; СА - Североамериканская плита; 11 - тепловой поток, мВт/м²; 12 - рифт Берингова моря.

ки и западной части Аляски, возникшие в тылу субдуцирующей Тихоокеанской плиты, можно сравнить с тектонической позицией впадин растяжения, образовавшихся к северу от зоны коллизии Индии и Евразии [26]. В обоих случаях сжатие сталкивающихся в результате коллизии блоков вызывает возникновение к северу горизонтального растяжения, соответствующих впадин и землетрясений со сбросовой подвижкой в их очагах.

При лобовом давлении на Берингоморский ороклин со стороны Тихоокеанской плиты его крылья, возможно, выпрямляются (как и крылья любой складки), образуя локальную зону растяжения, которая вполне может соответствовать рифту Берингова моря.

Итак, по совокупности геолого-геофизических данных можно считать, что в пределах акватории Берингова моря существует Берингоморский блок (или микроплита), границы которого следятся по эпицентрам многочисленных слабых и единичных сильных землетрясений [21]. Под воздействием Тихоокеанской плиты Берингоморский блок смещается к западу относительно Североамериканской плиты с полюсом вращения, расположенным вблизи Чаунской губы Восточно-Сибирского моря (рис.10). При этом, во фронтальной части Берингоморского блока в пределах Корякского нагорья сформировалась система взбросов, надвигов и правых сдвигов, а в его тылу (Западная Аляска-Восточная Чукотка) возникла зона растяжения рифта Берингова моря. Не исключено, что Берингоморский блок представляет собой остаток древней океанической плиты Кула Тихого океана [8].

По совокупности геолого-геофизических данных [9,15,21,24,27,28] и на основе представленной глобальной тектоники литосферных плит составлена схема современной геодинамики плит и блоков северо-востока Азии и Аляски (рис.11). Границы Евразийской, Североамериканской, Охотоморской, Тихоокеанской и других плит и блоков отчетливо выявляются по эпицентрам местных землетрясений, системам активизированных разломов, а фокальные механизмы землетрясений указывают на возможную кинематику их взаимодействия. Здесь же показаны ареалы кайнозойского вулканизма и проявления теплового потока, характерные для данной территории. Близкое расположение полюсов вращения плит и блоков северо-востока Азии и Аляски, которые оказались зажатými между крупными Евразийской, Индийской, Североамериканской и Тихоокеанской плитами, свидетельствует, что их движения относительно друг друга не являются самостоятельными, а вызваны, скорее всего, перемещениями названных плит-гигантов.

Этим также определяется, что в пределах единой межплитной границы, прослеживаемой от о.Гренландия до Аляски и отделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит, наблюдается частая смена геодинамических режимов, каждому из которых соответствует свой сеймотектонический сегмент, обусловленный специфическими для него сейсмическими и тектоническими процессами: растяжение земной коры в хр.Гаккеля, где литосферные плиты расходятся (АрС); смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье, где расположен полюс вращения Североамериканской и Евразийской плит (ЛХС); скольжение с левым сдвигом, вызванное северо-восточным сжатием в результате косоугольного сближения плит (СЧ); скольжение с правым сдвигом, возникшим под влиянием северо-западного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты (участок от Командорских до Алеутских островов), и сжатие земной коры, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений (АлС). При этом, вблизи рассмотренной границы наблюдается система микролит и блоков (Лаптевоморский и Берингоморский блоки), которые образовались между взаимодействующими плитами-гигантами и отчетливо трассируются проявлениями местной сейсмичности.

Мы благодарим за поддержку данных исследований национальный научный фонд США (NSF) и консорциум научных учреждений США по сейсмологии (IRIS).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. С-Пб.: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.
2. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.
3. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. Вып. 8. 191 с.
4. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля - Момского хребта//Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 3. С. 689-694.
5. Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля// Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып.8. С.56-75.
6. Грачев А.Ф., Иванов С.С., Карасик А.М. и др. О рифтовой системе Арктики//Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Л.: Изд-во НИИГА, 1967. Вып. 10. С.65-70.

7. Зобин В.М., Матвиенко Ю.Д. Олюторское землетрясение 10 сентября // Землетрясения в СССР в 1985 году. М.: Наука, 1988. С. 169-174.
8. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 311 с.
9. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН СССР, 1990. 138 с.
10. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмодислокации сейсмических поясов Якутии // Геотектоника. 1995. № 2. С.76-83.
11. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана//Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА, 1968. Вып.5. С. 8-19.
12. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири. 1:2 500 000, ГУГК, 1984.
13. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирышин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия?//Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 1994. Вып. 26. С.103-122.
14. Югова Р.С., Ефремова Л.В., Гунбина Л.В. Землетрясения Северо-Востока//Землетрясения в СССР в 1988 году. М.: Наука, 1991. С.177-181.
15. Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian and Okhotsk plates//Journal of Geodynamics. 1986. № 6. P. 33-51.
16. Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivan P.B., Amato J.M., Hannula K.A., Calvert A.T., and Gans P.B. Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska// Tectonics. 1995. V.14. P. 549-563.
17. Fujita K., Cambray F.W., Velbel M.A. Tectonics of the Laptev sea and Moma rift systems, Northeastern USSR// Marine Geology. 1990. № 93. P.95-118.
18. Fujita K., Koz'min B.M. Seismicity of the Amerasian Arctic Shelf and its relationship to tectonic features// U.S. Minerals Managements Service. OCS. Study MMS 4-0040 1994. P. 307-312.
19. Gedney L., Warner I.V., Shapiro L. Tectonic lineaments and plate tectonics in south-central Alaska//Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Utah Geological Association Publication 5, Salt Lake city, Utah, 1974. P. 27-33.
20. Grachev A.F. Geodynamics of transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridge in continental margin geology. Ed. by Watkins I.S. and Drake C.L. //Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem 33. Tulsa, OK, 1982. P.103-113.
21. Gunbina L.V., Kovalev V.N., Mackey K.G., Fujita K., Stone D.B. Seismicity map of the Bering Strait region (abstracts) // EOS, Transactions, AGU. 1996. V.77, № 46. P. F522.
22. Koz'min B.M., Имаев В.С., Имаева Л.П., Kornilova Z.A., Babkina T.G., Fujita K. Geological and geophysical features of the Laptev Sea shelf and coast (abstracts) // International conference on Arctic margins (ICAM). Magadan, 1994. P. 63.
23. Page R.A., Biswas N.N., Lahr J.C., Pulpan H. Seismicity of continental Alaska//Neotectonics of North America. Geological Society of America. Boulder. Colorado, 1991. P.47-68.
24. Parfenov L.M., Koz'min B.M., Grinenko O.V., Имаев В.С. and Имаева Л.П. Geodynamics of the Chersky seismic belt//Journal of Geodynamics. 1988. № 9. P. 15-37.
25. Patton W.W., TAILLEUR I.L. Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia//Geol. Soc. Amer. Bull.1977. V. 88. P. 1298-1304.
26. Peltzer G. and Tapponier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach//J. Geophys. Res. 1988. V.90, № B12. P.15085-15117.
27. Plate-Tectonic map of Circum-Pacific region. 1984.
28. Stone D.B. Present-day plate boundaries in Alaska and the Arctic//Journal of the Alaska Geological Society. 1983. V.3. P.1-14.
29. Thor D.R. and Nelson C.H. Environmental geological studies of the Northern Bering Sea//Offshore Alaska. US Geological Survey in Alaska. Geological Survey circular 823-B. 1981. P. B121-B122.

Поступила в редакцию 16 февраля 1998 г.

V.S.Imaev, L.P.Imaeva, B.M.Koz'min, K.Mackey and K.Fujita
Seismotectonic processes along the boundary of lithospheric plates
of Northeast Asia and Alaska

The paper presents information on comprehensive study of seismicity, seismotectonics, active faults and stress features of the Earth's crust along the North American, Eurasian, Sea of Okhotsk and Pacific plates boundary from Greenland through the Arctic Ocean and Northeast Asia to Alaska. Frequent change of geodynamic regimes of the Earth's crust is established: its extension (Gakkel Ridge), transitional zone (mixed field of tectonic stresses in the Laptev Sea shelf and on its coast), slide and left strike-slip faults as a result of north-eastern compression (Chersky Range), slide and right strike-slip faults (from the Komandorskiye Islands to the Aleutian Islands), and frontal compression (Aleutian arc). The above boundary is accompanied by the Laptev Sea and Bering Sea microplates or blocks, which were formed between the interacting plates-giants. At the rear of the Bering Sea block the most recent structure of the Bering Sea rift is distinguished.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Ю.Ф. Малышев

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Рассмотрена связь сейсмических поясов, зон, ареалов с глубинным строением и геодинамикой в областях сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов. На глубинных разрезах показана локализация очагов землетрясений в кровле волноводов, на границе слоев с разной плотностью пород средней и верхней коры. Установлена корреляция сейсмических поясов, зон, ареалов с подъемом кровли астеносферы и аномальной разуплотненной мантией, реже с градиентным изменением мощности литосферы и уплотненной мантией. Пространственное унаследование элементами сейсмичности более раннего геологического структурного плана имеет место, но не находит значительного подтверждения в регионе. Большая роль в возникновении землетрясений принадлежит сдвигам сжатия и растяжения, в том числе блокам вращения, реже разломам регматической сети. Узловой вопрос проблемы связей сейсмичности - исследование соотношений палео- и современных геодинамических моделей.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическая структура региона определяется наличием крупных древних платформ: Сибирской (Алдано-Становой блок), Сино-Корейской, Янцзы, разделенных палеозойскими и палеозойско-мезозойскими складчатыми системами Центрально-Азиатского подвижного пояса. Внутри пояса выделяются блоки докембрийских пород (микроконтиненты), которые по разломам объединены в композитные массивы (Аргуно-Мамынский, Буреинско-Ханкайский), отделенные друг от друга герцинскими образованиями. Эта структура сочленена с мезозойскими покровно-складчатыми сооружениями Тихоокеанского подвижного пояса, нарастившими Азиатский континент. Влияние тихоокеанских плит не ограничивалось аккрецией, о чем свидетельствует развитие на континенте Восточно-Азиатского рифтогенного пояса, сопряженного с Западно-Тихоокеанским рифтовым поясом окраинных морей Тихого океана. Следует отметить существование трансрегиональной Пограничной гравитационной ступени, пересекающей древние платформы (Янцзы, Сино-Корейскую) и складчатые системы, что сопровождается сокращением мощности блоков земной коры и блоков континентальной литосферы, расположенных к востоку от ступени [4,14]. Такие явления обычно связывают с субдукцией тихоокеанских литосферных плит под азиатский континент, при этом не происходит увеличения мощности земной коры и литосферы, а, наоборот, редуцирование их мощности.

Большую роль в формировании геологической структуры и геодинамике региона играли сдвиговые движения в мезозое и кайнозое с различной амплитудой относительных перемещений, обусловившие

трансформный тип окраин палеоконтинентов [23]. Широко распространены также блоки вращения, ограниченные на противоположных гранях кайнозойскими сдвигами встречных направлений: Становой блок Сибирской платформы [8,9,19], поперечные блоки Сихотэ-Алиня [17].

Существует мнение о взаимосвязи сейсмичности и горообразования с аномальной мантией или подъемом астеносферы [7]. Считается, что современные горные сооружения Восточной Азии наследуют палеозойско-мезозойский структурный план. В условиях активной сдвиговой тектоники в структурах сочленения разноплановых подвижных поясов наблюдаются отклонения от этой закономерности. Другая проблема, слабо изученная - корреляция процессов современной геодинамики и палеогеодинамики.

Исследование этих проблем невозможно без информации о глубинном строении региона. Она в первую очередь дает представление о современной структуре, о нарушениях в ней структурных планов прошлого и о связях с ними сейсмичности. Связь глубинного строения региона с сейсмичностью рассматривалась нами ранее [6]. Однако быстрое накопление новых геофизических и геологических фактов, новых данных о сейсмичности, обилие публикаций по структуре и геодинамике региона позволяют дополнить и уточнить высказанные там соображения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТОВ СЕЙСМИЧНОСТИ

На рис.1, приведенном для сравнения из нашей работы [6], вынесены эпицентры коровых, глабофокусных и смешанного типа землетрясений с магнитудой более 3 и выделенные структурные элементы сейсмичности: пояса, зоны, ареалы, узлы.

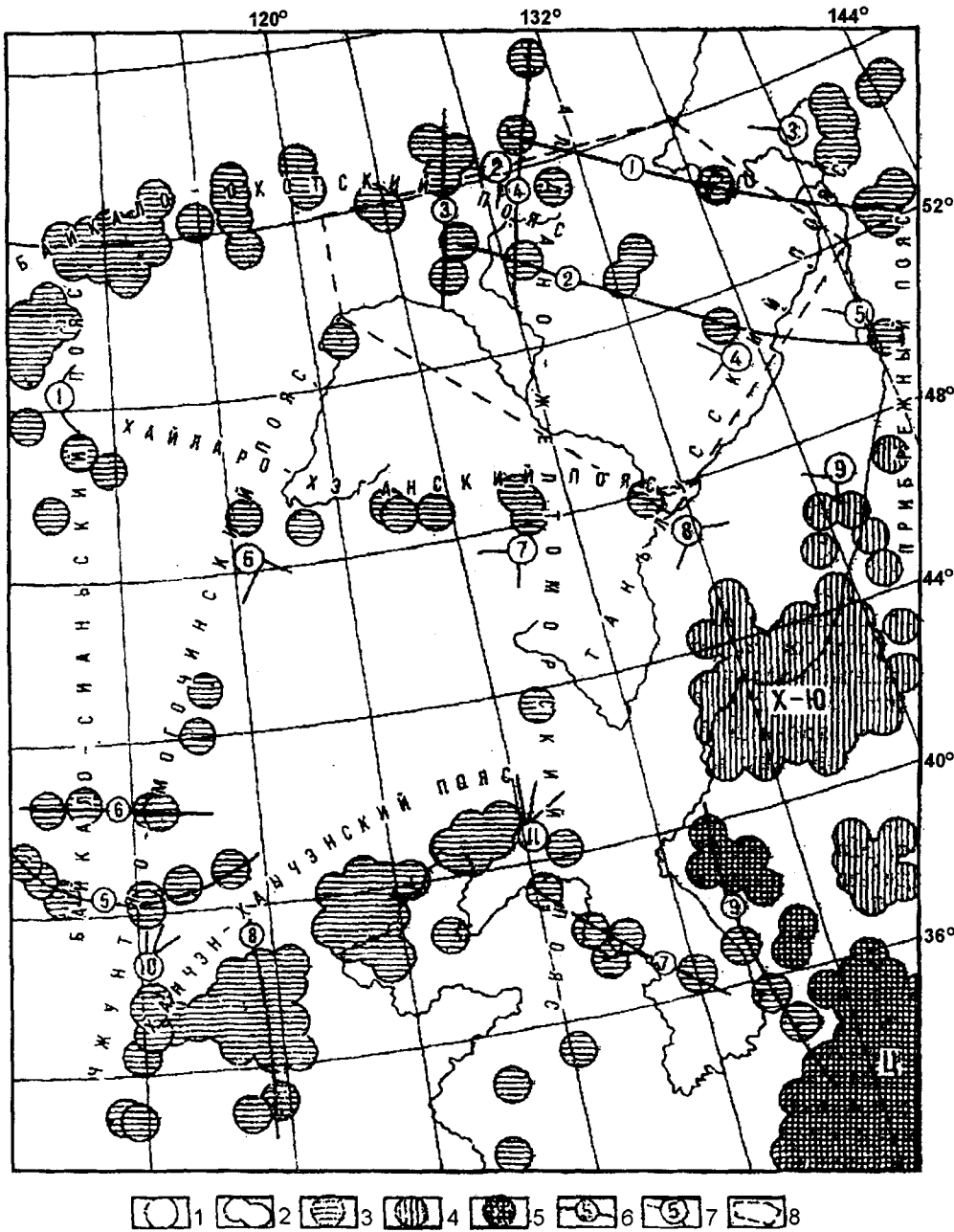


Рис.1. Структурные элементы сейсмичности области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов землетрясений [6].

1 - эпицентры землетрясений; 2 - места повышенной концентрации землетрясений; 3 - коровые, 4 - глубокофокусные, 5 - смешанные землетрясения; 6 - сейсмические зоны (1 - Майско-Амурская, 2 - Гилуйско-Гурская, 3 - Брянтинская, 4 - Учуро-Зейская, 5 - Хуторская, 6 - Сайхан-Таласская, 7 - Ляоен-Чхонджуская, 8 - Синтайская, 9 - Восточно-Корейская); 7 - сейсмические узлы (1 - Хилокский, 2 - Верхнезейский, 3 - Рыбковский, 4 - Комсомольский, 5 - Ванинский, 6 - Далайнорский, 7 - Бэйзньский, 8 - Хэганский, 9 - Самаргинский, 10 - Линьфынский, 11 - Хайчанский); 8 - контур изученной площади Восточного Приамурья. Сейсмические ареалы: Х-Ю - Хунчунь-Южноприморский, Ц - Цусимский.

Дополненная информация о сейсмичности области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов представлена на рис.2,3, где распределение эпицентров коровых и глубокофокусных землетрясений рассмотрено на фоне структурных элементов земной коры (платформ, складчатых систем), изменений мощности земной коры и литосферы, плотностных неоднородностей мантии, глубинных разломов. Сопоставление рисунков показывает, что большинство выделенных нами ранее элементов сейсмичности сохранили свои позиции, но четкость их проявления с увеличением количества эпицентров землетрясений разная.

Среди субширотных линейных элементов в эпицентральной поле лучше других выражены Байкало-Охотский сейсмический пояс, Гилуйско-Гурская сейсмическая зона, являющиеся частью более крупного Монголо-Охотского сейсмического пояса [21], и Хайларо-Хэганский сейсмический пояс, прослеженный на востоке до о. Сахалина. Байкало-Охотский пояс, более известный под названием Байкало-Становой пояс (зона), на значительном своем протяжении соответствует положению Станового (Южно-Алданского) разлома. Геодинамика этого структурного элемента сложная. В докембрии он был структурным швом между Алданским и Стано-

вым блоками, в мезозое (ранний мел) здесь широко развиты надвиги и сдвиги, фиксирующие обстановку сжатия [1,11]. Новейшая тектоника и сейсмичность Байкало-Станового пояса подробно описана в литературе [8,9,16,18,19]. Отмечается различие в геодинамике западной - Байкальской и восточной - Становой частей пояса. Западная формируется в обстановке растяжения, восточная (Олекмо-Становая сейсмическая зона) - в обстановке сжатия. Анализ механизмов очагов землетрясений Олекмо-Становой зоны [9,12,18,26] указывает на развитие правосторонних сдвигов, сдвиго-взбросов, надвигов, а на крайнем юго-востоке зоны - деформаций укорочения субширотной ориентировки [26]. По мнению А.Ф.Грачева [7] в Олекмо-Становой зоне наблюдается режим предрифтового типа с формированием слабо выраженных неоген-четвертичных впадин, сложенных рыхлыми молассоидными отложениями и базальтовыми покровами [5]. По результатам гравитационного моделирования, проведенного нами вдоль сейсмического профиля МОВЗ Джалинда-Улу [2,14] здесь наряду с обстановками сжатия фиксируются признаки глубинного диапиризма. Наиболее четко они проявлены в зоне Станового (Южно-Алданского) разлома, где блоки глубинных гранулитов повышенной плотности поддерживаются снизу блоками разуплотненных пород в земной коре и мантии с плотностной инверсией на границе верхнего и среднего слоев земной коры. На рис.3 Байкало-Охотский сейсмический пояс контролируется зоной мантийного разуплотнения.

Гилуйско-Гурская сейсмическая зона частично совмещается с Амазаро-Джагдинской [19] и восточным флангом Монголо-Охотского сейсмогенного линеамента [16], но в отличие от них не прослеживается к Удской губе, а протягивается вдоль Южно-Туруингрского разлома на юго-восток в сочленение Ям-Алиня и Баджала. В тектоническом отношении эпицентры очагов землетрясений располагаются как внутри Монголо-Охотской складчатой системы, так и на периферии докембрийских блоков (южная окраина Алдано-Станового щита, северная - Аргуно-Мамынского и Буреинско-Ханкайского массивов). Кайнозойские разломы представлены преимущественно левосторонними сдвигами. Отмечается связь эпицентров землетрясений с зонами градиентного изменения мощности земной коры и цепочками локальных гравитационных и магнитных аномалий, фиксирующих интрузивные тела в зонах разломов (пиканские интрузии в Южно-Туруингрском разломе).

Более отчетливо на рис.2 и 3 выделяется Хайларо-Хэганский сейсмический пояс, прослеживающийся примерно вдоль 48 параллели в центральной части пояса, в западной - в северо-западном на-

правлении к о.Байкалу, в восточном - на юго-восток к южному окончанию о.Сахалина. Сейсмический пояс сечет генеральные простирания большинства геологических и глубинных структур, элементов современного рельефа: складчатые системы и вулканогенные пояса Большого Хингана, Чжангунцайлина, Сихотэ-Алиня, цепочки мезозойских, мезозойско-кайнозойских и кайнозойских впадин Восточно-Азиатского рифтового пояса и его обрамления. Тем не менее он находит определенное отражение в особенностях строения и распределения элементов этих структур. В рельефе подошвы литосферы сейсмический пояс находится на границе изменения субмеридионального и северо-восточного структурного плана на юге на субширотный на севере. В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы вдоль сейсмического пояса происходит смена глубинных геофизических и геохимических характеристик, различных на севере и юге [15]. Согласно данным по ксенолитам [22], состав верхней мантии севернее пояса характеризуется пониженной магнезиальностью и повышенной железистостью по сравнению с южной частью. Плотностные и скоростные характеристики земной коры и верхней мантии также различны: на севере мантия разуплотнена относительно юга, но нижняя кора обладает более высокой скоростью продольных волн до 7,0 км/с, тогда как на юге она составляет в среднем 6,6 км/с. Другой особенностью южной части площади является преобладание здесь глубокофокусных землетрясений, в то время как на севере они ограничиваются Фушунь-Мишаньской ветвью глубинного разлома Танлу (рис.2). Геологические признаки Хайларо-Хэганского сейсмического пояса выражены слабее глубинных. Можно отметить положение пояса на северной окраине мезозойско-кайнозойских впадин: Хайлар, Сунляо. Сейсмический пояс проходит через Буреинско-Ханкайский композитный массив на стыке северных (Малохинганский, Туранский) и южных (Цзямусы, Ханкайский) блоков докембрия. В аномальном магнитном поле сейсмический пояс отмечается сменой типов полей: к северу от него находятся комплексы пород преимущественно с более высокой намагниченностью, чем на юге. На северо-западе пояса в Большом Хингане помимо интенсивности магнитных аномалий меняется их простирание с субмеридионального на юге на субширотное на севере, несогласное простиранию вулканогенного пояса. Связь сейсмического пояса с кайнозойскими разломами согласного ему простирания установлена на Сихотэ-Алине, где он совмещается с субширотными правыми сдвигами [17] и на северном окончании впадины Сунляо в уезде Дэду провинции Хэйлунцзян - субширотный разлом Номер [28]. Район сейсмической активности Дэду расположен

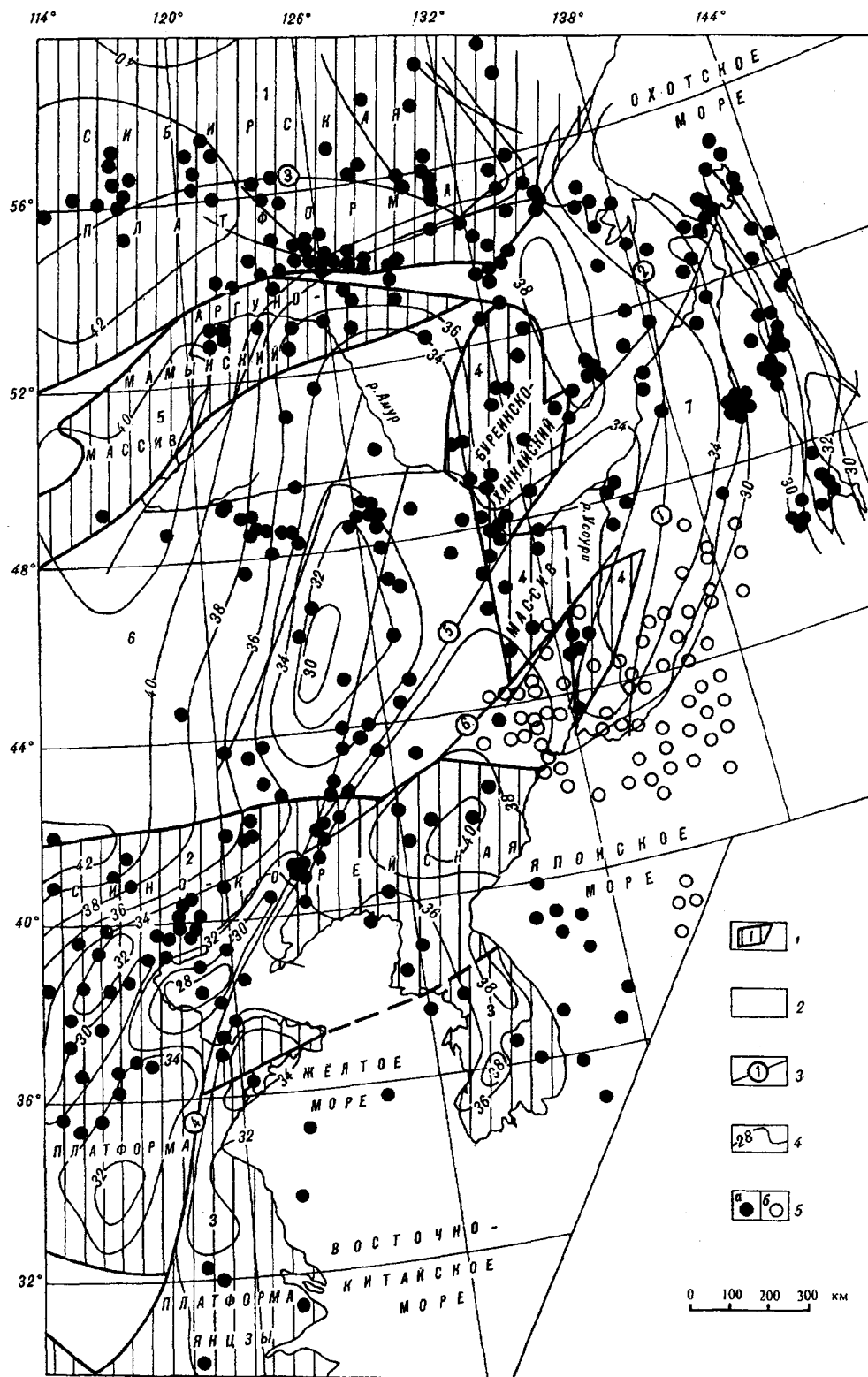


Рис.2. Связь сейсмичности с элементами геологической структуры и мощностью земной коры

1 - докембрийские блоки: платформы (1 - Сибирская, 2 - Сино-Корейская, 3 - Янзы), композитные массивы (4 - Бурейно-Ханкайский, 5 - Аргуно-Мамынский); 2 - складчатые системы (6 - Центрально-Азиатского пояса, 7 - Тихоокеанского); 3 - разломы (1 - Центрально-Сихотэалинский, 2 - Становой, 3 - Лимурчанский, 4 - Танлу, 5 - Итун-Иланский, 6 - Фушунь-Мишаньский); 4 - изолинии мощности земной коры, 5 - эпицентры землетрясений: а - коровых, б - глубокофокусных. Геологические структуры приведены по Л.П.Карсакову [10]

вблизи группы вулканов Удаляньчи. Сейсмогенный разлом Номер разделяет впадину Сунляо и поднятие Малого Хингана и, по мнению Фу Вэйчжоу [28], контролирует также вулканическую активность. Эпицентры землетрясений находятся вблизи его пересечения с северо-западным разло-

мом Чэньцин. Локализация землетрясений пояса на пересечении крупного разлома северо-восточного простирания более мелкими северо-западными наблюдается в предгорье Большого Хингана, в зоне Дахинганской гравитационной ступени [4,14]. Землетрясения этих участков пояса принад-

лежат Сунляо-Хинганскому сейсмическому блоку, куда входят землетрясения Большого Хингана и впадины Сунляо [28]. А.Ф.Грачев [7] относит его к районам новейшей тектоники с предрифтовым режимом, характеризующимся на этом этапе тектонического развития высокой вулканической активностью - последние извержения относятся к началу XVIII века. Предрифтовый режим объясняется сравнительно неглубоким залеганием кровли астеносферы (менее 100 км). В современном рельефе сейсмический пояс отмечается поперечными ответвлениями хребтов, изгибами речных долин, сменой горного рельефа равнинным, следовательно, косвенными геоморфологическими признаками.

Вдоль Хайларо-Хэганского сейсмического пояса на значительном протяжении от р.Амура до Большого Хингана предполагается крупное смещение Пограничной гравитационной ступени, которое интерпретировалось в качестве системы субширотных, запад-северо-западных правосторонних сдвигов [14]. По уточненным гравиметрическим данным [29] Дахинганское звено Пограничной ступени севернее Хайларо-Хэганского сейсмического пояса меняет свое простирание с северо-восточного на меридиональное. Такое же простирание имеет отрезок Пограничной ступени, ограничивающий Ямалинское и Баджальское поднятия с востока, которое южнее Баджала становится юго-западным. Согласно геодинамическим моделям Б.А.Натальина [30] мезозойский аккреционный комплекс Большого Хингана был оторван от вулканической дуги и перемещен в юре-мелу по северо-восточным сдвигам в район поднятий Ям-Алиня и Баджала, где он входит в Баджальский субдукционно-аккреционный комплекс (верхний триас - средняя юра). Такая модель не объясняет структуру гравитационного поля. Нам представляется, что в позднем мезозое процесс рифтогенеза в Амуро-Зейской и Зее-Буреинской впадинах [24] сопровождался глубинным диапиризмом с крупными раздвигами и, как следствие, надвигами к востоку и западу от рифтов. Повышенная сейсмичность наблюдается в обрамлении этих впадин. При этом роль сдвиговой тектоники как в мезозое, так и в кайнозое остается большой. Последнее, в частности, подтверждается структурой Баджальского поднятия, рассеченного сдвигами северо-восточного простирания. Факты в пользу такой модели существуют (ГСЗ, бурение), но вопрос требует специального рассмотрения.

Среди линейных сейсмических элементов северо-восточного простирания самым известным является сейсмический пояс Танлу, который по сравнению с ранее составленной нами схемой (рис.1) существенно пополнился новыми данными об очагах землетрясений. Значительный вклад в это внесен ра-

ботой Фу Вэйчжоу [28], посвященной землетрясениям в районе геотрансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ, но в действительности в ней собран и проанализирован новейший материал по территории Северо-Восточного Китая. Коровые землетрясения локализованы в зоне Итун-Иланьской ветви разлома Танлу. На территории России сейсмический пояс прослеживается вдоль р.Амура на Северный Сахалин, проходя через сейсмогенные субмеридиональные разломы острова севернее Нефтегорского землетрясения. Сейсмический пояс пересекает разнообразные структурные элементы земной коры: Сино-Корейскую платформу, где известны сильные землетрясения Тайшаньское и Хайченское, Гирин-Хэйлунцзянскую герцинскую складчатую систему с землетрясениями магнитудой 5-7, Цзямусы-Буреинский докембрийский блок Буреинско-Ханкайского массива и Сихотэ-Алинскую мезозойскую складчатую систему с землетрясениями магнитудой не более 5 и север Сахалинской кайнозойской складчатой системы. Тенденция уменьшения магнитуды землетрясений с омоложением возраста пересекаемых разломом Танлу геологических структур [16] явно нарушается на Сахалине, что не может не настораживать при прогнозе землетрясений. Характерной особенностью разломов системы Танлу является их разветвление, которое нарастает в северо-восточном направлении. Интересно отметить, что как центральный разлом (мы принимаем таковым Итун-Иланскую ветвь и ее продолжение на Сахалин), так и разломы ответвления сейсмогенны. Фушунь-Мишаньский разлом отмечается как эпицентрами коровых, так и глубокофокусных землетрясений, севернее Ханкайского блока только коровыми.

Итун-Иланьский разлом хорошо выражен в гравитационном и магнитном аномальных полях, где он фиксируется локальными минимумами силы тяжести вдоль региональной гравитационной ступени и преимущественно отрицательными магнитными аномалиями. Локальные гравитационные минимумы соответствуют кайнозойским грабенам, а магнитные аномалии вулканитам (кайнозойским базальтам, позднемезозойским кислым породам). По результатам высокоточных магнитных съемок с магнитометрами высокой чувствительности магнитное поле над грабенами изменчивое. В мезозое разломы Танлу являлись левосторонними, а в кайнозое - правосторонними сдвигами растяжения. Разлом Танлу, по мнению А.Ф.Грачева [7], разделяет области предрифтового и рифтового режима. Он также ограничивает распространение на восток большинства сейсмических зон и поясов, сменяя их сейсмическими элементами субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. На большей части своей протяженности сейсмический

пояс Танлу находится в зоне градиентного изменения мощности земной коры, реже приходится на участки подъема поверхности Мохо. Большинство эпицентров землетрясений также совпадает с участками изменения рельефа этой поверхности. Корреляция эпицентров землетрясений с плотностными неоднородностями мантии на разных отрезках пояса разная, а в рельефе подошвы литосферы большинство эпицентров располагается в зонах градиентного его изменения.

Третья группа линейных сейсмических элементов - сейсмические пояса и зоны субмеридиональной ориентировки. Наиболее протяженная и достаточно широкая полоса сгущения эпицентров землетрясений локализована примерно в интервале 130-132° в.д. Она прослеживается с юга в западной части Японского моря вдоль Корейского полуострова с перерывом на север по блокам Цзямусы, Малохинганскому, Туранскому Буреинско-Ханкайского массива на Алдано-Становой щит, т.е. наложена главным образом на блоки докембрийских пород, включая восточную окраину Сино-Корейской и Янцзы платформ. Другой особенностью сейсмического пояса является смещение его отрезков преимущественно по правосторонним, реже левым, сдвигам. Сейсмический пояс, здесь его можно назвать Учуро-Корейским, соответствует Учуро-Буреинскому линейменту, выделенному нами по результатам преобразования аномальных магнитных и гравитационных полей [13] и продолженному на юг Ю.В.-Шевалдиным [25] по магнитометрическим съемкам в Японском море. Слабая геологическая выраженность пояса и пересечение им существующих геологических границ вызывает неоднозначное к нему отношение. Нами он относится к элементам ретматической сети скрытых разломов древнего заложения, обновленным в кайнозое. Из геологически установленных разломов на западе в средней части пояса известен Муданьцзянский меридиональный разлом на 130° в.д., который в раннем палеозое играл роль сутуры, в позднем - контролировал размещение гранитоидов, хорошо выраженных в магнитном поле, в мезозое - наряду с гранитоидами месторождений рудного золота, в кайнозое - россыпей золота.

Восточнее Учуро-Корейского сейсмического пояса на территории Приамурья находится субмеридиональная Уссуро-Удская сейсмическая зона. Она имеет дугообразную форму, выпуклую к востоку, и прослеживается от устья р.Усури вдоль Амура и далее по 138° в.д. к Удской губе на соединение с Байкало-Охотским сейсмическим поясом (рис.2,3). Зона находится в Сихотэ-Алинской складчатой системе. Она сопряжена с Западно-Сихотэалинским, Центрально-Сихотэалинским и Лимурчанским раз-

ломами, отмечающимися гравитационными ступенями. Распределение эпицентров землетрясений в зоне конформно изменения рельефа поверхности Мохо. Практически целиком Уссуро-Удская сейсмическая зона входит в контуры обширной области разуплотнения мантии, охватывающей низовья р.Амура. Отмеченные разломы в мезозое характеризовались левосдвиговыми движениями, в кайнозое - представлены сбросами-взбросами, причем положение опущенных крыльев на юге и севере зоны разломов разное [17]. Региональные разломы пересекаются многочисленными поперечными мелкими сдвигами: правосторонними и левосторонними.

Субмеридиональная Сахалинская сейсмическая зона протягивается через весь о.Сахалин и контролируется разломами такого же направления. Среди них преобладают сдвиги преимущественно правосторонние. Эпицентр Нефтегорского землетрясения находится на пересечении Западно-Охотской и Хоккайдо-Сахалинской систем разломов [20]. Право-сторонние сдвиги и землетрясения обусловлены трансформным взаимодействием Амурской и Охотоморской современных литосферных плит и связаны с активизацией астеносферных процессов на границе этих плит. Эпицентры землетрясений Сахалинской сейсмической зоны коррелируются также с линейными зонами изменения мощности земной коры.

Наряду с линейными сейсмогенными элементами (сейсмическими поясами и зонами) в области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов наблюдается ареальное распределение эпицентров землетрясений. Наиболее крупными являются два ареала: Северо-Китайский и Хунчунь-Южноприморский (рис.1,2,3). Северо-Китайский сейсмический ареал охватывает часть Сино-Корейской платформы, заключенной между разломами зоны Танлу и системой кайнозойских грабенов Шаньси. На рис.1 он входит в широкий Хайчен-Ханченский сейсмический пояс северо-восток-восточного простирания. Северо-Китайский сейсмический ареал характеризуется сокращением мощности литосферы, земной коры и магнитоактивного слоя. Эти особенности связаны с подъемом астеносферы и, как следствие, с развитием кайнозойских рифтов и сопровождались внедрением базальтоидного магматизма и притоком тепла, о чем свидетельствуют высокие значения теплового потока более 100 мвт/м².

Хунчунь-Южноприморский сейсмический ареал представлен преимущественно глубокофокусными землетрясениями, сосредоточенными на юге провинции Хэйлунцзян и в Южном Приморье. В геолого-структурном отношении он охватывает частично герцинскую Гири-Хэйлунцзянскую и мезо-

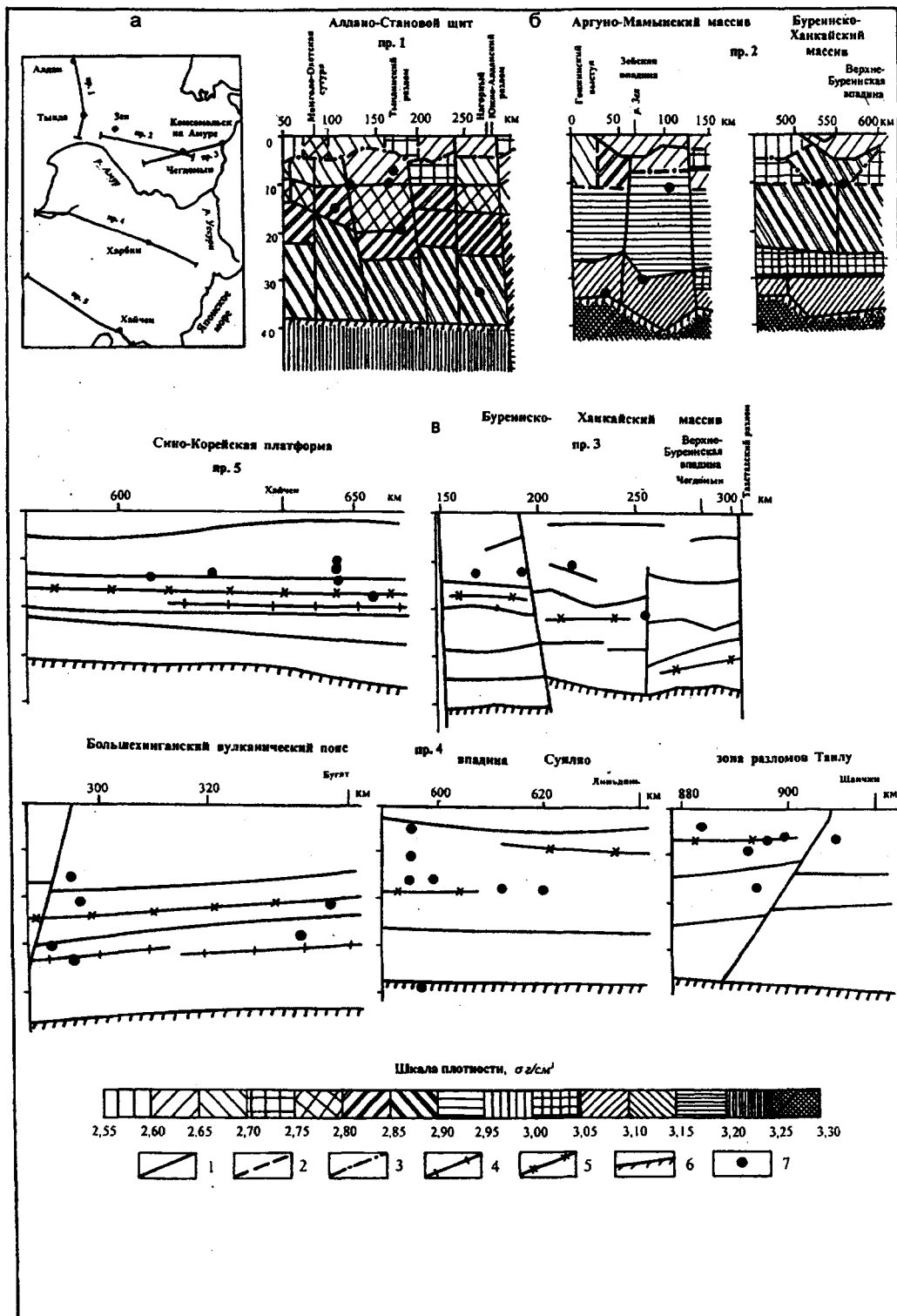


Рис.4. Плотностные и сейсмические разрезы земной коры с гипоцентрами землетрясений

а - схема размещения профилей; б - плотностные разрезы; в - сейсмические разрезы; вертикальный масштаб разрезов для всех профилей одинаковый, как на пр. 1; границы (1-4): 1 - сейсмические, 2 - плотностные, 3 - магнитные; 4 - зоны проводимости; 5 - волноводы; 6 - граница Мохо; 7 - гипоцентры землетрясений

деления и соответствующей глубинной геофизической изученности: наличия глубинных разрезов и освещения ими территории региона. Наиболее полное соответствие этих характеристик наблюдается в Северном Китае, хуже обстоит дело в этом отношении в Северо-Восточном Китае и Приамурье. На рис.4 приведены примеры глубинных геофизических разрезов с нанесенными на них гипоцентрами землетрясений. На Сино-Корейской платформе в Северо-Китайском сейсмическом ареале и поясе Танлу отмечается локализация очагов землетрясений в кровле волноводов среднего слоя земной коры (рис.4в, профиль 5). Такая же особенность размещения гипоцентров землетрясений установлена в Туранском блоке Буреинско-Ханкайского массива (рис.4, профиль 3). Под Верхне-Буреинской впадиной очаги землетрясений расположены в подошве блока уплотненных пород на границе верхнего и среднего слоев земной коры (рис.4б, профиль 2). Другая картина наблюдается в Становом блоке Алдано-Станового щита, где очаги землетрясений распределены главным образом в среднекоровом слое в подошве зоны разуплотнения. Здесь также намечается наклон сейсмофокальной зоны, протягивающейся от Монголо-Охотской сутуры под Алдано-Становой щит, возможно она наследует палеозону Беньюффа. В Северо-Восточном Китае под Большехинганским вулканическим поясом и впадиной Сунляо очаги землетрясений размещены в среднекоровом слое, иногда в кровле волноводов, в зоне разломов Танлу - в верхней коре также вблизи волноводов. Недостаточное количество данных не позволяет пока установить более четкие связи особенностей глубинных разрезов земной коры с распределением очагов землетрясений различных геологических структур.

Сопоставление элементов сейсмичности с рельефом кровли астеносферы (или подошвы литосферы) не может быть проведено повсеместно на исследуемой территории, т.к. наблюдения, позволяющие вычислить мощность литосферы (измерения теплового потока, МТЗ, МОВЗ, ГСЗ) либо не охватили ее полностью (это касается, в первую очередь, северо-востока площади), либо глубинность наблюдений оказалась недостаточной (ряд профилей ГСЗ). Тем не менее для большинства охарактеризованных сейсмических элементов их связь с подъемом кровли астеносферы, аномальной разуплотненной мантией устанавливается. В Байкало-Охотском, Хайларо-Хэганском, Учуро-Корейском сейсмических поясах, Уссуро-Удской и Сахалинской зонах и Северо-Китайском сейсмическом ареале такие неоднородности мантии занимают большую часть площади. Значительные по протяженности отрезки зон сейсмического пояса Танлу и Гилуйско-Гурской сейсмической зоны совпадают с участками градиентного измене-

ния мощности литосферы. Выполненные в последние годы региональные профили МОВЗ и МТЗ (материалы этих работ не опубликованы) и планируемые исследования на территории Приамурья позволяют уточнить и дополнить корреляции сейсмичности с неоднородностями мантии.

Унаследование элементами сейсмичности палеозойско-мезозойского структурного плана не находит значительного подтверждения в регионе. С уверенностью об этом можно говорить лишь в пределах Алдано-Станового щита и обрамления его Монголо-Охотской складчатой системой. В Алдано-Становом геоблоке сейсмический пояс совмещается с Каларо-Майским поясом глубинных гранулитов и цепочкой мезозойских впадин. В Монголо-Охотской мезозойской складчатой системе сейсмические зоны проходят по разломам, имеющим близкое с ней простирание.

Наиболее актуальной, интересной в научном и практическом отношении и слабо изученной является проблема связи сейсмичности с процессами современной палеогеодинамики. Узловым вопросом в этой проблеме можно считать исследование взаимосвязей современных геодинамических и палеогеодинамических моделей. Для решения этих вопросов необходимы новые расчеты механизмов очагов землетрясений, изучение их миграции в пространстве и времени, расчет полей напряжений в литосфере, комплексный анализ всех накопленных и получаемых новых геофизических и геологических данных, использование современных тектонических концепций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алакшин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение зоны Станового структурного шва // Тихоокеан. геология. 1985. №3. С.76-86.
2. Борукаев Ч.Б., Булин Н.К., Виноградова Н.П. и др. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения // Тихоокеан. геология. 1990. №1. С.36-55.
3. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 142 с.
4. Варнавский В.Г., Мальшев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.3-13.
5. Васютина Л.Г., Кусков А.П. Строение зоны байкальских рифтов по данным космифотодешифрирования // Советская геология. 1978. №8. С.131-137.
6. Горкуша С.В., Мальшев Ю.Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов // Тихоокеан. геология. 1993. №3. С.32-51.
7. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. №12. С.5-36.
8. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной об-

- ласти и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т.240. №3. С.669-672.
9. Имаев В.С. Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Востока Азии (Олекмо-Становой сейсмической зоны и сейсмического пояса Черского). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 1994. 35 с.
 10. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
 11. Карсаков Л.П., Парфенов Л.М. Системы разломов, связанные с горизонтальными перемещениями внутриконтинентальных блоков//Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. С.173-176.
 12. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 127 с.
 13. Малышев Ю.Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977. 128 с.
 14. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья. Автореф. дис.... д-ра геол.-минер.наук. Хабаровск, 1993. 50 с.
 15. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Абражевич А.В. и др. Проблемы гетерогенности глубинной структуры Сихотэ-Алиня//Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 51-66.
 16. Николаев В.В. Сейсмоструктура линейментных зон в Восточной Азии. Биробиджан-Иркутск: ИКАРП ДВО, ИЗК СО РАН, 1995. 47 с.
 17. Онухов Ф.С., Сорокин А.П. Неотектонические структуры//Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. С.51-59.
 18. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: ЯФ СОАН СССР, 1985. 136 с.
 19. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Савостин Л.А. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника. 1987. №6. С.94-108.
 20. Семенов Р.М., Харахинов В.В., Павленов В.А. Сильное землетрясение на севере Сахалина 28.05.1995 г. // Физика Земли. 1996. №12. С.124-129.
 21. Солоненко В.П. О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны // Бюллетень Совета по сейсмологии. 1960. №10: С.141-148.
 22. Степашко А.А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1990. 51 с.
 23. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов О.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России//Тектоника Азии: Тез. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С.240-243.
 24. Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуринг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. №3. С.54-67.
 25. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
 26. Юнга С.Л. Сейсмоструктурные деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. №12. С.37-58.
 27. Feng Rui. Crustal thickness and densities in the upper mantle beneath China - the results of three dimensional gravity inversion // Acta seismologica Sinica. 1985. V.7. №2. P. 143-156. (китайск.)
 28. Fu Weizhou. Earthquake activity in Manzhouli - Suifenhe geoscience transect - geophysical research//Геофизические поля геотрансекта Маньчжурия - Суйфэнхэ и исследование глубинного строения. Пекин: Сейсмология, 1994. С.138-139. (китайск.)
 29. Hao Tianyao, Liu Yike, Duan Chang. The characteristic of geophysical field in East China and adjacent regions and its tectonic significance // Acta geophysica Sinica. 1997. V.40. №5. P.677-690. (китайск.)
 30. Sengor A.M., Natal'in V.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis/ The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge Press. 1996. P. 486-614

Поступила в редакцию 9 января 1998 г.

Yu.F.Malyshev

Deep structure, geodynamics and seismicity in the area of conjunction of the Central-Asian and Pacific Mobile Belts

The connection is considered between seismic belts, zones, and areas with deep structure and geodynamics in the area of conjunction of the Central-Asian and Pacific tectonic belts. Deep sections show location of earthquake foci at the upper boundary of the low velocity layers and at the boundary of the layers with different density of rocks in the middle and upper crust. Correlation of seismic belts, zones and areas with the uprise of the upper boundary of the asthenosphere and the anomalous low-density mantle is revealed, in rare cases, with the change of the gradient of thickness of the lithosphere and the high-density mantle. The spatial inheritance of the former geological structural plan by the elements of seismicity takes places but is not often displayed in the region. Strike-slips caused by compression and extension, including the blocks of rotation, less frequently, the faults of regmatic origin, play a great role in earthquake occurrence. The key point of the problem of connection of seismicity with deep structure and geodynamics is to reveal the correlation between the paleo- and modern geodynamic models.

НЕКОТОРЫЕ ПРИНЦИПЫ В СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ)

Б. П. Важенин

Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Проведен анализ принципов, относимых автором к числу основных в сейсмическом районировании и палеосейсмогеологии. В результате ретроспективного анализа серии разновременных нормативных карт сейсмического районирования на территорию юго-восточной половины сейсмического пояса Черского, куда входит и Магаданская область, выявляется не провозглашаемый, но явно используемый при сейсмическом районировании, "принцип прецедента", в соответствии с которым прогнозируются только землетрясения такой силы, какие уже были и только там, где они уже регистрировались. Выполнена ретроспективная оценка прогностических свойств нормативных карт прежних лет издания в сравнении с последующей сейсмичностью. Ошибка прогноза землетрясений с интенсивностью 7-9 баллов превышает 80% и составляет в среднем 1 балл на одно событие, максимум – 2 балла в сторону занижения сейсмической опасности. Принцип прецедента является отражением в процессе сейсмического районирования известного принципа унаследованности, присущего, наряду с другими "долгоживущими" геологическими процессами также и сейсмичности. Из этого следует вывод о том, что причина грубых просчетов при прогнозировании разрушительных землетрясений последних десятилетий на территории СССР и России заключается не в порочности самого принципа прецедента, а в недостаточности используемого "объема" прецедента по разрушительным землетрясениям. Дефицит прецедента по разрушительным землетрясениям объясняется их редкой и неравномерной повторяемостью в сочетании с совершенно недостаточной длительностью инструментальных наблюдений за ними. Возможность многократного увеличения периода ретроспективного наблюдения за разрушительной составляющей сейсмичности – до порядка 10 тыс. лет – автор видит в широком использовании при сейсмическом районировании палеосейсмогеологических данных. При этом палеосейсмодислокации – геолого-геоморфологические следы древних разрушительных землетрясений – квалифицируются в качестве природных палеосейсмограмм, не уступающих по точности инструментальным сейсмограммам по большинству определяемых параметров. Повышение производительности тотального палеосейсмогеологического изучения сейсмоактивных регионов в десятки раз, сравнительно с известной методикой, достигается с применением созданной и широкомасштабно апробированной автором, новой палеосейсмогеологической методики. Достоверность и точность палеосейсмогеологических данных доказывается на основе использования принципов актуализма, динамического соответствия гравитационных палеосейсмодислокаций условиям их формирования, а также принципа соразмерности коррелятивных аккумулятивных и денудационных сейсмогенных форм рельефа. Составленная в результате применения этих принципов и новой палеосейсмогеологической методики схема зон разрушительных землетрясений в сейсмическом поясе Черского получила подтверждение в результате 8-балльного Шелиховского землетрясения 1996г., происшедшего вопреки прогнозу нормативных карт сейсмического районирования.

Принципы прецедента и унаследованности - в сейсмическом районировании; а также принципы актуализма, динамического соответствия гравитационных дислокаций с условиями их формирования и соразмерности коррелятивных денудационных и аккумулятивных форм рельефа - в палеосейсмогеологии представляются автору не просто некоторыми, но даже основными.

1. ПРИНЦИПЫ ПРЕЦЕДЕНТА И УНАСЛЕДОВАННОСТИ

Разрушительные землетрясения последнего десятилетия на территории СССР и России (Спитакское, 1988 г., Рачинское, 1991 г., Нефтегорское, 1995 г.), происшедшие вопреки нормативной карте сейсмического

районирования СССР, позволяют судить о приближающейся к 100% ошибке заключенного в ней прогноза по сильнейшим землетрясениям. Чтобы разобраться в причинах таких грубых просчетов выполним ретроспективный анализ серии из фрагментов трех карт сейсмического районирования СССР разных лет издания на территорию юго-восточной половины сейсмического пояса Черского (рис. 1 а-в), включающую Магаданскую область с прилегающими районами Якутии Саха и Хабаровского края.

При сравнении этих карт видна явная тенденция смещения представлений о сейсмичности территории в сторону повышения. Объясняется это изменением степени сейсмической изученности террито-

рии с течением времени, а также проявлениями естественного хода сейсмического процесса. Так, на первой схеме (рис.1 а) сейсмического районирования СССР [21], выполненной на основе геологического сходства с лучше изученными сейсмоактивными регионами и единичных эпицентров землетрясений, за-

регистрированных весьма редкой в то время и удаленной сетью сейсмостанций, на территории Северо-Востока России выделены лишь зоны 5- и 6- балльных землетрясений. Следующая карта (рис. 1 б) сейсмического районирования СССР [30] построена после сильных землетрясений 1951 г. - Адычанского (8 баллов) и Сетте-Дабанского (7-8 баллов), а также, по-видимому, с учетом данных о сильных землетрясениях в Приохотье - Ямском, 1851 г. (8-9 баллов) и Тауйском, 1936 г. (7-8 баллов). В результате на юго-восточном фланге сейсмического пояса Черского появились зоны возможных 7-балльных землетрясений - в Примагаданье, в хребтах Черского и Сетте-Дабан. Последняя из этих карт (рис.1 в) сейсмического районирования [31] составлена после серии сильных землетрясений 1970-72 гг. - Аян-Юряхского, 1970 (7 баллов), Артыкского, 1971 г. (9 баллов), Юдомского, 1971 г. (7 баллов), Кулинского, 1972 г. (7 баллов), а также Гижигинского, 1979 г. (7 баллов). В итоге в горах Черского впервые выделена зона 8-балльных землетрясений.

При анализе эволюции карт сейсмического районирования легко угадывается не провозглашаемый, но явно используемый при их составлении, главный принцип - «принцип прецедента», в соответствии с которым на карте сейсмического районирования прогнозируются только землетрясения такой силы, которые уже были и только там, где они уже были. Принцип прецедента определяет само существование зон разной сейсмичности на картах, а структурно-геологические и геофизические данные используются лишь в качестве вспомогательных, косвенных критериев для определения конфигурации этих зон, вычерчиваемых обычно согласно простиранию геологических структур. Это хорошо видно на примере 7- и 8-балльных зон (рис. 1 б,в) в горах Черского и в Северном Приохотье, совпадающих по простиранию и, в некоторой мере по конфигурации, со структурами Верхояно-Колымских мезозойд и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Причем использование структурно-геологических и геофизических критериев имеет вынужденный характер и обусловлено дефицитом сейсмостатистических данных, особенно по сильнейшим, разрушительным землетрясениям.

Вопрос о степени соответствия карт сейсмического районирования, построенных по принципу прецедента, реальной последующей сейсмичности просто решается посредством ретроспективного анализа их прогностических свойств. Наиболее удобна для этого карта 1968 г. издания (рис.1 б) в сравнении с последующей сейсмичностью, зафиксированной на рис.1 в. Так, в пределах 7-балльной зоны возможных землетрясений в горах Черского произошло 9-балльное Артыкское землетрясение с магнитудой 7,1 - ошибка в 2 балла, а также 7-балльное Аян-Юряхское землетрясение, 1970 г. (M=5,6) - ошибки нет. В пределах 6-балльной зоны зафиксировано три 7-балльных

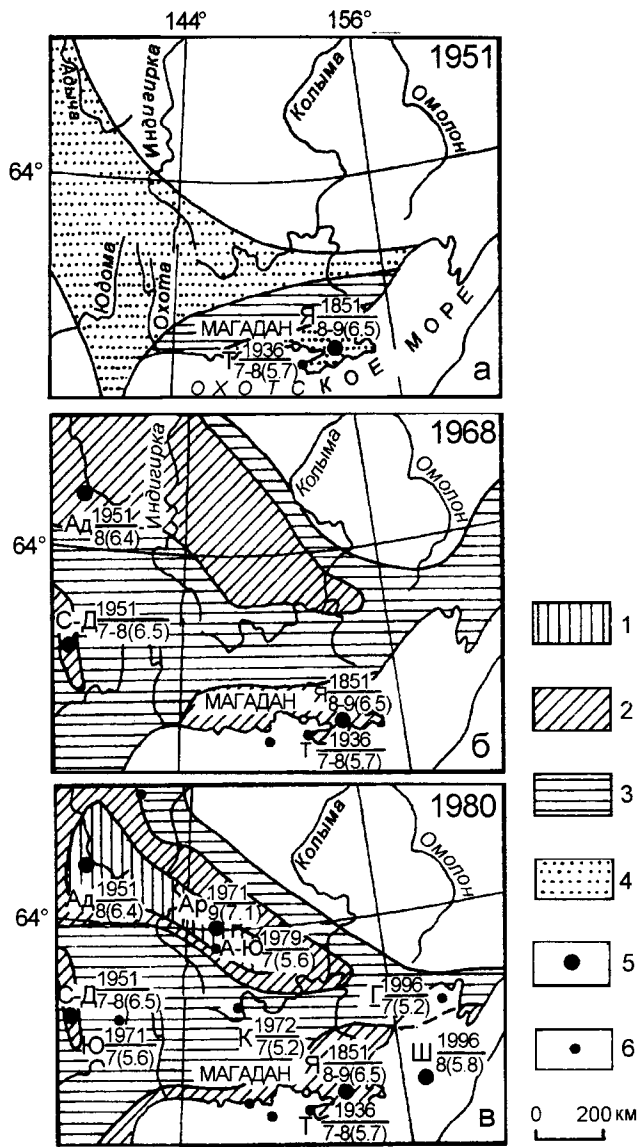


Рис.1. Изменение представлений о сейсмичности юго-восточной половины сейсмического пояса Черского, зафиксированных на картах сейсмического районирования СССР разных лет издания. Составлено по [21, 23, 30, 31]:

1-4 - зоны возможных землетрясений с интенсивностью 8 (1), 7 (2), 6 (3), 5 (4) баллов; 5 (4) - эпицентры землетрясений 15-го и более энергетического классов; 6 - то же - 14-го класса; Сокращения в индексации эпицентров обозначают: Ад - Адычанское, Ар - Артыкское, А-Ю - Аян-Юряхское, Г - Гижигинское, К - Кулинское, С-Д - Сетте-Дабанское, Т - Тауйское, Ш - Шелиховское, Я - Ямское; в числителе дроби указан год землетрясения, в знаменателе - интенсивность в баллах и магнитуда.

землетрясения: Юдомское, 1971 г. ($M=5,6$), Кулинское, 1972 г. ($M=5,7$), Гижигинское, 1979 г. ($M=5,2$). Для всех трех событий ошибка прогноза составляет 1 балл. В 7-балльной Североохотоморской зоне в 1996 г. отмечено 8-балльное Шелиховское землетрясение ($M=5,8$) ошибка 1 балл. Таким образом оправдываемость прогноза карты сейсмического районирования 1968 г. издания на территории юго-восточной половины сейсмического пояса Черского по сильным землетрясениям (с интенсивностью 7 и более баллов) за 30-летний период составила 1 случай из 6, что не достигает и 17%. Средняя ошибка в сторону занижения сейсмической опасности на одно сильное событие составила 1 балл, максимальная - 2 балла. Карта издания 1980 г., казалось бы, выглядит несколько лучше предыдущей из-за наличия лишь одной ошибки прогноза сильных землетрясений при 8-балльном Шелиховском землетрясении 1996 г. Но этот единственный случай демонстрирует 100-процентную неоправдываемость прогноза карты по сильным землетрясениям, т.к. других событий такой интенсивности за период с 1980 по 1996 гг. в регионе просто не было. В этом издании, кстати, полностью проигнорированы уже упомянутые три 7-балльных землетрясения в пределах 6-балльной зоны: Юдомское, 1971 г., Кулинское, 1972 г., Гижигинское, 1979 г., а также 8-9-балльное Ямское землетрясение 1851 г., неучтенное в достаточной мере ни в одном из изданий. Т.е. в этих случаях не соблюден даже принцип прецедента, который не устоял перед, по-видимому, еще более сильным волевым решением научной проблемы. В данном случае чувствуется, даже спустя много лет, растерянность составителей в отношении того, что же следует делать с этими 7-балльными землетрясениями: либо всю 6-балльную зону перекрасить в 7-балльную, либо только частями присоединить к семибалльным и к каким - Сетте-Дабанской, гор Черского, Североохотоморской?

Несмотря на очевидные грубые просчеты в сейсмическом районировании никакого серьезного ущерба сильные землетрясения региона пока не принесли. Но это вовсе не означает, что так будет всегда. То что сейсмическая угроза до сих пор еще ни разу не реализовалась объясняется только непродолжительной историей хозяйственного освоения региона, а также невысокой плотностью и сильной неравномерностью территориального распределения населения. С течением времени потенциальная угроза со все большей вероятностью получает возможность превратиться в реальную. Уместно вспомнить, что Ташкент был разрушен в 1966 г. землетрясением с неглубоким очагом при магнитуде всего 5,3. Только за непродолжительный период инструментальных наблюдений на описываемой территории Северо-Востока России произошло около десятка землетрясений интенсивностью 7 и более баллов с магнитудой от 5,2 до 7,1. При этом землетрясения региона характеризуются, в основ-

ном, мелкофокусностью очагов, что в большей мере способствует проявлению их разрушительной силы по сравнению с глубокофокусными при одинаковой магнитуде. К тому же здания и сооружения в Магаданской области и в смежных районах по сейсмостойкости едва ли отличаются в лучшую сторону от ташкентских, ашхабадских, спитакских, ленинakanских, нефтегорских.

В чем же причина крайне неудовлетворительно-го прогностического качества карт сейсмического районирования - в использовании принципа прецедента? Нет сам по себе принцип прецедента не плох и даже хорош. Он по сути является отражением в сознании (составителей карт сейсмического районирования) другого фундаментального принципа - унаследованности, присущего наряду с другими «долгоживущими» геологическими процессами также и сейсмичности. Причина усматривается в другом - в недостаточном «по объему» прецеденте по разрушительным землетрясениям, который в свою очередь лимитируется весьма редкой повторяемостью (сотни и тысячи лет) наиболее сильных разрушительных землетрясений в сочетании с совершенно не сопоставимым по длительности периодом инструментальных наблюдений за сейсмичностью (первые десятки лет). Попытки как-то «обойти» отмеченный недостаток, например посредством экстраполяции закона повторяемости (землетрясений) полученного при анализе совокупности несравненно более частых слабых землетрясений, например 10-го энергетического класса, успеха не имели. Всякая экстраполяция имеет существенный принципиальный недостаток - она не учитывает возможные качественные скачки за пределами известных данных. Так, на детский вопрос «какой будет маленькая гусеница, когда вырастет?», экстраполяция даст ответ «большая гусеница». Без резкого расширения периода наблюдения за развитием гусеницы невозможно прогнозировать превращение ее в куколку и в бабочку. Эти рассуждения общего характера убедительно подтверждаются историческими данными о неравномерности проявления сейсмичности. Так, текущее тысячелетие (до 1988 г.) на территории Армении было существенно более спокойным, чем предыдущее, когда только древняя столица Армении г. Двин разрушался землетрясениями четырежды в 851, 858, 863, 893 гг. Такая же резкая неравномерность хода сейсмического процесса в диапазоне сильных и сильнейших землетрясений характерна, например и для гор Вранча в Румынии, где с конца XVIII века фиксируются очаги сильных глубокофокусных землетрясений с переменным периодом - 12, 27, 8, 70, 32 года [26].

2. ПРИНЦИП ПРЕЦЕДЕНТА В ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИИ

Из сказанного следует естественный вывод о необходимости существенного расширения времен-

ного периода наблюдений за сейсмичностью с целью резкого повышения точности прогноза сильных землетрясений. При этом вектор усилий исследователей, разумеется, должен быть направлен в прошлое, которое может обеспечить прирост прецедента по сильным землетрясениям многократно более внушительный, чем будущее, кстати, неумолимо и непрерывно превращающееся в прошлое. Существенное увеличение времени ретроспективных наблюдений за сейсмичностью способна обеспечить палеосейсмология. Особенностью ее является генерализация сейсмических событий по рангу и возрасту, в соответствии с которой, время в большей мере стирает следы более слабых и более древних землетрясений, запечатлевающих в памяти человечества, в искусственных сооружениях и в ландшафте. В палеосейсмологии по используемым методам исследований различаются две ветви: палеосейсмоисторическая и палеосейсмогеологическая. Прекрасным примером успешных палеосейсмоисторических исследований является результат скрупулезных историко-архивных разысканий информации о Шемаханских землетрясениях конца XVII в. на Кавказе [26, 38]. Наиболее эффективно палеосейсмоисторические методы работают в регионах древнейших высокоразвитых цивилизаций.

Намного менее зависима от уровня освоенности территории палеосейсмогеологическая методика. Палеосейсмогеология наиболее работоспособна в горных регионах с контрастным рельефом, но это ограничение области ее применения не очень существенно, т.к. именно к таковым относится подавляющая часть сейсмоактивных территорий. Палеосейсмогеологические данные, наряду с инструментальными, являются, несмотря на, казалось бы, присущий им серьезный недостаток - древность (и подразумеваемую устарелость), прямыми свидетельствами проявлений сейсмичности территории. При этом геолого-геофизические методы поставляют косвенную информацию о сейсмичности. Обычная неопределенность корреляции геолого-геофизических параметров территории с землетрясениями, умножаемая на неопределенность краткосрочных инструментальных данных о землетрясениях (особенно сильных и сильнейших) дает в итоге неопределенность в квадрате.

Древность же палеосейсмогеологической информации обеспечивает благодаря действию временной генерализации, выделение и сохранение из всего спектра сейсмических событий древности их сильнейшей разрушительной составляющей, которая наиболее важна для практики сейсмического прогнозирования. Присущая палеосейсмогеологии наибольшая из всех других источников информации глубина ретроспективности изучения сейсмичности территории позволяет в максимальной степени реа-

лизироваться положительным качествам принципа прецедента - многократно «повысить прецедент» в сейсмическом прогнозировании, снизить его «беспрецедентность», т.е. повысить сейсмостатистическую обоснованность прогнозов.

3. ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ КАК ПРИРОДНЫЕ СЕЙСМОГРАММЫ

Палеосейсмодислокации - геолого-геоморфологические следы древних разрушительных землетрясений запечатлеваются в виде деформаций рельефа, горных пород и геологических структур. Основными положениями палеосейсмогеологической методики Н.А.Флоренсовым [37] и В.П.Солоненко [34, 35] выделяются три основных морфологических типа палеосейсмодислокаций: тектонические (разрывы различной кинематики в коренных и рыхлых горных породах), гравитационные (смещения масс горных пород по дневной поверхности - обвалы, оползни, осыпи и т.п.), гравитационно-тектонические (блоковые подвижки горных пород в недрах, сопровождаемые деформациями рельефа). Палеосейсмодислокации являются по своей сути природными палеосейсмограммами. Они способны обеспечивать информацию о древних землетрясениях практически по всем параметрам, которые дает анализ инструментальных сейсмограмм, регистрирующих современные землетрясения, причем с достаточной (как показывает опыт изучения сильнейших современных землетрясений) точностью, большей частью, сравнимой с точностью инструментальных измерений. К числу таких параметров относятся: положение эпицентра, сила (магнитуда, интенсивность), глубина гипоцентра, временная датировка.

Положение эпицентров древних разрушительных землетрясений отождествляется обычно с плейстоценовыми областями - областями наибольших разрушений инженерных сооружений и деформаций рельефа и горных пород. Точность таких определений обычно не уступает лучшей точности инструментальных измерений - 10 км, что демонстрируется опытом изучения современных сильных землетрясений [33]. Неопределенность в локализации эпицентров возникает лишь в случаях расположения очага на стыке горных сооружений с равнинами и впадинами, когда для ее устранения требуется поправка «на рельеф». Определение силы (впрочем как и всех других параметров) древних коровых землетрясений возможно лишь при достижении и превышении ими порогового значения магнитуды около 6,5, когда очаг как бы выходит на земную поверхность с образованием разрывов и других сейсмодислокаций. По величине деформаций и плейстоценовой области судят о силе землетрясения. Известно множество формул разных авторов [33] для вычисления магнитуд палеоземлетрясений по длине сейсмогенных разрывов. Все они имеют однотипную структуру $M_L = C + K \lg L$, где M_L - маг-

нитуда, определенная по длине разрыва (или зоны разрывов); C - некая постоянная величина, изменяющаяся в разных формулах от 4,88 до 6,3; $\lg L$ - десятичный логарифм длины сейсмогенной зоны разломов в километрах; K - коэффициент, изменяющийся в разных формулах от 0,53 до 1,3. Конкретный пример таких формул: $M=5,73+0,96\lg L$ (В.С.Хромовских, [33]) получен по данным многих десятков современных сильных землетрясений Мира. Несмотря на зависимость интенсивности землетрясений и масштаба сейсмодетформаций при одинаковой магнитуде от глубины очага, точность определения магнитуд по сейсмодислокациям в большинстве случаев вполне удовлетворительна и составляет в сравнении с инструментальными данными доли единицы M .

Ограничением в применении таких формул служит особенность поведения логарифмической функции, в том числе и $M=\lg L$, заключающаяся в том, что в области изменений аргумента (в данном случае длины разрывов) от единицы до нуля - она изменяется в пределах от нуля до минус бесконечности. Так, при длине разрывов в 1 км магнитуда, определенная, например, по формуле В.С.Хромовских будет равна только постоянной величине 5,73, т.к. логарифм единицы равен нулю. При длине 100 м, $\lg L$ равен минус единице, а значение $M=4,77$. При длине 10 м, магнитуда уменьшится до 3,81, при длине 1 м - до 2,88, а при полном отсутствии разрывов на поверхности ($L=0$) магнитуда становится близкой к минус бесконечности. Таким образом, определения магнитуд по таким формулам при длине разрывов около 1 км и менее не просто неточны, а даже абсурдны, особенно если вспомнить, что, например, сильнейшие по магнитуде за всю историю инструментальных наблюдений на Кавказе Рачинское землетрясение 1991 г. ($M=6,9 - 7,2$), вызвавшее многочисленные крупные гравитационные дислокации и Артыкское землетрясение в сейсмическом поясе Черского ($M=7,1$) не сопровождалось образованием поверхностных разрывов. Это характерно также для множества сильнейших глубокофокусных землетрясений.

Обладающие точно такой же структурой формулы, например: $M_s=0,5 \lg S+ 0,59$ (Дж.Адамс, [38]) для определения магнитуды по величине площади плейстосейстовой области, содержащей как сейсмодислокации всех морфологических типов, так и только гравитационные, не имеют такого жесткого ограничения при малых значениях площадей, т.к. величины плейстосейстовых областей сильнейших землетрясений с магнитудой 6,5 и более почти всегда составляют десятки, сотни и даже тысячи км². По точности в области больших значений аргумента они не уступают первым и мало отличаются от инструментальных определений и что особенно важно, работоспособны даже при отсутствии тектонических дислокаций.

Датировки палеоземлетрясений менее точны по сравнению с инструментальной регистрацией современных сейсмических толчков. Это, казалось бы, существенно снижает ценность палеосейсмогеологической информации. Однако точность временных определений современных землетрясений в доли секунды практически малозначима в прогнозе по времени сильнейших землетрясений, отличающихся редкой и, особенно, нерегулярной повторяемостью. Точность датировок древних землетрясений в сотни и даже в тысячи лет бывает вполне удовлетворительной для оценок повторяемости разрушительных землетрясений в пределах десятитысячелетнего голоценового периода, к которому относится большинство сохранившихся палеосейсмодислокаций, например, в пределах сейсмического пояса Черского. Кроме довольно часто используемых радиоуглеродного, лихенометрического, дендрохронологического методов при датировании палеосейсмодислокаций может применяться комбинация дендрохронологического и радиоуглеродного методов. Опыт изучения палеосейсмодислокаций в сейсмическом поясе Черского [12, 18] позволил установить факт долгоживучести кедрового стланика в горах Северо-Востока России в особых экологических условиях на поверхности крупных сейсмогенных обвалов. Так, среди собранных автором нескольких десятков образцов отмерших стволов кедрового стланика обычны насчитывающие 500 годичных колец, а два имеют дендрохронологический возраст в 800 и 1000 лет. Если прибавить к дендрохронологическому возрасту «довесок» в виде радиоуглеродного возраста слоя наиболее молодых частей ствола, то суммарный минимальный возраст отмершего стланика может увеличиться, как показывает опыт, еще на несколько сот - тысячу лет. Этот способ позволяет в условиях Дальнего Востока и Сибири, где произрастает кедровый стланик, производить массовое предварительное определение минимального возраста палеосейсмообвалов древностью до одной-двух тысяч лет. Это, если считать равномерным возникновение палеосейсмодислокаций в течение всего голоцена, составляет 10-20% от всей их совокупности. Несколько меньший временной диапазон датировок - до порядка 600 лет способен обеспечить лихенометрический метод.

Нижним пределом сохранности палеосейсмодислокаций в горах Северо-Востока России является, главным образом, рубеж голоцена и позднего плейстоцена (около 10 тыс. лет назад), когда деградировало последнее горно-долинное оледенение, поскольку морфологически выраженные и потому легко выявляемые сейсмодислокации (сбросовые уступы, обвальные тела и т.п.) уничтожаются крупными ледниками так же легко, как мокрая тряпка стирает записи мелом на школьной доске.

Во всем временном диапазоне голоцена может работать, правда с невысокой точностью, лишь способ, основанный на признаках постгенетической эволюции палеосейсмодислокаций и на признаках постсейсмической адаптации литосборов [5, 6, 16]. Принципиально наиболее точно работающий во всем временном диапазоне способ датировки сейсмогенных обвалов по образцам погребенных ими, содержащих углерод образований (растений, почв и др.), реализуется на практике весьма редко - не более, чем для 2-4% изученных уже в регионе объектов. Способ датирования крупных палеосейсмообвалов, подпруживающих речные долины, по коррелятным им отложениям подпрудных бассейнов седиментации связан с трудоемкими и дорогими горно-вскрышными и буровыми работами и также затруднительно реализуется.

Качественное и даже полуколичественное определение глубин гипоцентров древних землетрясений можно производить посредством анализа величины и пространственного размещения отдельных палеосейсмодислокаций в пределах роя палеосейсмодислокаций. Так, размещение сравнительно некрупных и равных палеосейсмодислокаций в пределах большого по площади роя, а также незначительность и отсутствие тектонических дислокаций, свидетельствуют о большой глубине очага - до 30 и более км. Небольшая площадь роя, развитость тектонических дислокаций, наличие очень крупной сейсмоструктуры в его центре и резкое убывание величины дислокаций к периферии роя являются признаками небольшой глубины очага - до 10-15 км. Уточнение таких определений возможно осуществить в результате статистического анализа данных по современным разрушительным землетрясениям.

Таким образом палеосейсмограммы в виде палеосейсмодислокаций способны обеспечивать информацию практически по всем важнейшим параметрам древних землетрясений с удовлетворительной, хорошей и даже высокой точностью.

4. НОВАЯ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Обычные сейсмограммы хранятся в известных архивах и доступны специалистам, занимающимся прогнозом землетрясений. Палеосейсмограммы рассредоточены, так сказать, по «закоулкам» огромной территории сейсмоактивных регионов. Поиск их и полное выявление составляет первую, определяющую успех дела, проблему палеосейсмогеологического изучения территории. Вторая важная проблема палеосейсмогеологии - правильная генетическая и сейсмологическая интерпретация выявленных предполагаемых палеосейсмодислокаций. Некоторое снижение трудоемкости решения первой проблемы в рамках традиционной палеосей-

смогеологической методики [34, 37] достигалось использованием аэрофотометодов. Вторая проблема также принципиально не решена до конца. Процедура генетической и сейсмологической интерпретации палеосейсмодислокаций и поныне более творческий, чем технологический процесс. Эти проблемы, а также положение палеосейсмогеологии на стыке нескольких научно-технических направлений: сейсмологии, геологии, геоморфологии, дистанционных методов зондирования Земли, ландшафтоведения существенно снижает возможности более широкого, как она того заслуживает, применения палеосейсмогеологии в сейсмическом прогнозировании. А это в итоге обуславливает весьма низкое современное состояние палеосейсмогеологической изученности сейсмоактивных территорий не только в нашей стране, но и за ее пределами. Фрагментарность палеосейсмологической характеристики, вплоть до наличия обширных «белых пятен» присуща даже такому, казалось бы, всесторонне изученному и густонаселенному региону как Кавказ [1].

Создана и широкомасштабно практически апробирована новая модификация палеосейсмогеологической методики [7, 8, 9-13, 18], отличающаяся от известных тем, что на первой стадии работ поиск древних плейстосейстовых зон выполняют в стереомодели по серийным спектрально-космоснимкам с разрешением на местности в первые десятки метров, а в качестве индикаторов используют крупные (объемами свыше 1 млн м³) гравитационные дислокации (преимущественно скальные обвалы). По производительности поиска палеосейсмодислокаций новая методика превосходит известную в десятки раз. Это обеспечивается в десятки раз более высокой обзорностью космоснимков по сравнению с аэроснимками при наличии оптимального для решения этой задачи пространственного и спектрального разрешения. В качестве оснований для создания новой методики, помимо традиционной, использованы новые представления о фотоландшафте [14], имеющем ярусное строение и о литосборных бассейнах, в том числе и сейсмически активизированных [5, 6, 16]. Из анализа факторов формирования фототона космических изображений и представления о фотоландшафте следует практически важный вывод (позволивший оптимизировать и ускорить разработку новой методики) о квалификации стереоскопических методов дешифрирования рельефа на космоснимках, как о наиболее продуктивном пути дистанционных природоведческих исследований Земли, в том числе палеосейсмогеологических.

Представление о литосборных бассейнах, специализированный анализ сейсмически активизированных литосборов, стереоскопический поиск на осях литосбора сейсмогенных обвальных тромбов,

дистанционные и полевые критерии их различия с морфологически сходными иными образованиями, тест на петрографическое соответствие тремба его обвальному или другому литосбору позволили повысить степень технологичности процесса поиска и генетической интерпретации гравитационных дислокаций как объекта-индикатора в новой методике для выявления комплексных роев палеосейсмодислокаций [16] и обеспечили успех в тотальном палеосейсмогеологическом изучении юго-восточной половины сейсмического пояса Черского [7, 8, 12, 13, 17, 18].

5. ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА В ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИИ

Возможность использования крупных гравитационных дислокаций в качестве индикаторов комплексных роев палеосейсмодислокаций при дешифрировании спектрозональных космоснимков определяется двумя причинами. Во-первых, из всего комплекса морфологически различных палеосейсмодислокаций крупные гравитационные дислокации (особенно скальные обвалы) выделяются наилучшей фотогеничностью (наиболее заметны в фотоландшафте). Это обеспечивается: большими размерами обвалов с объемами свыше 1 млн м³ - сотни и первые тысячи метров по горизонтали и десятки и сотни метров по вертикали; контрастом в стереомодели их выпуклых тел, с вмещающими, как правило, отрицательными формами рельефа; спектральным контрастом, большей частью лишенных развитого почвенно-растительного покрова, крупноглыбовых обвалов с фоном, обычно покрытых древесно-кустарниковой и травянисто-кустарниковой растительностью подножий гор; и все это - в сочетании с близким к оптимальному горизонтальным и вертикальным (первые десятки метров), а также спектральным разрешением спектрозональных стереокосмоснимков масштаба около 1:280000. Во-вторых, обвалы, несмотря на причисление их, порой, ко вторичным палеосейсмодислокациям, не самостоятельным, а только подтверждающим сейсмогенность тектонических дислокаций, являются обычным и довольно многочисленным, а нередко и исключительным, компонентом комплексных роев сейсмодислокаций современных разрушительных землетрясений.

Недавними примерами разрушительных землетрясений, при которых образовались лишь многочисленные гравитационные сейсмодислокации (обвалы и оползни), при отсутствии тектонических, могут служить: Рачинское, 1991 г. [3, 28], Дагестанское, 1970 г. [40], Артыкское, 1971 г. [2, 23, 25]. Из еще более многочисленных современных разрушительных землетрясений, в результате которых сформировались комплексные рои сейсмодислокаций, включающие и крупные гравитационные, можно назвать следующие: Спитакское, 1988 г. [27, 29], Аляскинское, 1964 г. [4, 19, 42],

Сан-Фернандо, 1971 г. [4], Сусамырское, 1992 г. [24, 39], Гоби-Алтайское, 1957 г. [20] и многие другие. Сравнительно редкие сильные землетрясения, в результате которых, при наличии тектонических, не возникли гравитационные сейсмодислокации как, например, Сарыкамьшское, 1970 г. в Иссык-Кульской котловине [40] имеют, как правило, магнитуду не более 6,5 - на грани разрушительных-неразрушительных (т.е. разрушительных и очень сильных, по шкале MSK-64) сейсмических событий и приходится на участки с недостаточно высоким обвальным потенциалом.

При Спитакском землетрясении 1988 г. сформировался рой сейсмодислокаций, включающий зону тектонических дислокаций общей длиной 35 км, состоящую из соосных и кулисообразных разрывов различной кинематики длиной до 1-2 км, маркированную почти на всем протяжении более чем двумя десятками обвалов и оползней, в т.ч. крупных (рис. 2 а [29]). На рис. 2 б изображен, в том же масштабе, что и Спитакский, Дукчинский рой предполагаемых палеосейсмодислокаций в Примагаданье [13, 18], в том же масштабе, что и Спитакский. Сходство этих двух роев очевидно. Дукчинский рой также представлен системой стыкующихся между собой свежих разломов длиной по 1-2 км и общей длиной около 26 км на пологовершинном водоразделе Дукчинских гор, маркированной двумя десятками гравитационных дислокаций, половина из которых - крупные скальные обвалы. Очень близки и их сейсмические параметры. Инструментальная магнитуда Спитакского землетрясения составляет 6,8, вычисленная по длине зоны разрывов - 7,2, по площади плейстосейстовой зоны (140 км²) - 6,9. Для Дукчинского роя магнитуда, определенная по длине разрывов (26 км) равняется 7,1, а по плейстосейстовой площади (156 км²) - 7,0. Общим для всех сейсмодислокаций является их группирование в виде компактных и плотных роев на фоне обширных смежных участков со сходным геолого-геоморфологическим строением, где их нет. При этом, например, суммарная площадь роев в тотально сейсмогеологически обследованной юго-восточной половине сейсмического пояса Черского площадью свыше 700 тыс. км² не превышает 2%. Вторым общим для современных и древних сейсмодислокаций признаком является комплексирование тектонических, гравитационных и гравитационно-тектонических их разновидностей в виде единых сейсмоструктур и сеймотектонически закономерно построенных комплексных роев.

В памяти человечества запечатлелись лишь, по-видимому, единичные, случаи асейсмичного образования крупных скальных обвалов, например, Эльм-10 (объемом 10 млн м³), возникший в 1881 г. в Швейцарии [36] - и то в результате техногенного воздействия на склон. При этом не известен ни один

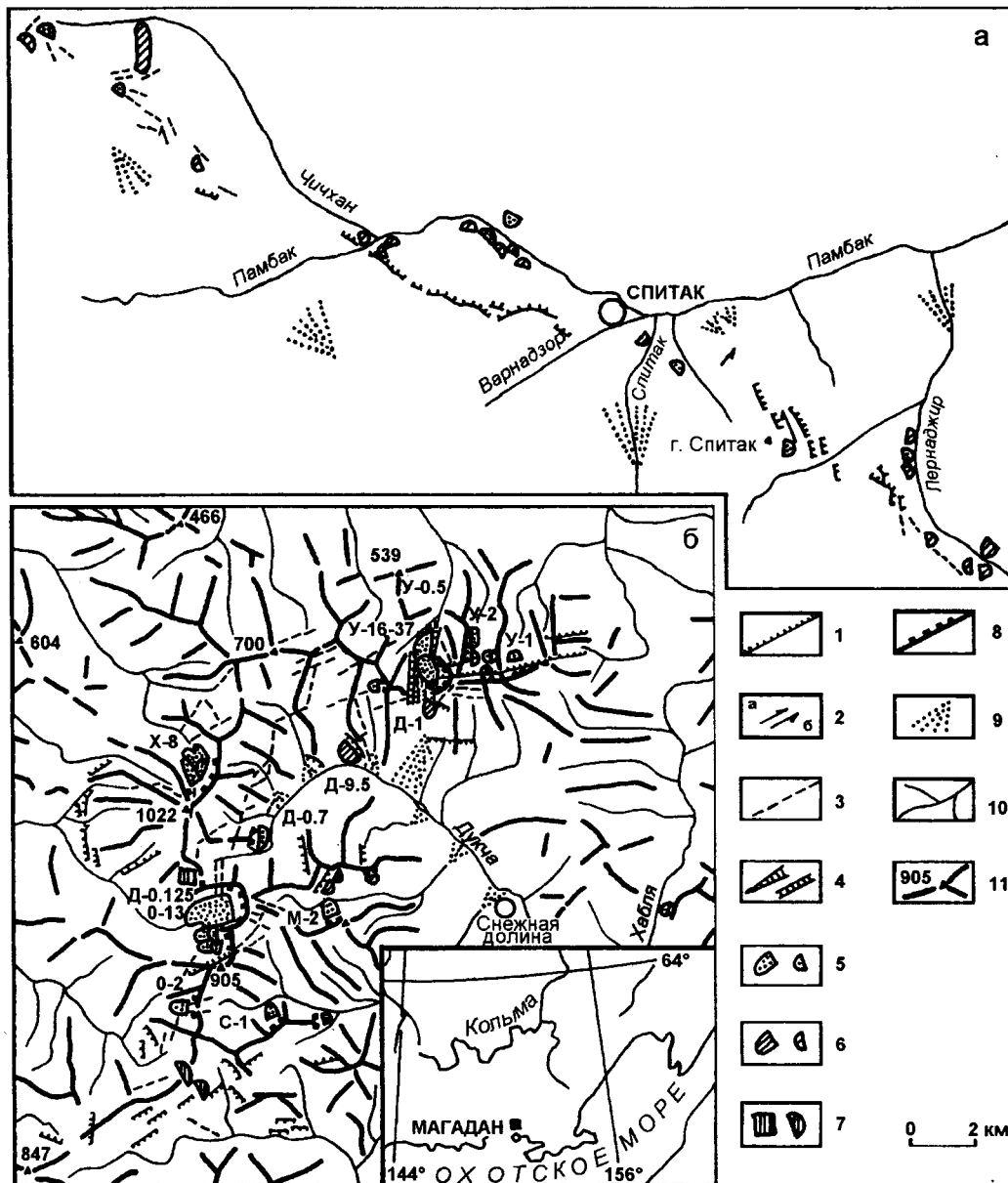


Рис.2. Рой сейсмодислокаций Спитакского землетрясения 1988 г. (а) и Дукчинский рой палеосейсмодислокаций (б); составлено по [18, 29]:

1 - разрывы с вертикальной составляющей (сбросы и взбросо-сдвиги); 2 - сдвиги, правые (а) и левые (б); 3 - разрывы без заметного смещения; 4 - расщелины; 5-6 - гравитационные дислокации (5 - обвалы, 6 - оползни), с указанием объемов крупнейших из них в млн м³; буквы в индексации означают их названия: У - Уптар, Д - Дукча, Х - Хасын, О - Омчак, М - Медвежка, С - Снежка; 7 - сейсмоблоки [17]: У-0,5 - УПТАР-0,5 *), Д-0,125 - ДУКЧА-0,125, с указанием их объемов в км³, и др.; 8 - бровки стенок срыва и ниш отрыва гравитационных дислокаций; 9 - субсейсмогенные пролювиально-селевые конусы выноса; 10 - тальвеги долинной сети; 11 - водораздельные гребни и абсолютные отметки вершин в метрах.

* Пишутся в отличии от гравитационных дислокаций заглавными буквами.

случай современного несейсмогенного формирования целых роев, особенно комплексных, например, типа Спитакского и Дукчинского, даже в условиях весьма активных современных тектонических движений, например, в зоне давно и пристально изучаемого и весьма динамичного разлома Сан-Андреас в Ка-

лифорнии. Но лишь одно Калифорнийское землетрясение Сан-Фернандо, 1971 г. (M=6,5) в окрестностях Лос-Анджелеса вызвало образование роя с тысячами (!) обвалов и оползней [4]. Статистическое соотношение между сейсмогенными и асейсмичными современными крупными обвалами и тем более роями,

столь различно, что, пользуясь известным принципом актуализма для экстраполяции этого соотношения в весьма недавнее, в геологическом масштабе времени, голоценовое прошлое, можно практически со 100-процентной вероятностью утверждать, что рои типа Дукчинского могли образоваться только в результате сильных древних землетрясений с интенсивностью 8 и более баллов и при магнитуде не менее 6,5. В данном случае применение принципа актуализма, ввиду краткости ретроспективной экстраполяции, возможно даже в его утрированном униформистском смысле. Введение поправки на постсейсмическую эволюцию палеосейсмодислокаций при использовании принципа актуализма необходимо в случае детального сравнения современных и древних сейсмодислокаций. Из состава роев палеосейсмодислокаций с течением тысячелетий под действием денудации в первую очередь исчезают мелкие дислокации, особенно в рыхлых отложениях; затем малоамплитудные тектонические дислокации; а наиболее устойчивы крупные гравитационные дислокации, залегающие на консервативных в отношении денудации-аккумуляции элементах рельефа.

6. ПРИНЦИПЫ ДИНАМИЧЕСКОГО СООТВЕТСТВИЯ И СОРАЗМЕРНОСТИ ПРИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ

Еще одним «слабым местом», куда пытаются бить, не утруждаясь в строгой аргументации, оппоненты использования гравитационных дислокаций для характеристики палеоземлетрясений, является, кажущаяся неочевидность гравитационного происхождения крупных аккумулятивных грубообломочных тел. Имеется, например, утверждение о том, что многочисленные гравитационные дислокации в Бахапчинских горах (а с ними и почти все другие в сейсмическом поясе Черского), выявленные и изученные автором дистанционно и «в поле» [12, 13, 15, 17, 18], являются на самом деле «специфическими обвальными-глыбовыми моренами» [32]. Новый термин получился крайне алогичным. По происхождению это - якобы - морена, тогда, вероятно, по составу она - частично обвальная, частично глыбовая? Исходя из контекста, приходится заменить этот неудачный термин на формально более совершенный аналог: «глыбовые обвальными-ледниковые отложения». Т.е. по составу они глыбовые, а генезис их смешанный или переходный - обвальными-ледниковый. При этом, вероятно, должно подразумеваться, что непосредственный механизм их образования все-таки обвальными, роль же ледника сводится к провоцированию обвалов благодаря его экзарационной деятельности, а сейсмичность при этом (не отрицаемая авторами в принципе) большей частью выполняет роль фона и лишь очень редко и не эффективно выступает в роли ведущего агента морфо-

литогенеза. Только в таком виде это становится концепцией, с которой можно спорить логически доказательно.

Для выяснения вопроса о генезисе грубообломочных отложений потребуется сформулировать принцип динамического соответствия отложений и форм рельефа с условиями их формирования. Этот принцип всегда применялся квалифицированными геологами и геоморфологами при генетической интерпретации отложений и рельефа, правда, вероятно, только на интуитивном уровне. В сформулированном виде он выглядит довольно тривиально: «все отложения и формы рельефа ими образованные соответствуют в природе или должны соответствовать (при генетических определениях) динамическим условиям их формирования, определяемым действием ведущих и фоновых агентов морфолитогенеза». Но тем не менее, этот принцип бесспорен и его следует отнести к разряду аксиом морфолитогенеза. Так, динамике водных потоков соответствуют: окатанность формы обломочного материала, закономерная форма песчано-галечных кос, пойменной и надпойменных террас. Динамике обвального морфолитогенеза соответствует остроугольность, остросереберность и трещиноватость обломочного материала.

Зависимость вариации геометрической формы продольного профиля гравитационных дислокаций и самого характера смещения масс по типу «склоновой» осыпи, обвально-осыпного конуса выноса, обвала, обвала-оползня, оползня, от изменения высоты смещающего склона (h), растянутости во времени процесса обрушения (соотношения масс одновременных обрушений с общей массой гравитационного тела, M), наклона поверхности субстрата иллюстрирует рис.3.

При разных соотношениях высоты стенки срыва и растянутости во времени процесса обрушения в случае горизонтального субстрата (рис.3, варианты I-III) генерируются гравитационные дислокации с различными продольными (по падению) профилями. Вариант h_3 , III изображает продольный профиль идеального обвала в виде тупоугольного треугольника, обращенного тупым углом вверх, а наименьшим - в сторону смещающего склона. Такая форма обусловлена стремлением составных частей всей обрушивающейся массы отскочить от субстрата под углом, равным углу падения смещающего склона. При этом крутизна тыльной грани обвала стремится к величине угла падения смещающего склона, но не достигает ее, т.к. значительная часть энергии обрушения тратится на трение о склон, на дробление обрушивающихся блоков и субстрата, а также потому, что обрушение происходит в поле силы тяжести, дополнительно снижающей угол отскока масс. Обвал приобретает серповидную в плане форму благо-

даря отскоку обломков от субстрата в виде веера (из-за их взаимодействия друг с другом).

Вариант h_3 I продольного профиля (рис.3) соответствует обвально-осыпному конусу выноса. Когда массы одновременных обрушений малы, отскок их от субстрата вырождается в перекатывание каждой последующей порции обломков по наклонной и шероховатой поверхности предыдущих.

Вариант h_1 I продольного профиля (рис.3) соответствует склоновой осыпи. В этом случае потенциальной энергии малых обрушений с небольшой высоты достаточно только для осыпания, сползания каждой последующей порции обломков к подножью склона по шероховатой поверхности предыдущих.

Вариант h_1 III продольного профиля (рис.3) иллюстрирует гравитационное смещение по типу обвала-оползня. Здесь первоначальное обрушение массы переходит в сползание, не сопровождающееся полным ее дроблением из-за снижения энергии перемещения, обусловленного малой высотой сместителя. К этому же эффекту приводит и уменьшение крутизны смещающего склона. Еще большее снижение высоты и (или) крутизны смещающего склона определяет перемещение масс по типу оползня.

Отклонение поверхности субстрата от горизонтали по направлению падения (варианты IV-VI, рис.3) или против падения смещающего склона (варианты VII-IX) ведет либо к расплыванию, либо к сжиманию гравитационного тела в направлении смещения. Во втором случае высокодинамичное обрушение характеризуется вздыбливанием обвала на противоположный сместителю склон (вариант h_3

IX). Описанная логико-эмпирическая схема построена с использованием опыта полевого обследования свыше 50 крупных обвалов в сейсмическом поясе Черского и много большего количества гравитационных дислокаций, изученных дистанционно.

Обвалы Дялтунгда-30 и Сфинкс-150 (рис.4) - типичные крупные гравитационные дислокации Бахапчинского роя палеосейсмодислокаций (обвальная генезис которых оспаривается оппонентами) по динамике формирования в наибольшей мере соответствует варианту h_1 V. Причем Дялтунгда-30, имеющий, благодаря большой крутизне субстрата - 16 градусов, вид обвала-потока, даже ближе по форме к варианту склоновой осыпи (h_1 IV рис.3), не являясь таковой по сути. Это объясняется помимо прочего еще и пластовой формой обрушившегося блока, что вызвало эффект растянутости процесса обрушения. Обвал Сфинкс-150 из-за меньшей крутизны субстрата - 11 градусов не распластался по днищу цирка подобно предыдущему, а залег в виде подковы под дугообразной в плане нишей отрыва. Малый обвал, лежащий под правым (восточным) бортом трога Хетакагчан имеет вид близкий к идеальному (вариант h^3 II) с серповидной, но все же не идеальной формой - по причине растянутости процесса обрушения малой обвальной массы по стенке срыва очень большой высоты - свыше 800 м. Обвал под левым бортом долины Хетакагчана близок к вариантам h_1 II и h_2 I (рис.3).

Попытки объяснения генерации аккумулятивных крупноглыбовых тел с такой геометрической формой при наличии в трог и цирках ледников не

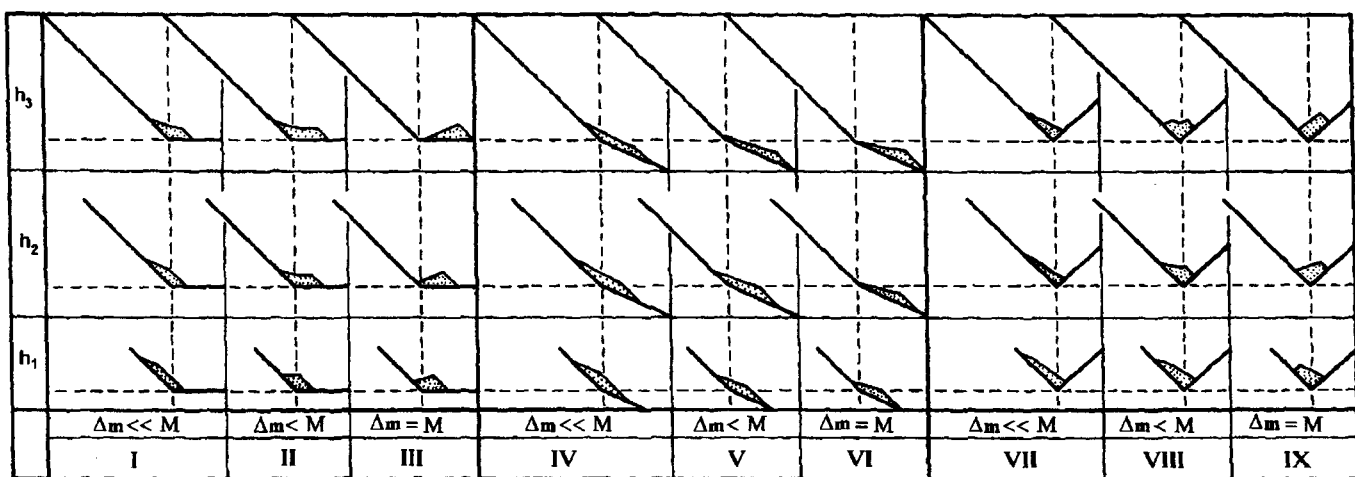


Рис.3. Вариация геометрической формы продольного профиля гравитационных дислокаций в зависимости от изменения высоты смещающего склона (h), растянутости во времени процесса обрушения (соотношения одновременных обрушений, Δm с общей массой гравитационного тела, M), наклона поверхности субстрата: I-III - горизонтальной, IV-VI - по падению, VII-IX - против падения смещающего склона

дают, хоть в какой-то мере приближающихся к вразумительным, результатов. Непосредственно на днищах цирков или трогов обвалы не могли залечь, т.к. они были заняты ледниками. При обрушении же на поверхность ледника обвалы, как правило, распластываются по его наклонной, весьма гладкой и скользкой поверхности в виде обширного и маломощного плаща. Как это было, например, при Аляскинском землетрясении 1964 г. (рис.5). При быстрой деградации ледника этот «плащ» проецируется на днище трога в виде маломощной донной морены, вовсе не

похожей на выпуклые обвальные тела в Бахапчинских горах мощностью от первых десятков до сотни и более метров. Мощные аккумулятивные тела в виде конечно-моренных валов формируются ледниками только в их областях абляции. Конечно-моренные дуги полностью соответствуют динамике ледникового мофролитогенеза и их очень трудно спутать с динамически и морфологически отличными обвальными телами. Боковая, срединная, донная и поверхностная морены, как правило, маломощны и распластаны по направлению течения ледника и также мало

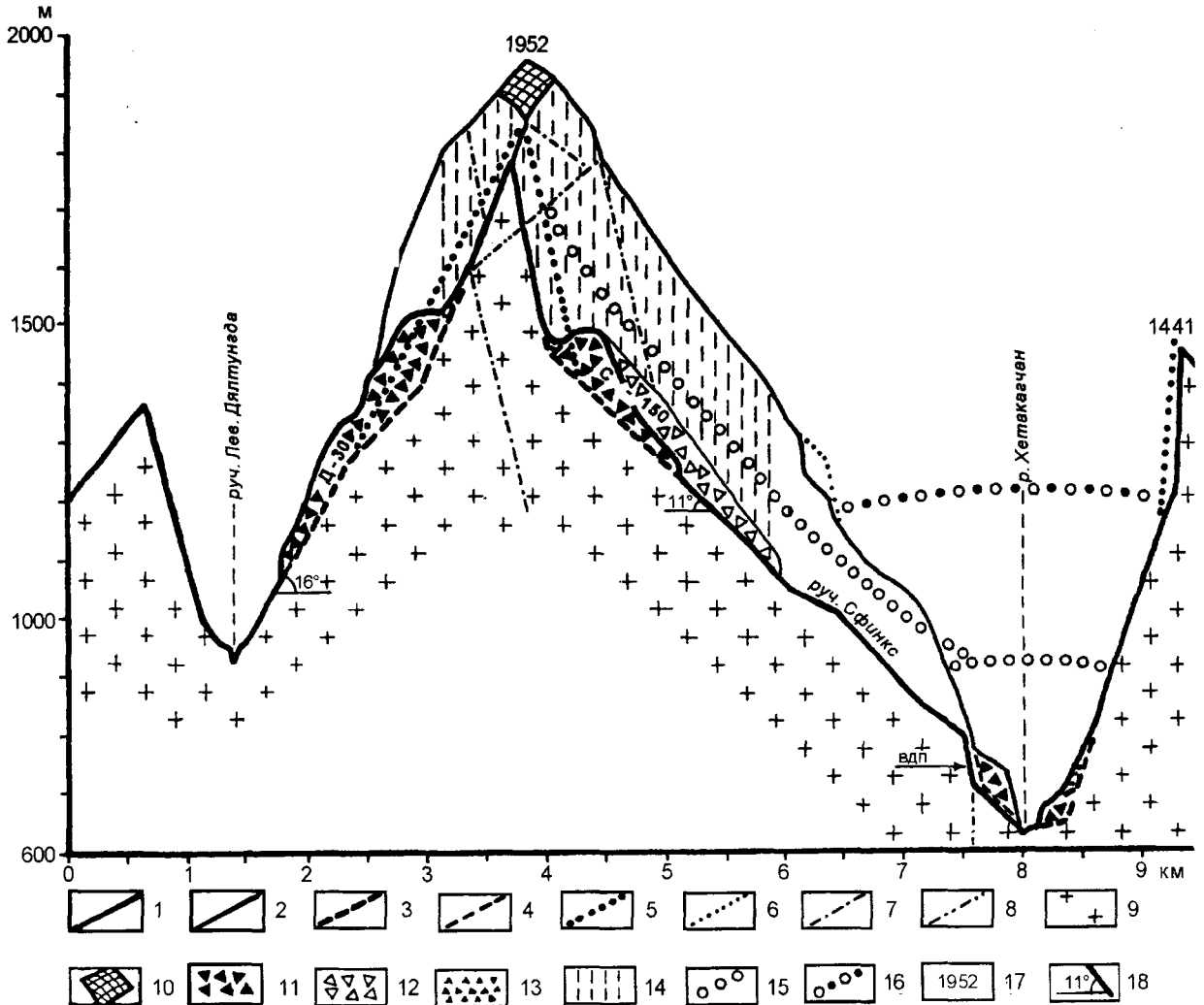


Рис.4. Палеосейсмообвалы Бахапчинских гор - Дялтунда-30 (Д-30), Сфинкс-150 (С-150) и др.:

1-2 - дневная поверхность в поперечном сечении: 1 - вдоль древнеледниковых цирков Лев. Дялтунда и Сфинкс, а также поперек долин руч. Лев. Дялтунда и р. Хетакагачен, 2 - по правому водоразделу цирка Лев. Дялтунда и по левому водоразделу цирка Сфинкс; 3-4 - контакт рыхлых и коренных отложений в первом и втором сечениях; 5-6 - гипотетическая поверхность обрушившихся масс в первом и втором сечениях; 7 - линии разломов в плоскостях сечений; 8 - то же вне плоскостей сечений; 9 - позднеюрские граниты Бахапчинского массива; 10 - сохранившийся фрагмент округловершинной водораздельной поверхности; 11 - обвальные глыбовые отложения в плоскостях сечений; 12 - то же вне плоскостей разрезов; 13 - отложения обвальнo-осыпных конусов выноса; 14 - проекция поверхностей ниш отрыва крупнейших обвалов на плоскости сечений; 15 - поверхность ледников в цирке Сфинкс и в трого Хетакагачен последнего позднеплейстоценового (Сартанского) оледенения; 16 - предполагаемая поверхность ледника Хетакагачен предпоследнего позднеплейстоценового (Зырянского) оледенения; 17 - абсолютные отметки высот в метрах; 18 - крутизна смещающихся склонов.

похожи на обвалы. Кроме того, исходный остроугольный обломочный материал, попадающий на поверхность или в толщу глетчерного льда, перемещается вместе с ним крайне медленно (сравнительно с динамикой обвалообразования) - в течение десятков и сотен лет, подвергаясь дезинтеграции по имеющимся трещинам, окатыванию и превращается в валунник с мелкоземистым и суглинистым заполнителем. А все, что попало, например в результате обрушения, на ледник, в реку, в море, в болото, но не переработано и не переотложено ледником или другим агентом морфолитогенеза, еще не является ни мореной, ни аллювием, ни морскими, ни болотными отложениями, хотя бы уже по определению [41].

7. ПРИНЦИП СОРАЗМЕРНОСТИ

Дополнительно облегчает процедуру генетической интерпретации грубообломочных отложений принцип (геометрической, объемной) соразмерности коррелятивных аккумулятивных и денудационных форм рельефа. По смыслу этот принцип восходит к открытому М.В.Ломоносовым закону сохранения массы (вещества). В наибольшей мере принцип соразмерности соблюдается или, скорее, очевиден, при оползневом и обвальном морфолитогенезе. Напри-

мер, все обвалы представленные на рис.4 практически полностью соответствуют по объему их обвальным нишам, что видно не только в стереомодели на аэро- и космоснимках, но даже в плоском изображении на профиле. В значительно меньшей мере принцип соразмерности соблюдается для ледникового и флювиального морфолитогенеза, что определяется существенно меньшей скоростью и большей длительностью действия этих процессов.

Появление в арсенале оппонентов «специфических обвальных-глыбовых морен» [32], не выдерживающих испытания на соответствие изложенным принципам, объясняется, отчасти, тем, что авторы не проводили полевых наблюдений не только в Бахапчинских горах, но даже в пределах всей описываемой ими в статье территории: «бассейна верхнего течения Колымы» (рис.2, 3) [32]. Полную беспомощность и дистанционного получения геолого-геоморфологической информации демонстрирует рис.1 этой же статьи, построенный, по утверждению авторов, в результате дешифрирования спектрозональных космоснимков м-ба 1:280000. На этом не слишком сложном рисунке насчитывается более 16 (!) топографических несоответствий карте и, разумеется, космо-

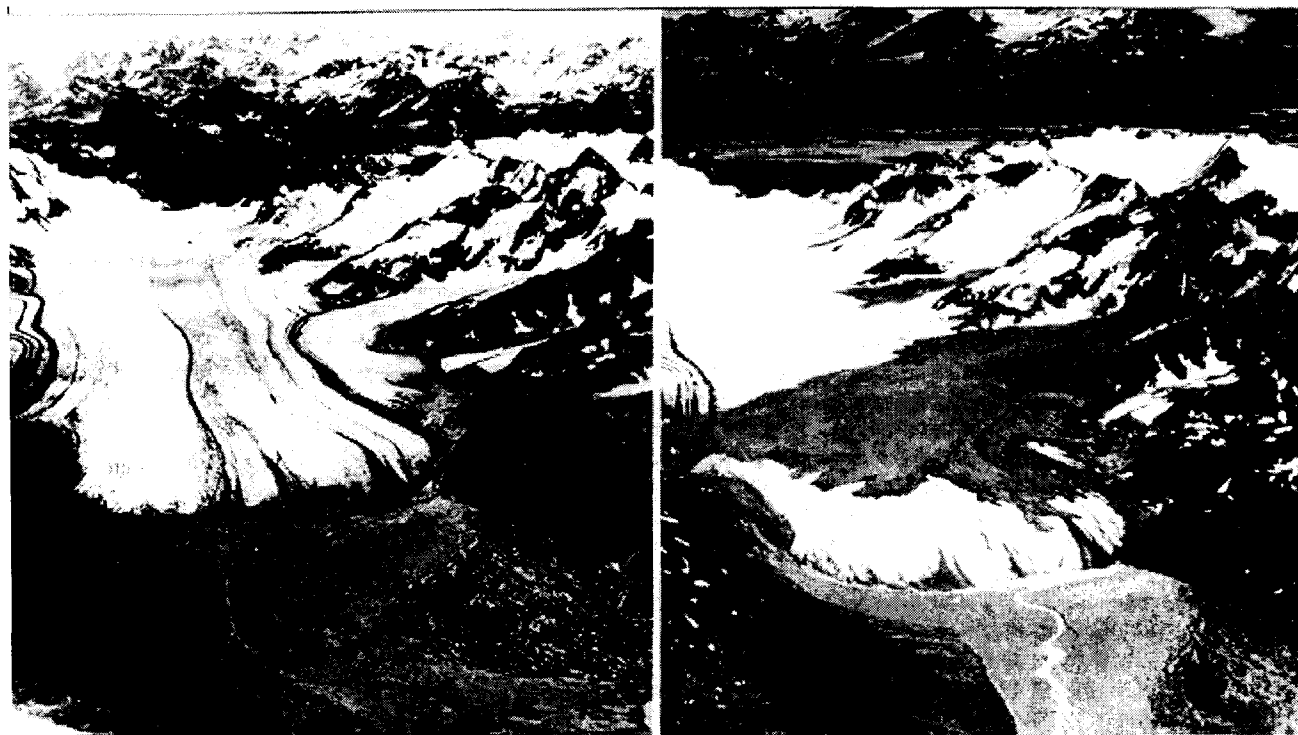


Рис.5. Ледник Шерман в горах Чугач до и после Аляскинского землетрясения 1964 г. [41].

Сейсмообвал объемом 23 млн м³, обрушившийся на поверхность ледника, распластался по его скользкой и наклонной поверхности в виде плаща площадью около 8 км² и мощностью всего около 3 м. Другие крупные и мелкие сейсмообвалы, рухнувшие на ледники в горах Чугач и Св.Ильи имели точно такой же вид. На левом снимке хорошо видна типичная «ленточная» форма поверхностной и боковой морен, формирующихся из обломочного материала малых обрушений, происходящих при обычной (без сейсмического стресса) экзарационной деятельности ледника.

похожи на обвалы. Кроме того, исходный остроугольный обломочный материал, попадающий на поверхность или в толщу глетчерного льда, перемещается вместе с ним крайне медленно (сравнительно с динамикой обвалообразования) - в течение десятков и сотен лет, подвергаясь дезинтеграции по имеющимся трещинам, окатыванию и превращается в валунник с мелкоземистым и суглинистым заполнителем. А все, что попало, например в результате обрушения, на ледник, в реку, в море, в болото, но не переработано и не переотложено ледником или другим агентом морфолитогенеза, еще не является ни мореной, ни аллювием, ни морскими, ни болотными отложениями, хотя бы уже по определению [41].

7. ПРИНЦИП СОРАЗМЕРНОСТИ

Дополнительно облегчает процедуру генетической интерпретации грубообломочных отложений принцип (геометрической, объемной) соразмерности коррелятивных аккумулятивных и денудационных форм рельефа. По смыслу этот принцип восходит к открытому М.В.Ломоносовым закону сохранения массы (вещества). В наибольшей мере принцип соразмерности соблюдается или, скорее, очевиден, при оползневом и обвальном морфолитогенезе. Напри-

мер, все обвалы представленные на рис.4 практически полностью соответствуют по объему их обвальным нишам, что видно не только в стереомодели на аэро- и космоснимках, но даже в плоском изображении на профиле. В значительно меньшей мере принцип соразмерности соблюдается для ледникового и флювиального морфолитогенеза, что определяется существенно меньшей скоростью и большей длительностью действия этих процессов.

Появление в арсенале оппонентов «специфических обвальных-глыбовых морен» [32], не выдерживающих испытания на соответствие изложенным принципам, объясняется, отчасти, тем, что авторы не проводили полевых наблюдений не только в Бахапчинских горах, но даже в пределах всей описываемой ими в статье территории: «бассейна верхнего течения Колымы» (рис.2, 3) [32]. Полную беспомощность и дистанционный получения геолого-геоморфологической информации демонстрирует рис.1 этой же статьи, построенный, по утверждению авторов, в результате дешифрирования спектрональных космоснимков м-ба 1:280000. На этом не слишком сложном рисунке насчитывается более 16 (!) топографических несоответствий карте и, разумеется, космо-



Рис.5. Ледник Шерман в горах Чугач до и после Аляскинского землетрясения 1964 г. [41].

Сейсмообвал объемом 23 млн м³, обрушившийся на поверхность ледника, распластался по его скользкой и наклонной поверхности в виде плаща площадью около 8 км² и мощностью всего около 3 м. Другие крупные и мелкие сейсмообвалы, рухнувшие на ледники в горах Чугач и Св.Ильи имели точно такой же вид. На левом снимке хорошо видна типичная «ленточная» форма поверхностной и боковой морен, формирующихся из обломочного материала малых обрушений, происходящих при обычной (без сейсмического стресса) экзарационной деятельности ледника.

аэроснимкам. Так, авторы не разглядели на снимках и не изобразили даже крупнейшую в Бахапчинских горах долину р.Бахапча, перепутав ее с долинами Хетакагчана и даже ручья Увязка. И все это при таком хорошем качестве космоснимков, при котором на них видны даже отдельные крупные глыбы размерами в 20-30 м. Именно по этим самым снимкам выявлено множество дислокаций Бахапчинского роя, изученных затем по аэроснимкам и «в поле» [17, 18].

На первых порах интуитивное, а затем и логически осмысленное применение охарактеризованных принципов и новой палеосейсмогеологической методики позволили оперативно выявить по космоснимкам, изучить дистанционно и полевыми методами большое количество мощных палеосейсмодислокаций в юго-восточной половине сейсмического пояса Черского. Тотальное палеосейсмогеологическое изучение этой территории площадью свыше 700 тыс.км² и большое количество роев палеосейсмодислокаций - 63, резко повысили сейсмостатистическую обоснованность сейсмического районирования региона. Сейсмический прогноз, содержащийся в построенной по этим данным новой схеме зон разрушительных землетрясений с интенсивностью 8 и более баллов, подтвердился в результате 8-балльного Шелиховского землетрясения 7 июля 1996 г. Это землетрясение зафиксировано на континентальном шельфе, прилегающем к выделенной на схеме Североохотоморской зоне разрушительных землетрясений и случилось вопреки прогнозу нормативных карт сейсмического районирования [18].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов Т.П., Веселов И.А., Никитин М.Ю., Никонов А.А. Палеосейсмодислокации Кавказа//Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1993. Вып.1. С. 265-272.
2. Белый В.Ф., Валпетер А.П., Мерзляков В.М. Сильное землетрясение Северо-Востока СССР//Природа. 1971. N 12. С. 64-67.
3. Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А., Хованский Б.Н., Язев П.Н. Результаты совместного анализа наземной и аэрокосмической информации при изучении эпицентральных зон сильных землетрясений (на примере Рачинского землетрясения 1991 г.)//Геоморфология. 1993. N 4. С. 48-60.
4. Болт Б.А., Хорн У.Л., Макдоналд Г.А., Скотт Р.Ф. Геологические стихии. М.: Мир, 1978. 440 с.
5. Важенин Б.П. Литосборный бассейн и некоторые другие взаимосвязанные с ним понятия и их свойства // Основные направления развития геоморфологической теории: Тез. докл. к XVII пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 32-34.
6. Важенин Б.П. Литосборные бассейны и их свойства // Основные проблемы теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 63,64.
7. Важенин Б.П. Палеосейсмодислокации Туманского хребта (Северное Приохотье) // Всесоюзная школа-семинар «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород». Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1988. С. 22-24.
8. Важенин Б.П. Палеосейсмодислокации в горах Черского и нагорьях Северного Приохотья // Там же. С. 26-28.
9. Важенин Б.П. Сейсмогеологическое изучение и картографирование территории Северо-Востока СССР с применением аэрокосмической информации// Комплексное изучение и картографирование природных ресурсов Восточно-Сибирского и Дальневосточного экономических регионов с использованием материалов космических съемок. М.: ЦНИИГАиК, 1989. С. 65-74.
10. Важенин Б.П. Методика сейсмогеологических исследований Северо-Востока СССР // Геоморфологическое строение и развитие зон перехода от континентов к океанам: Тез. докл. XX Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. Владивосток.: ТИГ ДВО АН СССР, 1989. С. 19,20.
11. Важенин Б.П. Геоморфологическое картирование с использованием аэрокосмической информации для сейсмогеологических исследований // Там же. С. 74,75.
12. Важенин Б.П. Палеосейсмодислокации в сейсмическом поясе Черского // Сейсмологические и петрофизические исследования на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 79-102.
13. Важенин Б.П. Палеосейсмодислокации в Примагаданье // Там же. С. 102-120.
14. Важенин Б.П. Земля: взгляд сверху // Наука в России. 1993. N 3-4. С. 104-110.
15. Важенин Б.П. Арманско-Бахапчинская зона повышенного сейсмически обусловленного геоморфологического риска //Геоморфологический риск: Тез докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1993. С. 116-118.
16. Важенин Б.П. Сейсмически активизированные и иные литосборные бассейны// Генезис рельефа: Тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Ирк.: ИЗК СО РАН, 1995. С. 64-66.
17. Важенин Б.П. Сейсмоблоки как генераторы сейсмического излучения// Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 34-51.
18. Важенин Б.П., Мишин С.В., Шарафутдинова Л.В. Землетрясения Магаданской области: Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 44 с.
19. Войт Б. Механика регрессивного блокового скольжения на примере развития оползня Тернагейн-Хайтс, Анкоридж, Аляска//Науки о Земле. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. Т. 66. С. 116-140.
20. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Наука, 1963. 391 с.
21. Горшков Г.П. Карта сейсмического районирования территории СССР//Прил. к Полож. по строительству в сейсмоактивных районах (ПСР-101-51). М., 1951.
22. Губин И.Е. Как уменьшить губительные последствия землетрясений//Наука в России. 1990. N 4. С. 90-97.
23. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 126 с.
24. Корженков А.М., Омуралиев М. Формы рельефа, образовавшиеся при сильном Сусамырском землетрясении 1992 года в Северном Тянь-Шане//Геоморфологический риск: Тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара.

- нара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1993. С. 105, 106.
25. Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М. Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения//Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 50-60.
 26. Никонов А.А. Землетрясения...(Прошлое, современность, прогноз). М.: Знание, 1984. 192 с.
 27. Никонов А.А. Активные разломы и палеосейсмодислокации в эпицентральной области Спитакского землетрясения 7/ХП 1988 г. в Северной Армении//Современная геодинамика, активные разломы и сейсмическое районирование. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 21-23.
 28. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М. Природа сейсмической активизации Кавказа//Природа. 1993. N 4. С. 32-41.
 29. Рогожин А.Е., Рыбаков Л.Н., Богачкин Б.М. Сейсмодетформации земной поверхности при Спитакском землетрясении 1988 г.//Геоморфология. 1990. N 3. С. 8-19.
 30. Сейсмическое районирование СССР/ Под ред. С.В.Медведева. М.: Наука, 1968. 476 с.
 31. Сейсмическое районирование территории СССР/Под ред. В.И.Бунэ и Г.П.Горшкова. М.: Наука, 1980. 307 с.
 32. Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю. Неотектоника и сейсмическая активность бассейна верхнего течения Колымы// Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 122-134.
 33. Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения/Под ред. Н.А.Логачева, В.С.Хромовских. М.: Недра, 1989. 287 с.
 34. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам//Изв.АН СССР. Сер.геол.1962. N 11. С. 58-74.
 35. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология//Изв.АН СССР. Физика Земли. 1973. N 9. С. 3-16.
 36. Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы и их прогноз. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
 37. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области//Изв. АН СССР. Сер. геол. и геофиз. 1960. N 1. С. 74-90.
 38. Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 144 с.
 39. Чедия О.К., Корженков А.М. Сейсмогравитационный рельеф в горных областях//Генезис рельефа: Тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. С. 62-64.
 40. Чигарев Н.В., Шивков Ф.С. Сравнительный анализ сейсмодислокаций Дагестанского и Сарыкамьшского землетрясений//Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического районирования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 41-47.
 41. Шукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Сов. энциклопедия, 1979. 703 с.
 42. Walker B. Earthquake. Alexandria, Virginia: Time-Life Books. 1982. 176 p.

Поступила в редакцию 5 сентября 1997г.

V.P. Vazhenin

Some principles of seismic zoning and paleoseismogeology (as exemplified by Russia's Northeast)

The present author examines the fundamental principles of paleoseismogeology which are used as a basis for seismic zoning. The author made a retrospective study of different standard maps of seismic zoning which cover the southeastern Chersky Seismic Belt including the Magadan Region. According to the results obtained, a non-declared "precedent principle" has been established, which is obviously used for seismic zoning purposes to predict only the earthquakes of the same intensity as the previous ones, and those which occurred only in places where such events had been recorded before. The prediction value of the standard maps published earlier was assessed in comparison with the subsequent seismic events. The prediction error for the earthquakes of 7-9 intensity points was established as exceeding 80%, i.e., the average under-estimation of seismicity was 1 or maximum 2 intensity points per one seismic event. The precedent principle of seismic zoning represents a well-known principle of inheritance pertaining to seismicity as well as to any other "long-living" geological process. Hence, it follows that the gross errors in predicting destructive earthquakes throughout the former USSR and Russia over the last few decades have been due to an insufficient "extent" of the destructive earthquake precedent used, whereas the precedent principle itself is quite valid. The lack of the destructive earthquake precedent is explained by the fact that the destructive earthquakes are scarce and repeat irregularly, and moreover, the duration of their observation is quite insufficient. In the author's opinion, the time span of retrospective observation of the seismicity destructive constituent can be significantly increased by up to 10,000 years by a wide use of available paleoseismogeological data for seismic zoning. According to this approach, paleoseismic dislocations, which are geological and geomorphological evidence of the old destructive earthquakes there, are qualified as natural paleoseismograms having the same accuracy of most determined parameters as the instrumentally obtained seismograms. A new paleoseismogeological method developed and widely tested by the author provides a much greater efficiency of an overall paleoseismogeological study of seismic areas in comparison with the known methods. The validity and accuracy of paleoseismogeological data are testified by the principles of actualism, of dynamic correspondence of gravitational paleoseismic dislocations to their formation conditions, and of correspondence of correlative accumulative and denudation seismicity-related topographic forms. The above-mentioned principles and the new paleoseismogeological method served as a basis for making a chart of destructive earthquake zones throughout the Chersky Belt. The validity of this chart was proved by the Gulf of Shelikhov Earthquake in 1996, which had an intensity of 8 points and had not been predicted by the standard seismic zoning maps.

СЕЙСМИЧНОСТЬ, БЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

С.В. Горкуша, А.О. Морин

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

По комплексу геолого-геофизических признаков и эпицентрии землетрясений литосфера юга Дальнего Востока разделена на ряд блоков, сходных по особенностям сейсмичности и геологического строения. Выделен ряд асейсмичных блоков, которые характеризуются максимальными амплитудами вертикальных движений, интенсивными минимумами гравитационного поля и повышенной мощностью земной коры, причем сейсмическая активность сосредоточена на их периферии и в разделяющих их зонах. В литосфере выделено два структурных этажа, блоковая делимость и сейсмичность которых различна. Для землетрясений с известными фокальными механизмами очагов землетрясений рассчитаны параметры сейсмогенерирующего тектонического стресса. Принципиально новыми являются полученные данные о выделении в регионе протяженных эквисеймотектонических зон, в пределах которых стресс сохраняет свой вид и направление. Выделено четыре зоны. В Туранской зоне сейсмогенерирующим является субширотное растяжение, в Селемджинской - близкое к одноосному сжатию в северо-западном направлении, в Зейской зоне - субширотное сжатие. В зоне Татарского пролива стресс близок к чистому сдвигу, с субгоризонтальным северо-западным растяжением. Линии цепочек землетрясений с магнитудой более четырех очерчивают зоны с различным тектоническим стрессом.

Общеизвестна важность сейсмического районирования. С одной стороны, оно основано на инструментально зарегистрированных землетрясениях, с другой опирается на экстраполяции. Очевидно, корректная экстраполяция может базироваться только на геолого-геофизических особенностях района. Однако указать конкретные связи между сейсмичностью и геологическим строением и выделить среди многообразных геологических и геофизических параметров территорий наиболее коррелирующие с сейсмичностью достаточно сложно. Кроме того, обычно игнорируются причинные аспекты сейсмичности - в частности, для Дальневосточного региона ранее практически не рассматривались сейсмогенерирующие тектонические напряжения. Мы полагаем, что решение подобных вопросов наиболее эффективно при формализованном анализе комплекса геологических, геофизических и сейсмологических данных. Опыт такого анализа, представленный в настоящей работе, показал возможность и необходимость разделения региона на ряд крупных блоков, различающихся своей сейсмичностью, геолого- геофизическим строением и тектоническим стрессом.

БЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ НА ОСНОВЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

При анализе сейсмичности использованы материалы по слабой сейсмичности с энергетическим классом $K \geq 8$ за период 1974-1995 гг [5,10], сильным зем-

летрясениям с $M \geq 4$ за период 1865-1995 гг [7,8,10], палеосейсмодислокациям [11] и механизмам очагов землетрясений [6,9]. Наряду с ранее отмеченными зонами [3], по совокупности сильных и слабых землетрясений выделен ряд новых зон субмеридионального и северо-восточного простиранья, а также намечены три асейсмичных окна (рис. 1,2). Наиболее крупным является Селемджинское окно, соответствующее одноименному блоку, наиболее отчетливо определяемому на карте сильных землетрясений. Это воздымающийся блок с максимальными значениями уровней изолиний по карте блоковой делимости [4] и проявляющийся в ряде других признаков: в гравитационном поле ему соответствует интенсивный минимум, по периферии блока определяются максимальные градиенты поля. Отметим, что наиболее интенсивная приповерхностная тектоническая расчлененность связана с юго-восточным флангом блока и обусловлена влиянием ответвления трансрегиональной разломной зоны Танлу. Дугдинское окно отчетливо определяется на карте слабых землетрясений и расположено между узлом пересечения разнонаправленных линейных зон повышенной сейсмичности, отделяющих ее от Селемджинского окна и упирающегося в асейсмичное окно, резко выклинивающейся активной оконечности Байкало-Охотского сейсмического пояса, не продолжающегося западнее 129 градуса восточной долготы. Следующим по выраженности и размерам является Баджалское асейсмичное окно, совпадающее с интенсивно воздымающимся одноименным блоком, расположенным юж-

нее. Известное сильное Баджалское землетрясение и три палеосейсмодислокации приурочены к узкой области, разделяющей Селемджинский и Баджалский блоки. Подобный набор геолого-геофизических признаков имеют Сихотз-Алинский воздымающийся блок, но сейсмостатистика в его пределах не позволяет пока рассматривать его как полноценное, статистически достоверное асейсмичное окно. Конечно, и выделенные три асейсмичные области определены в некоторой мере условно, на данный период наблюдения.

Из линейных зон повышенной сейсмичности наиболее отчетливо выделяется субмеридиональная зона землетрясений, проходящая практически вдоль 132 градуса восточной долготы - фрагмент Алдано - Желтоморского пояса, к которой приурочены как сильные, так и слабые землетрясения и также выраженная комплексом геолого-геофизических признаков [3]. По-видимому, это самая молодая структура, так как практически не картируется сколько-нибудь видимыми значительными разломами древнего возраста и возможно определяется скрытой системой субмеридиональных разломов. Наряду с ранее выделенной

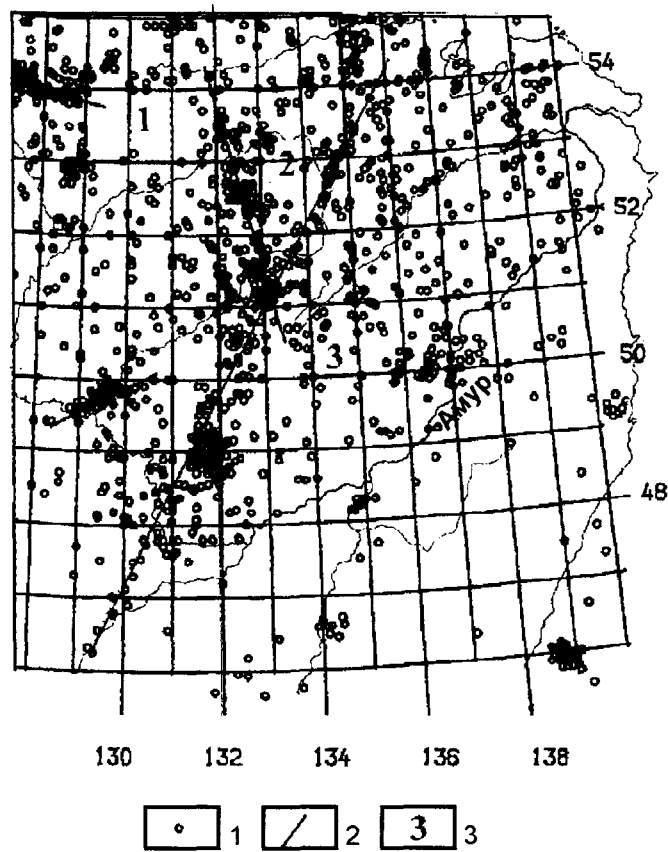


Рис 1. Землетрясения юга Дальнего Востока с $K \geq 8$ за период 1865-1995г.

1 - эпицентры землетрясений, 2 - линейные области максимальной концентрации землетрясений, 3 - асейсмичные окна (1-Дугдинское, 2-Селемджинское, 3-Баджалское).

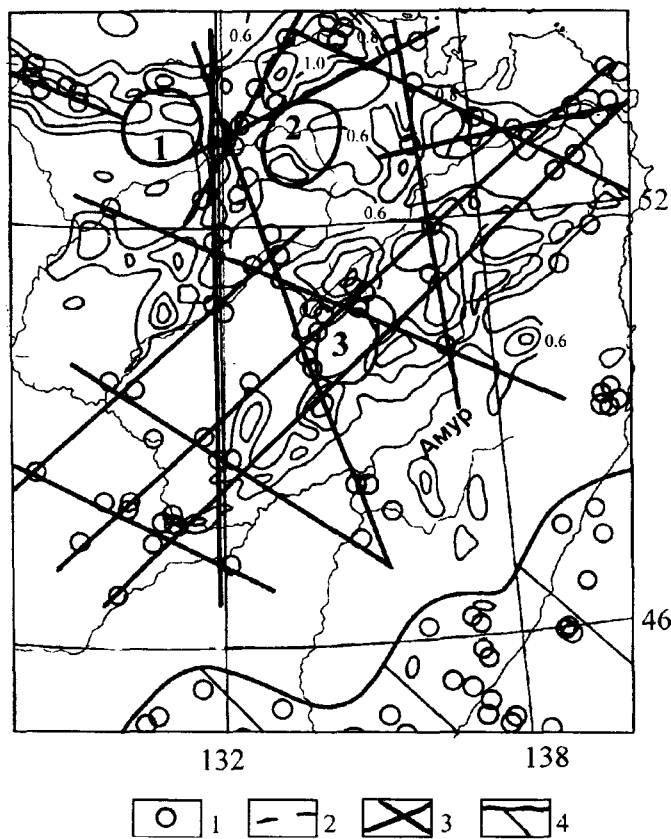


Рис 2. Основные оси сейсмичности, землетрясения с магнитудой более 4 и плотность разломов по космическим снимкам.

1-землетрясения с магнитудой более 4, 2-изолинии плотности разломов по космоснимкам, 3-оси вдоль линейных цепочек землетрясений(состоящих минимум из 5 эпицентров), 4-область глубокофокусных землетрясений, Асейсмичные области(1-Дугдинская,2-Селемджинская,3-Баджалская)

многими исследователями протяженной зоной повышенной сейсмичности северо-восточного простирания (зоной Танлусского сейсмического пояса), представленной на рис. 2 двумя параллельными линиями, следует отметить расположенную северо-западнее параллельную им зону Чангши, совпадающую с протягивающейся из Китая системой разломов мезо-кайнозойского возраста, с которыми связан базальтовый магматизм [14]. Раздельное рассмотрение карт слабой и сильной сейсмичности юга Дальнего Востока показало, что наряду с общими чертами существует ряд отличий. Так, наиболее протяженная зона сейсмичности северо-восточного простирания, хорошо прослеживаемая по эпицентрам слабых землетрясений(рис. 1), не выражена в сильных землетрясениях(рис. 2). Напротив, хорошо проявленный в землетрясениях с $M \geq 4$ пояс Танлу на карте слабой сейсмичности практически не проявлен. На рис. 2 вынесены максимальные уровни изолиний плотности разломов, закартиро-

Таблица 1. Распределение землетрясений по глубине и энергии

К	Количество землетрясений по интервалам глубин (км)							
	Σ	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-700
14	2				1			
13	7		2		2	1	1	1
12	13	1	3	2	1	1		1
11	41	2	19	7	3	1	1	1
10	125	26	24	13	8	2	3	2
9	316	62	75	20	14	7	12	6
8	1215	176	232	45	25	11	38	3

ванные по космическим снимкам[4]. Хорошо видно, что простирающиеся контуры изолиний повышенной плотности разломов согласуются с линиями, определяемыми компактными сгущениями эпицентров.

БЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА КОМПЛЕКСА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для более полного описания сейсмичности и корректного выделения блоков земной коры юга Дальнего Востока привлечены количественные методы анализа комплекса геолого-геофизических данных.

Дополнительной характеристикой сейсмичности является распределение землетрясений по глубине гипоцентров для всех энергетических классов К, где $K=1.8 M+4$. В таблице 1* приведены количественные характеристики распределения сейсмичности по энергии и интервалам глубин согласно каталогу слабых землетрясений за период с 1974 по 1995 гг. Граничные координаты области расчетов, охватывающей юг Дальнего Востока: 42° с.ш., 129° в. д.; 54.5° с.ш., 125° в.д.; 54.2° с.ш., 141.7° в.д.; 42° с.ш., 139° в.д. Как видно из таблицы 1, количество землетрясений восьмого энергетического класса на порядок больше десятого класса и на два порядка - двенадцатого. Больше число гипоцентров сильных землетрясений находятся на глубинах 15-30 км, в то время слабые очаги сосредоточены в основном на глубинах 5-10 км. Исключение составляют лишь землетрясения ареала глубоководных землетрясений, расположенного на юго-востоке района исследования (рис.2).

Ввиду того, что одновременное рассмотрение нескольких карт и их сопоставление представляет собой достаточно сложную задачу, был использован кластерный анализ, позволяющий легко оперировать одновременно со всеми исходными данными. Используемые данные были представлены в виде матриц площадью 950 км на 1450 км. В узлах равномерной сетки с шагом, равным 25 км по широте и долготе были сняты осредненные значения признаков - плотность по-

верхностных и определенных по космическим снимкам разломов, амплитуды вертикальных неоген-четвертичных движений земной коры, аномалии ΔG Буге, а также рассчитанные по ним осредненное и остаточное поле с шагом 50,25 км, модуль градиента поля ΔG Буге, мощность земной коры. Для формализованного деления исследуемой территории на блоки исходные данные подверглись автоматизированному разделению на кластеры [2]. Выделены основные блоки верхнего и нижнего структурных этажей литосферы, по разным наборам признаков характеризующих верхнюю часть земной коры и нижележащие толщи. По сейсмическим материалам [1], граница между этажами проходит на глубине порядка 15 км. Средние значения признаков в пределах кластеров, а также поведение последовательностей землетрясений, окружающих интенсивные воздымания, указывают на важную роль вертикальных перемещений, по-видимому, и обуславливающих характер напряжений в Селемджинском, Баджальском и Сихотэ-Алинских блоках. В таблицах

Таблица 2. Средние значения признаков в кластерах нижнего структурного этажа.

A	B	D	E	I	H
3	557	2.3	13.8	0.3	32.5
5	749	2	-0.5	0	0
2	521	9.2	-34.9	0.5	34.6
1	272	15.9	-62.9	0.7	37.1
4	105	2.8	-1.4	1.2	5.4

Таблица 3 Средние значения признаков в кластерах верхнего структурного этажа

A	B	C	G	F
1	591	2.1	4.0	0.6
2	921	0.2	1	0
3	692	2.4	-3.8	0.3

Примечание. А-номер группы, В-количество ячеек в группе; С...I-осредненные значения в пределах группы: С - плотности поверхностных разломов, D - амплитуд вертикальных движений земной коры, E - осредненного (с шагом 50 км) поля ΔG Буге, F - плотности разломов по космоснимкам, G - остаточного поля, H - мощности земной коры, I - модуля градиента ΔG Буге.

* Несовпадение общего количества событий с числом в таблице обусловлено отсутствием определений глубин ряда землетрясений.

2 и 3 приведены осредненные значения данных в пределах каждой выделенной группы (кластера) - для нижнего с (таб.2) и верхнего структурных этажей(-таб.3).

Нижний структурный этаж (рис.3а) представлен признаками, характеризующими глубинные структуры - это амплитуды вертикальных движений земной коры, осредненное гравитационное поле, модуль его градиента, мощность земной коры. К этому структурному этажу приурочено большинство сильных землетрясений с гипоцентрами, находящимися на глубинах свыше 15 км. Именно по этой глубине проходит его верхняя граница.

Простираение блоков внутри этажа большей частью субмеридиональное или северо-восточное. В центральной и юго-восточной частях региона отчетливо определяются Баджальский, Селемджинский и

Сихотэ-Алинские блоки, ранее наметившиеся по эпицентрии землетрясений первым кластером.

Землетрясения с $M \geq 4$ сосредоточены практически только во 2 и 3 кластерах и отсутствуют в 1 и 4 (таб.2). Если землетрясения Танлусского сейсмического пояса, сохраняя направление, проходят между Баджальским и Селемджинским блоками в ослабленной узкой зоне, то землетрясения Байкало-Охотского пояса и зоны Чангши (рис. 2,4а) ограничиваются Селемджинским блоком, очевидно более консолидированным и менее подверженным даже приповерхностной слабой сейсмичности (рис.1).

Верхний структурный этаж (рис.3 б). К нему условно отнесены признаки, характеризующие главным образом приповерхностные структуры - остаточные аномалии гравитационного поля, плотность разломов, поверхностных и определенных по космическим снимкам. Проекция землетрясений на структу-

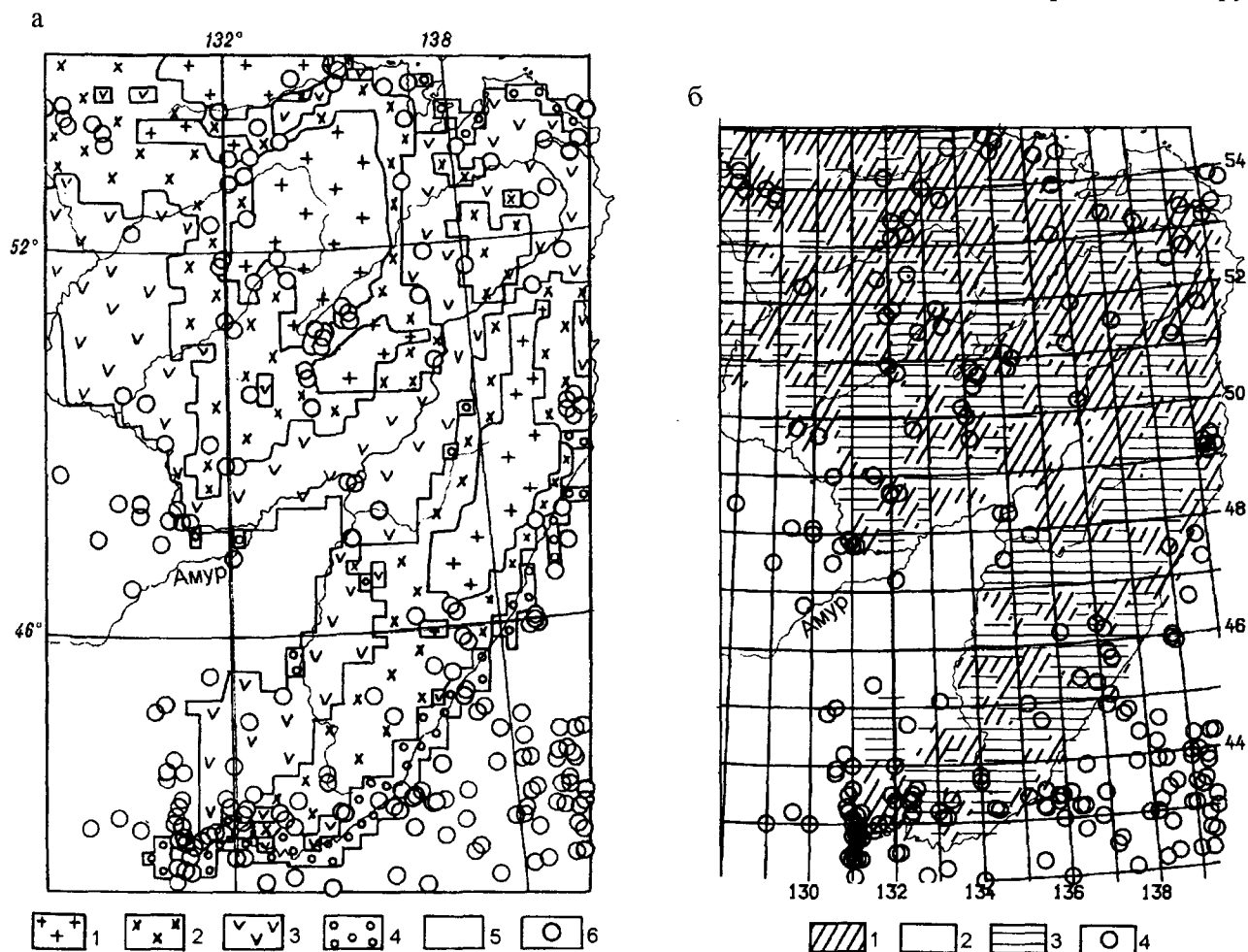


Рис 3. Районирование с помощью кластерного анализа

а-Нижний структурный этаж

1-5-номера кластеров(соответствие табл. 1), 6-эпицентры землетрясений с магнитудой более 4.

б -Верхний структурный этаж

1-3-номера кластеров(соответствие табл.2), 4-эпицентры землетрясений с магнитудой более 4

ры этажа показывает, что практически все землетрясения континентальной части района расположены в 1 кластере. Характерной чертой его является положительные значения остаточных аномалий ΔG Буге (табл.2).

Исключая обособленное Дугдинское асейсмичное окно, Селемджинское и Баджальское окна принадлежат третьему кластеру. К нему же относятся и ранее намеченное по эпицентрии Сихотэ-Алинское окно. Все они характеризуются повторяющимся набором геолого-геофизических параметров.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРЕССА

Методика определения тектонического стресса опирается на представление о наличии в деформируемом массиве произвольно ориентированных ослабленных поверхностей, по которым при воздействии внешних нагрузок происходят смещения по направлениям максимальных касательных напряжений, если величины этих напряжений на ослабленных поверхностях превосходят критические величины, определяемые соотношением Мора-Кулона. Степень снижения прочности на ослабленной поверхности по сравнению с ненарушенным массивом определяется коэффициентом трения скольжения (K_t) и колеблется от 0 - при полном отсутствии трения до 1, при котором прочность на сдвиг по поверхности равна прочности массива. Внешняя нагрузка определяется ориентировками осей главных нормальных напряжений (σ_1 —сжатия, σ_2 —промежуточной, σ_3 —растяжения) и видом напряженного состояния, характеризуемым параметром $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Величина Φ изменяется от 0 при одноосном сжатии до 1 при одноосном растяжении. Для трехосного напряженного состояния при равенстве величин сжатия и растяжения (деформация простого сдвига) $\Phi = 0.5$. Для любой внешней нагрузки может быть рассчитано направление и относительная величина максимального касательного напряжения на любой произвольно ориентированной ослабленной поверхности [13].

Суть использованного подхода заключается в последовательном переборе при выбранных параметрах всех возможных вариантов внешних нагрузок для нахождения такого из них, при котором угловое расхождение между расчетным и известным направлением смещения по какой-то ослабленной плоскости (или группы плоскостей) минимально и при этом величина касательного напряжения удовлетворяет критерию разрушения Мора-Кулона. В число параметров входят: максимальный допустимый угол расхождения

расчетных и известных сейсмогенных направлений смещения ($\alpha \leq 2^\circ$), коэффициенты трения ($K_t = 0.8$) и когезии ($C = 0$), давление флюида ($P = 0$); эти значения в проведенных расчетах приняты постоянными.

В данной работе в качестве ослабленных поверхностей рассматриваются нодальные плоскости с установленными направлениями смещений сейсмоактивных разломов для землетрясений* с определенными фокальными механизмами, известными из литературных данных [6,9]. Внешняя нагрузка будет характеризовать напряжения, вызывающие эти смещения (землетрясения), то есть сейсмогенерирующий тектонический стресс.

Для части землетрясений либо по их приуроченности к известным разломам, либо сейсмологическим данным была выбрана одна из альтернативных нодальных плоскостей [6,9]. Для Цицикарского, Кемского и Дальнегорского землетрясений как сейсмоактивные уверенно могут быть исключены субгоризонтальные сместители. Для Огоджинского, Хайхэского и Самаргинского землетрясений оснований для предварительной отбраковки нодальных плоскостей нет. В то же время выбор одной из альтернативных нодальных плоскостей весьма ответственен, поскольку ориентировка и кинематика разлома сильно влияют на вычисляемый стресс. Расхождения между направлениями осей напряжений могут достигать $20-30^\circ$. Например, для Джагдинского землетрясения ориентировки нодальных плоскостей составляют 33.66 (смещение 41.66) и 224.24 (смещение 216.24). В обоих случаях это взброс. Расчетные характеристики стресса составят: ориентировка оси сжатия - 38.39 , растяжения - 224.51 при $\Phi = 0.10$ при выборе первой и соответственно 39.02 , 143.84 , 0.18 при выборе второй нодальных плоскостей. В окончательные расчеты вовлечена вторая плоскость, поскольку известно, что землетрясение приурочено к Ланскому разлому, падающему в юго-западном направлении [6]. Однако в этом вариантестораживает пологое залегание нодальной плоскости, что не характерно для сейсмоактивных разломов. Отсюда ясно, что в определении характеристик регионального сейсмогенерирующего стресса возможны некоторые ошибки, связанные с неверным выбором сейсмореализованных плоскостей.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС

Для большинства землетрясений в [6, 9] приведены ориентировки главных нормальных напряжений. Однако эти значения можно рассматривать лишь как предварительную оценку направления регионального сейсмогенерирующего тектонического стресса,

* Наименования землетрясений приняты из [6] или даны по ближайшим географическим объектам

Таблица 4. Параметры очагов землетрясений Приамурья и характеристика напряженного состояния эквистектонических зон

Номер п/п	Координаты эпицентра		Ориентировка осей главн. норм. напряжений (Аз.Угол, °)**		Ориент. нодальн. плоскости (Аз.Уг., °)	Направл. левые сдвиги (Аз.Уг., °)	Данные из:	Климаатический тип сейсмогенного смещения	Зейская		Баджао-Турукая	Туранская		Татарского пролива	Наменовские зоны
	сев. шир.	вост. долг.	сжатия	растяж.					σ ₁	σ ₃		271.20	39.02		
1	54.4	125.4	230.46	110.26	338.35	265.11	[6]	лев. сбросо-сдвиг	1*	63	173	83	79	173	Зейское
2	54.3	126.5	250.07	341.06	26.89	296.10	[6]	лев. сдвиг	0*	28	155	166	117	119*	Турурингское
3	53.6	132.2	38.21	210.69	224.24	216.24	[6]	взброс	63*	0*	120*	92	53	131*	Джагдинское
4	54.4	137.0			138.60	121.59	[9]	пр. сдвиго-взброс	81	66	0*	113	136	17	Шантарское
5	52.5	132.5	94.44	0.03	217.58	145.27	[9]	лев. сбросо-сдвиг	82	120	1*	112	94	11*	Огоджинское
6	51.1	135.3	137.18	23.52	326.64	38.32	[6]	пр. сбросо-сдвиг	84*	177	-13	129	100	46	отбраковано
7	51.8	131.9			162.70	98.50	[6]	пр. сдвиго-взброс	77	160	0*	138	161	29*	Баджальское
8	48.7	126.6	178.45	271.03	105.48	52.34	[9]	лев. сбросо-сдвиг	164	107	108	1*	15*	74*	Туранское
9	48.6	126.2	96.51	262.39	305.62	234.31	[9]	лев. сбросо-сдвиг	162*	171*	53	3-	52*	30	отбраковано
10	46.6	139.4	23.51	283.08	55.58	126.27	[9]	пр. сбросо-сдвиг	166	162	25	1*	20*	5*	Хайхэское
11	47.7	139.7	136.77	304.13	269.84	220.81	[9]	сброс	174	102	38	1*	48*	23*	Цицикарское
12	45.3	136.9	142.27	306.62	138.49	74.27	[9]	лев. сбросо-сдвиг	160	105	131	19	1*	69	Самаргинское
					258.60	318.42	[9]	пр. сдвиго-взброс	150	79	106	19*	-0*	87	отбраковано
					306.58	306.58	[9]	сброс	145	151	44	48	0*	27	Кемское
					137.72	154.71	[9]	взброс	113	65	16*	94	118*	0*	Дальнегорское

Примечание.

* Удовлетворяет критерию разрушения Мора-Кулона.

**Принятый формат записи: АзимутПадения.УголПадения плоскостных и линейных элементов.

поскольку при определениях фокальных механизмов угол нодальных плоскостей и осей главных нормальных напряжений принимается в 45°, что верно только в первом приближении. Кроме того, при этих определениях не учитывается, что сместители разломов представляют ослабленные зоны, концентрирующие на себе напряжения вне- или в незначительной зависимости от ориентировки регионального стресса. Приводимые оценки вида напряженного состояния [6] имеют лишь качественный характер и основаны на кинематике сейсмогенных смещений - взбросовые рассматриваются как формирующиеся в условиях регионального сжатия, сбросовые - растяжения.

В табл.4 приведены результаты анализа фокальных механизмов землетрясений на основе вышеизложенного методического подхода. Совокупность сейсмоактивных разломов разделена на четыре группы, характеризующиеся абсолютным минимумом расхождений расчетных и сейсмогенных смещений для единого как по ориентировке, так и по виду напряженного состояния сейсмогенерирующего тектонического стресса. В табл. 4 они выделены жирной рамкой. В случаях, когда анализировались обе нодальные плоскости, по результатам анализа выделены сейсмо-реализованные разломы. Так, для Огоджинского и Хайхэского землетрясений отбракованы плоскости, смещения по которым имеют большее расхождение с расчетным направлением и одновременно не удовлетворяют критерию разрушения. Для Самаргинского землетрясения разбраковка нодальных плоскостей проведена, исходя из их ориентировки и кинематики смещения - выбран сбросо-сдвиг, параллельный береговой линии.

Джагдинское и Дальнегорское землетрясения не вошли в выделенные группы.

Обращает на себя внимание высокая сходимость (во многих случаях - совпадение) расчетных и сейсмогенных смещений для полученных групп. Она демонстрирует, с одной стороны, точность сейсмических определений фокальных механизмов землетрясений. С другой - говорит о неизменности сейсмогенерирующего тектонического стресса на значительных территориях. Например, эпицентры Туранского и Цицикарского землетрясений разделены более чем 500 км. Показательно также, что для групп с низким значением коэффициента напряженного состояния Φ, то есть соответствующего сжатию, преобладает взбросо-сдвиговый кинематический тип сейсмоактивных разломов - Турурингское, Джагдинское, Шантарское, Баджальское и Дальнегорское землетрясения. Напротив, при высоком значении Φ (условия растяжения) тип смещений во всех случаях сбросовой - Туранское, Хайхэское и Цицикарское землетрясения.

Полученные группы объединяют, хотя и во многих случаях весьма удаленные друг от друга, но

смежные землетрясения, причем, как правило, расположенные в одной и той-же геотектонической обстановке (рис. 4). Подобная пространственная и геоструктурная общность землетрясений, обусловленных единым тектоническим стрессом, позволяет рассматривать выделенные группы более широко - в статусе эквисеймотектонических зон. Подразумевается, что в пределах зон параметры стресса неизменны. Следует оговорить, что малое число и неравномерность размещения землетрясений с известными фокальными механизмами не позволяют провести развернутое сопоставление сейсмичности, тектоничес-

кого стресса и регионального геологического строения с проведением на этой основе законченного сейсмотектонического районирования юга Дальнего Востока. Предварительно, на данном этапе исследований, принимается, что границы эквисеймотектонических зон в значительной мере отвечают границам региональных геотектонических подразделений. На рис. 4 видно, что во многих случаях зоны с различным стрессом разделены также линиями повышенной сейсмической активности.

Ниже кратко охарактеризованы выделенные эквисеймотектонические зоны (рис. 4).

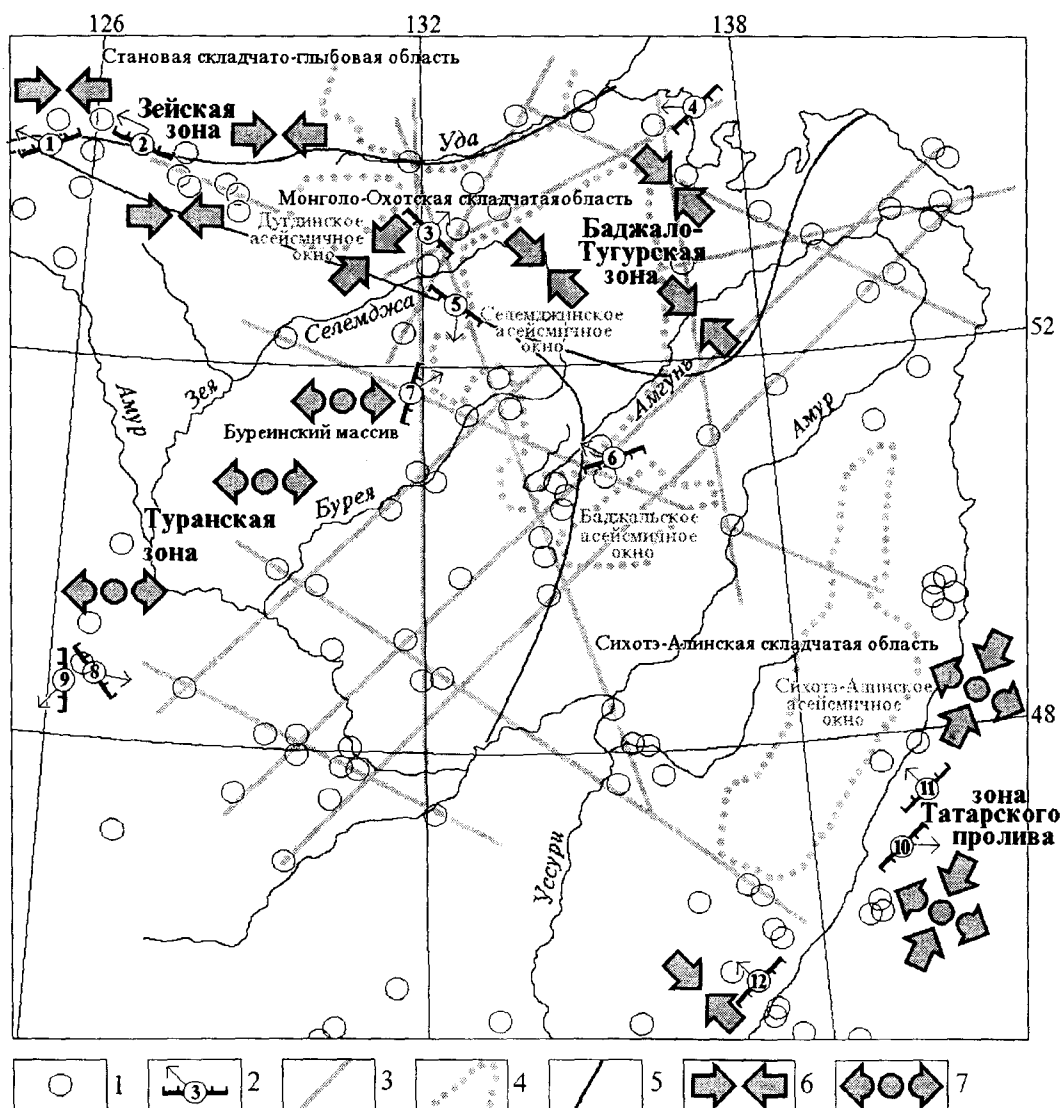


Рис 4. Сейсмогенерирующий региональный тектонический стресс и эквисеймотектонические зоны юга Дальнего Востока

1 - Эпицентры землетрясений с магнитудой более 4; 2 - положение нодальной плоскости с указанием направления смещения в очаге землетрясения, номер соответствует табл. 4; 3 - оси линейных цепочек землетрясений с магнитудой более 4; 4 - асейсмические окна; 5 - границы главных геотектонических единиц; 6 - направление регионального сейсмогенерирующего тектонического сжатия; 7 - направление регионального сейсмогенерирующего тектонического растяжения

Зейская зона. В нее входят Зейское и Тукурингское землетрясения. Эти землетрясения входят в группу, маркирующую восточный фланг Байкало-Охотского сейсмического пояса. Движения по сейсмоактивным разломам имеют левосдвиговый характер [6]. Региональный стресс, максимально соответствующий сейсмогенным смещениям (табл. 4, справа), характеризуется следующими параметрами: ориентировка сжатия - 271.20 (здесь и далее указан Азимут. Угол падения оси), растяжения - 149.55, вид напряженного состояния $\Phi = 0.20$, то есть сейсмогенерирующим является широтное субгоризонтальное сжатие, что вполне согласуется с данными [6]. В геоструктурном отношении зона отвечает палеозоидам Монголо-Охотской складчатой области.

Значительно восточнее этой группы землетрясений и отделенный от них Дугдинским асейсмичным окном, расположен эпицентр Джагдинского землетрясения. Оно приурочено к Ланскому разлому. Ориентировка стресса для землетрясения заметно отличается от Зейской области: ось сжатия ориентирована в северо-восточном направлении 39.02 при вертикальном растяжении 143.84 и $\Phi = 0.18$.

Баджало-Тугурская зона объединяет Шантарское, Огоджинское и Баджальское землетрясения, расстояние между которыми составляет 200-250 км. Ориентировка оси сжатия для области составляет 125.33, растяжения 232.23. Обращает на себя внимание необычайно низкое значение коэффициента вида напряженного состояния $\Phi = 0.06$, что соответствует практически одноосному сжатию. Землетрясения группы расположены в пределах палеозойд Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых зон, по периферии Баджальского асейсмичного окна.

Туранская зона выделена по Туранскому, Хайхэскому и Цицикарскому землетрясениям. Все эпицентры расположены в пределах Буреинского массива. Включающая их сейсмическая зона описана выше, при анализе карт сейсмичности. Несмотря на значительное удаление эпицентров и невыдержанность в ориентировке нодальных плоскостей, фокальные механизмы четко обособляются в отдельную группу с ориентировкой оси сжатия 5.45 и растяжения 264.11. Параметр $\Phi = 0.79$, то есть сейсмогенерирующим в пределах зоны является субгоризонтальное широтное растяжение, что согласуется с данными [14] и отличает эту зону от других выделенных зон, для которых характерны обстановки сжатия. Вероятно, такой стресс охватывает всю территорию Буреинского массива с перекрывающимися его крупными кайнозойскими впадинами - Амуро-Зейскую и Суньялю.

Зона Татарского пролива выделена по Самаргинскому и Кемскому землетрясениям, которые тяготеют к группе многочисленных глубокофокусных

подводных землетрясений. От Туранской зоны они отделены Сихотэ-Алинским асейсмичным окном, отвечающим центральной части Сихотэ-Алинской складчатой области. Нодальные плоскости Самаргинского и Кемского землетрясений представляют сбросы с левосдвиговой компонентой, параллельные простиранию пролива. Ориентировка оси растяжения в зоне субгоризонтальна, поперек Татарского пролива, и составляет 284.08, сжатия - 24.52. Хотя направления стресса близки к определенным для Туранской зоны, стресс в зоне Татарского пролива заметно отличается видом напряженного состояния: $\Phi = 0.42$, что соответствует приблизительно равному равенству абсолютных величин сжатия и растяжения.

Для Дальнегорского землетрясения, эпицентр которого расположен на материке, в мезозоидах Сихотэ-Алинской складчатой области, стресс близок к одноосному сжатию ($\Phi = 0.11$). При этом ориентировка оси сжатия северо-западная 140.48, а растяжение приблизительно сохраняет направление относительно зоны Татарского пролива - 299.40.

ВЫВОДЫ

1. На юге Дальнего Востока России определены блоки, характеризующиеся сходными свойствами по комплексу данных. Выделены асейсмичные окна, которые также характеризуются максимальными амплитудами вертикальных движений, интенсивными минимумами гравитационного поля и повышенной мощностью земной коры.

2. Максимум сейсмической активности тяготеет к периферии воздымающихся блоков.

3. Район исследования разделен на крупные эквистеймотектонические зоны, в пределах которых тектонический стресс имеет одинаковый характер и направление. Эти зоны в значительной мере согласуются с геоструктурным районированием региона и делимостью земной коры и верхней мантии, определенной по комплексу сейсмических, геологических и геофизических данных.

4. Тектонический стресс в разных зонах кардинально различен. В Туранской зоне сейсмогенерирующим является субширотное растяжение, в Селемджинской - близкое к одноосному сжатию в северо-западном направлении, в Зейской зоне - субширотное сжатие. В зоне Татарского пролива стресс близок к чистому сдвигу с субгоризонтальным северо-западным растяжением.

5. Осевые линии по цепочкам землетрясений с магнитудой более четырех очерчивают зоны с различным тектоническим стрессом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бормотов В.А., Горкуша С.В. Сейсмическая модель литосферы Приамурья и связь сейсмичности с глубинным

- строением Комсомольско-Баджалского района по геофизическим данным//Количественная оценка сейсмической опасности на Дальнем Востоке: Тез. докл. 9 науч. сес. МС СССР. Южно-Сахалинск, 1991. С.10-12.
2. Горкуша С.В. Изучение сейсмичности и глубинного строения Восточного Приамурья на основе кластерного анализа //Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, N 4. С. 67-76.
 3. Горкуша С.В., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов//Тихоокеан.геология. 1993. N 3. С.32-51.
 4. Горкуша С.В., Онухов Ф.С. Неотектоника, гравитационное поле и сейсмичность юга Дальнего Востока // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тез. докл. XXIX Тектон. совещ. М.: МГУ, 1996. С.37.
 5. Землетрясения в СССР в 1962-1989 гг. М.: Наука, 1964-1993.
 6. Козьмин Б.М. Механизм очагов сильных южно-якутских землетрясений//Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978. С.58-71
 7. Каталог землетрясений Мира 1928-1986 (PDE USCGC-USGS). США. 1987.
 8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975г./ Отв.ред. Н.В.Шебалин, Н.В.Кондорская, М.: Наука, 1977. 535 с
 9. Рудик М.И. Параметры очагов землетрясений Приморья и Приморья//Землетрясения в СССР в 1962-1989 гг. М.: Наука, 1964-1993.
 10. Сейсмологический бюллетень Дальнего Востока/Отв. сост. А.А.Шолохова. Раздел 3. Южно-Сахалинск, 1990-1995 гг.
 11. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Геология и сейсмичность зоны БАМ. М.: Наука, 1985. С.12-19.
 12. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края и Амурской области/Сост. Анойкин В.И., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. 1:2.500000. 1991
 13. Hardcastle K.C., Hills L.S. BRUTE3 and SELECT: Quick Basic 4 programs for determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault-slip data // Computers & Geosciences. 1991. V.17, N1. P.23-43
 14. Ren Jishun (Jen Chi-shun), Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, Qin Deyu. Geotectonic Evolution of China // Science Press Beijing. 1987. 203 p.

Поступила в редакцию 5 сентября 1997 г.

S.V.Gorkusha, A.O.Morin

Seismicity, block divisibility and tectonic stress in Russia's Far East South

Based on a set of geological-geophysical data and also on location of earthquake epicenters, the Far East South lithosphere is divided into a number of blocks similar as to seismicity and their geologic structure. A number of aseismic blocks is distinguished; they are characterized by the maximum amplitudes of vertical crustal movements, the intensive minima of the gravity field, and by increased crustal thickness, with seismic activity being concentrated on the periphery and in the zones separating the above blocks. Two structural stages are discerned within the lithosphere with a different number of blocks distinguished and seismicity values observed. The depth of stage interface reaches about 15 km. For the earthquakes with the known focal mechanisms the parameters of seismogenerating stress are computed. The data on the extended equiseismotectonic zones distinguished within the regions where the stress state and stress orientation are constant can be considered as the principal ones. Four equiseismotectonic zones are singled out in the study area. In the Turansky zone sublatitudinal extension is seismogenerating, while in the Selemjinsky zone, close to the north-eastward uniaxial compression, and in the Zeysky zone, seismogenerating is sublatitudinal compression. In the Tatar Strait zone the stress is close to pure shear, with subhorizontal north-westward extension. The chains of earthquakes with $M > 4$ are contouring the zones with different tectonic stress.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИАМУРЬЯ

*В.А.Бормотов, А.А.Войтенко**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Изучена миграция землетрясений Восточного Приамурья в области Танлу-Курской региональной зоны сейсмоактивных разломов. Для анализа использовались данные о сейсмичности в полосе от Ляодунского залива до северо-восточного побережья острова Сахалин. По данным за текущее столетие в зоне выделена серия региональных цепочек землетрясений, характеризующихся скоростью миграции в 100-110 км/год. В районах Нефтегорского (1995 г.) и Хайченгского (1975 г.) землетрясений на фоне региональной миграции обнаружена миграция с меньшей скоростью, приблизительно в 10 км/год. Предложена схема подготовки этих землетрясений и обосновано продолжение Танлу-Курской сейсмогенной зоны в северо-восточном направлении на северную часть острова Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Задачи сейсмического районирования и прогноза землетрясений требуют для своего решения проведения пространственно-временного анализа сейсмичности [12, 13]. Особенности пространственного распределения очагов землетрясений в Восточном Приамурье и Северо-Восточном Китае изучались многими исследователями, как российскими, так и китайскими. Подробные сводки этих исследований приведены в обобщающих работах [3, 4, 8], где сейсмоактивные зоны выделялись, в первую очередь, по концентрации землетрясений и разломов. При возможности фиксировалось и изменение их суммарного сейсмического режима во времени. Наиболее корректно это было сделано для территории Китая, где выделились следующие характерные периоды: 150 ± 15 , 55 ± 10 , 25 ± 5 , 14 ± 2 и 4 ± 1 лет [4]. Самой значительной сейсмогенерирующей структурой региона считается Танлу-Курская разломная зона, прослеживающаяся от устья реки Хуанхэ до низовьев Амура. Она рассматривалась В. В. Николаевым при изучении сейсмичности восточного Приамурья [8, 9]. До низовьев Амура ее трассировали и китайские сейсмологи, предполагая возможность продолжения сейсмогенных разломов в Охотское море, севернее острова Сахалин [17]. Рассматривая северное окончание Сахалина как узел пересечения разломов: северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания, авторы [1] посчитали обоснованным проведение пространственно-временного анализа сейсмического режима региональной зоны на протяжении от Ляодунского залива до северо-восточного шельфа Сахалина. Длина разломной зоны, выделенной таким образом, составляет около 2200 километров, а максимальная магнитуда наблюдавшихся в последнее

двадцатилетие землетрясений превышала 7. По классификации В.И. Уломова [13], сейсмогенные разломные зоны такого ранга относятся к разряду "региональных первого порядка".

В пределах протяженных сейсмогенных зон нередко наблюдается явление миграции сейсмической активности. Классическим примером миграции очагов сильных землетрясений считаются процессы, происходившие в районе Северо-Анатолийского разлома после сильнейшего Эрзинджанского землетрясения 1939 г. Спитакское землетрясение, произошедшее на северной ветви Анатолийского разлома, также укладывается в схему миграции [13]. Другим классическим примером являются процессы, происходящие в пределах окраины Тихого океана [2, 15].

В конце 60-х - начале 70-х годов текущего столетия на южном фланге Танлу-Курской региональной зоны произошла серия сильных землетрясений с магнитудой более 6. Наблюдавшаяся цепочка землетрясений позволила китайским сейсмологам сделать вывод о том, что происходит миграция сейсмической активности от низовьев реки Хуанхэ и залива Бохайвань в северо-восточном направлении, через Ляодунский залив. Процесс миграции завершился Хайченгским землетрясением 1975 г. с магнитудой 7.3, которое было успешно предсказано, в том числе и благодаря использованию сведений о миграции землетрясений. Скорость миграции, по оценке Шольца [16], составляла 110 км/год. Далее на северо-восток миграционный процесс не прослеживался. В настоящей работе исследуется развитие сейсмического процесса вдоль Танлу-Курской зоны. При этом под "пространственным" распределением землетрясений подразумевается распределение эпицентров по площади исследуемой территории, а под "миграцией" - не

только миграция очагов землетрясений, но и активизация смежных участков сейсмичной области.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для анализа использована информация о сейсмичности Приамурья и Северо-Восточного Китая, взятая из "Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР", сборников "Землетрясения в СССР", каталогов Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, сейсмологических бюллетеней Опытной-методической экспедиции ИФЗ РАН и китайских источников [3, 17]. Наиболее представительными являются данные по территории Приамурья за период 1975-1990 гг. В этот период сеть региональных сейсмических станций позволяла регистрировать на территории Приамурья землетрясения вплоть до 7-8 энергетического класса. Для других территорий и периодов времени имелись лишь сведения о землетрясениях магнитуды выше 4-4,5. При изучении коровой сейсмичности отбирались землетрясения с глубиной очага не более 50 километров.

Имеющиеся данные о гипоцентрах землетрясений занесены в машинный каталог и используются в виде:

1) Графиков условной высвобожденной деформации (графики Беньоффа), отражающих временной ход сейсмического процесса для заданных участков сейсмоактивного региона [11]. Условная деформация определяется как квадратный корень из энергии землетрясения. Энергия рассчитывалась по энергетическому классу. В некоторых случаях с помощью графиков Беньоффа удается оценить временной сдвиг процессов высвобождения сейсмической энергии в анализируемых областях.

2) Диаграмм распределения очагов землетрясений в проекции на ось линейной сейсмогенной зоны. При этом по оси абсцисс откладывается расстояние от условного начала сейсмогенной зоны до точки-проекции эпицентра на ось зоны, по оси ординат - время. Землетрясение изображается на двумерной диаграмме кружком, радиус которого пропорционален размерам очага. Размеры очага L (для кругового очага - диаметр) оценивались по эмпирической формуле Н.В.Шебалина: $L=10^{0.5M-1.8}$, где M - магнитуда землетрясения. Пространственно-временные диаграммы позволяют свести трехмерную пространственно-временную картину распределения землетрясений к двумерной диаграмме.

3) Карт эпицентров, построенных для определенных интервалов времени. При построении карт применялась геоинформационная система (ГИС) "Географ", разработанная в Институте Географии РАН. Карты наиболее информативны, позволяют выявлять сложные формы пространственно-времен-

ного распределения очагов землетрясений (не только миграцию вдоль линейной зоны, но и области сейсмического затишья, кольцевую сейсмичность).

Карты строились для территории Приамурья и Северо-Восточного Китая, пространственно-временные диаграммы - вдоль предполагаемых направлений сейсмогенных зон. Ширина полосы проецирования эпицентров вдоль региональной сейсмогенной зоны на ось диаграммы составила около 600 километров. Расширение полосы исследования до 600 км позволило охватить наиболее крупные системы разломов северо-восточного простирания, "сопровожающие" основную систему разломов (Танлу - Курскую). Данные о разломной тектонике взяты из российских [5] и китайских [17] источников. Для построения графиков Беньоффа в пределах полосы, охватывающей Танлу - Курскую зону, были выделены три фрагмента (рис.1).

Южный (Хайченгский) фрагмент охватывает район Ляодунского полуострова, побережье Ляодунского залива. Наибольшая сейсмическая активность в нем отмечалась в начале 70-х годов.

Северный фрагмент (Нижне-Амурский) включает район Нижнего Амура и Северного Сахалина, его высокий сейсмический потенциал очевиден. Целесообразность объединения островной и континентальной частей в один фрагмент понятна, например, при ознакомлении с гравиметрическими данными и детальными картами слабых землетрясений, на которых фрагмент просматривается как единая структура.

Наименее сейсмически активным в прошлом был Центральный фрагмент зоны. Все три фрагмента характеризуются неоднородным геологическим строением, осложнены пересечением разломных зон субширотного и субмеридионального направления. Их тектонический режим и возраст слагающих геологических образований существенно различаются. Если Южный и Северный фрагменты в тектоническом отношении близки к активизированной платформе, то Центральный может быть отнесен к мезозойской складчатой области, слагающие его геологические образования - наиболее "молодые" в пределах Танлу-Курской зоны.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На первом этапе исследований оценивались временные соотношения сейсмического процесса для трех указанных выше фрагментов региональной сейсмогенной зоны: Южного (Хайченгского), Центрального и Северного (Нижне-Амурского). Предполагалось, что если миграция сейсмической активности существует, то она будет проявлена в виде сдвига моментов активизации участков во времени. Для выявления этого возможного сдвига были

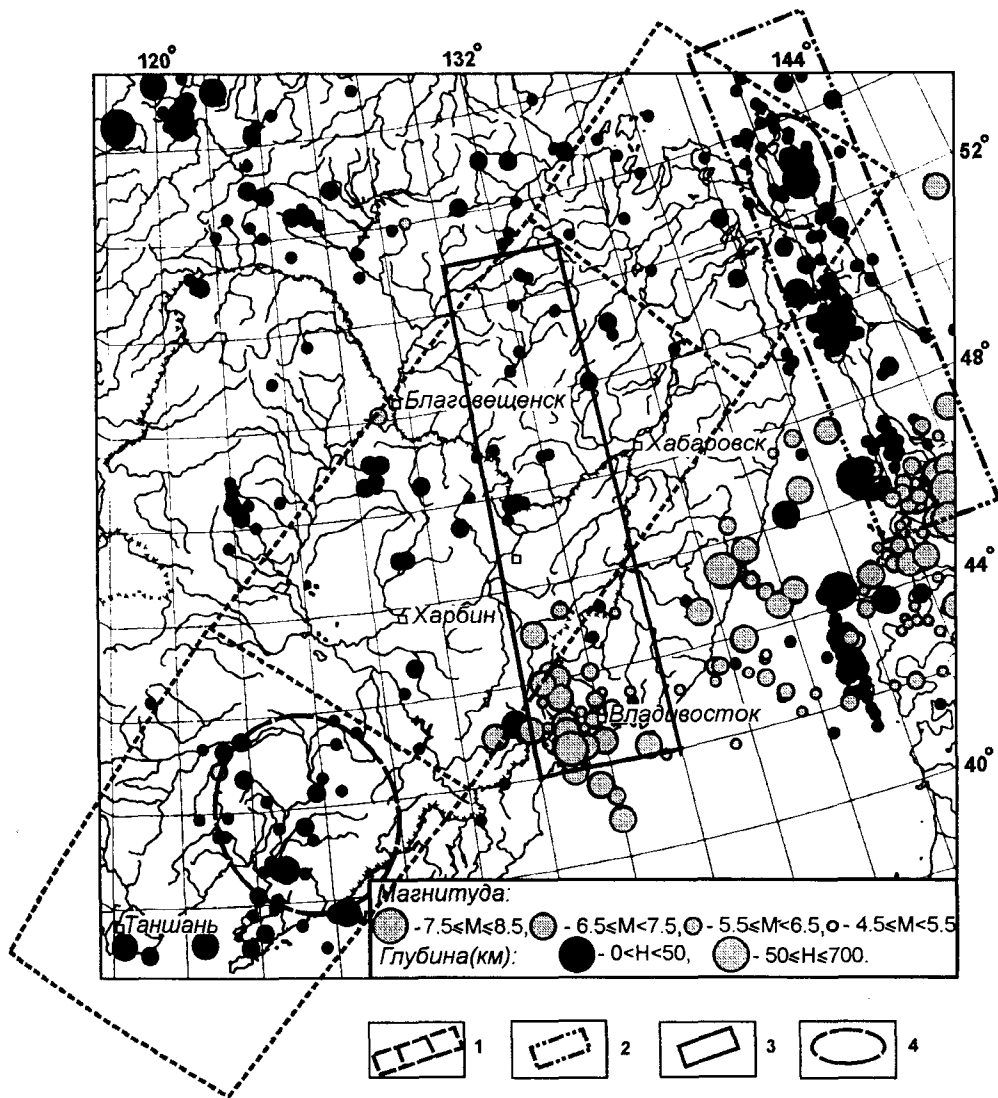


Рис.1. Карта эпицентров землетрясений до конца 1997г.

1- контур полосы, взятой при исследовании региональной сейсмогенной зоны; 2- контур полосы, включающий район Нефтегорского землетрясения (май 1995г.); 3- контур полосы вдоль субмеридиональной сейсмогенной зоны; 4- контуры районов подготовки землетрясений по проявлению кольцевой сейсмичности: Нефтегорского (1995г.), Хайченгского (1975г.).

построены графики Бенъоффа (рис.2). При рассмотрении графиков обнаруживается наличие двух хорошо выраженных циклов “миграции” сейсмичности по простиранию сейсмоактивной зоны (циклы А и В). “Миграция” в данном случае проявлена как процесс последовательной активизации больших смежных участков сейсмогенной зоны. Оба цикла начались с сильных землетрясений в Северо-Восточном Китае, закончились сейсмическими событиями на севере Сахалине, а в Центральном фрагменте проявились землетрясения умеренной силы.

Цикл А начался в 1940-45 гг. и завершился около 1965 г. Цикл В продолжался с 1970-1975 гг. до 1995 г. В обоих случаях длительность цикла составила 20-25 лет. Учитывая, что расстояние между центрами Южного и Северного фрагментов составляет около 2000 км, получим для скорости миграции значение 100-80 км/год, то есть близкое к величине 110 км/год, определенной Шольцем для территории Северо-Восточного Китая [16].

Более полное представление о развитии миграционного процесса дают пространственно-временные диаграммы. Для Танлу-Курской зоны диаграмма приведена на рисунке 3. На диаграмму выносились очаги землетрясений, начиная с $M=4$. Хорошо видны две миграционные цепочки землетрясений, соответствующие циклам А и В с временным интервалом около 30 лет. Величина этого интервала совпадает с упомянутым выше периодом 25 ± 5 лет, выделенном при исследовании периодичности сейсмоактивности в Китае. Особенно отчетливо видна цепочка для 1970-1995 годов. Скорость миграции оценивается в 100-110 км/год. Прохождение миграционного “фронта” было отмечено сильными землетрясениями в Китае и на Сахалине, а умеренными и слабыми - в Центральном фрагменте. Не исключено наличие и промежуточных цепочек, разделённых интервалом около 10 лет и подобных тем, что отмечаются на северо-западной окраине Тихого океана [2] и в других регионах [6, 10].

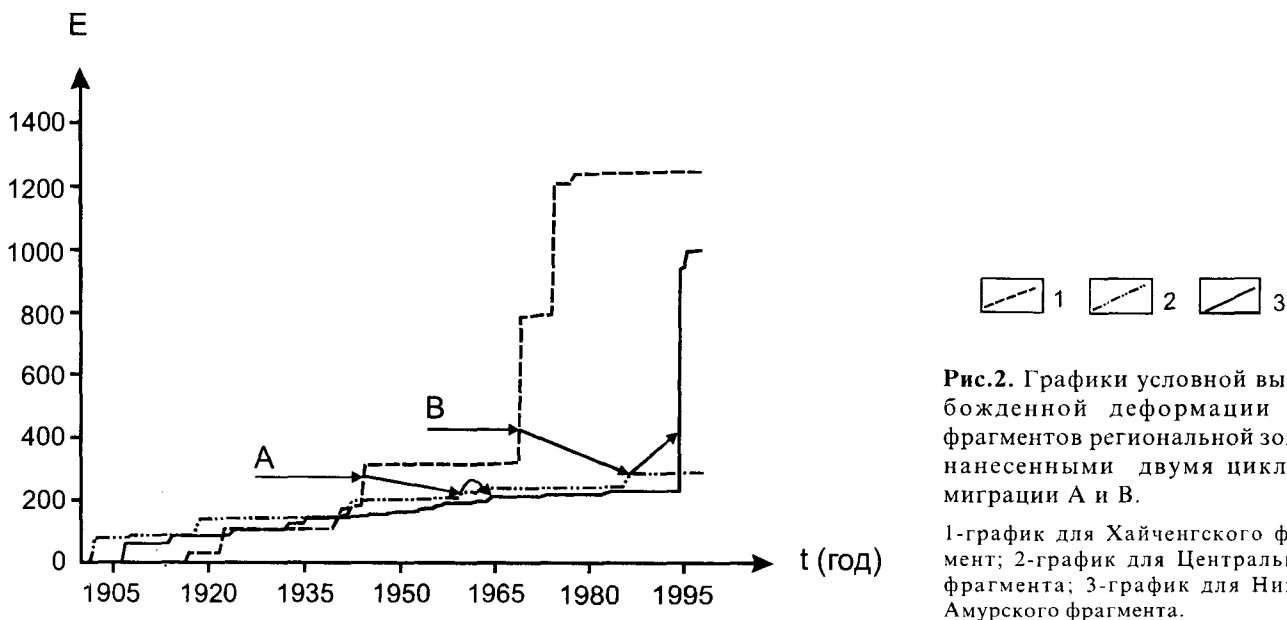


Рис.2. Графики условной высвобожденной деформации для фрагментов региональной зоны с нанесенными двумя циклами миграции А и В.

1-график для Хайченского фрагмента; 2-график для Центрального фрагмента; 3-график для Нижне-Амурского фрагмента.

Процесс, который может быть отнесен к миграции “низкоскоростного” типа, наиболее полно проявился в Нижне-Амурском районе, в период подготовки Нейтегорского землетрясения 1995 года. Этот процесс прослеживается по цепочке умеренных и слабых землетрясений и охватывает временной интервал с 1920 по 1965 годы. Значение скорости миг-

рации данного типа составляет около 10 км/год. Вследствие пониженной скорости миграционная последовательность хорошо проявлена на диаграмме. По завершению процесса миграции умеренных землетрясений в район будущей очаговой области, в ней с 1965 года начинает развиваться область сейсмического затишья. При этом также может быть вы-

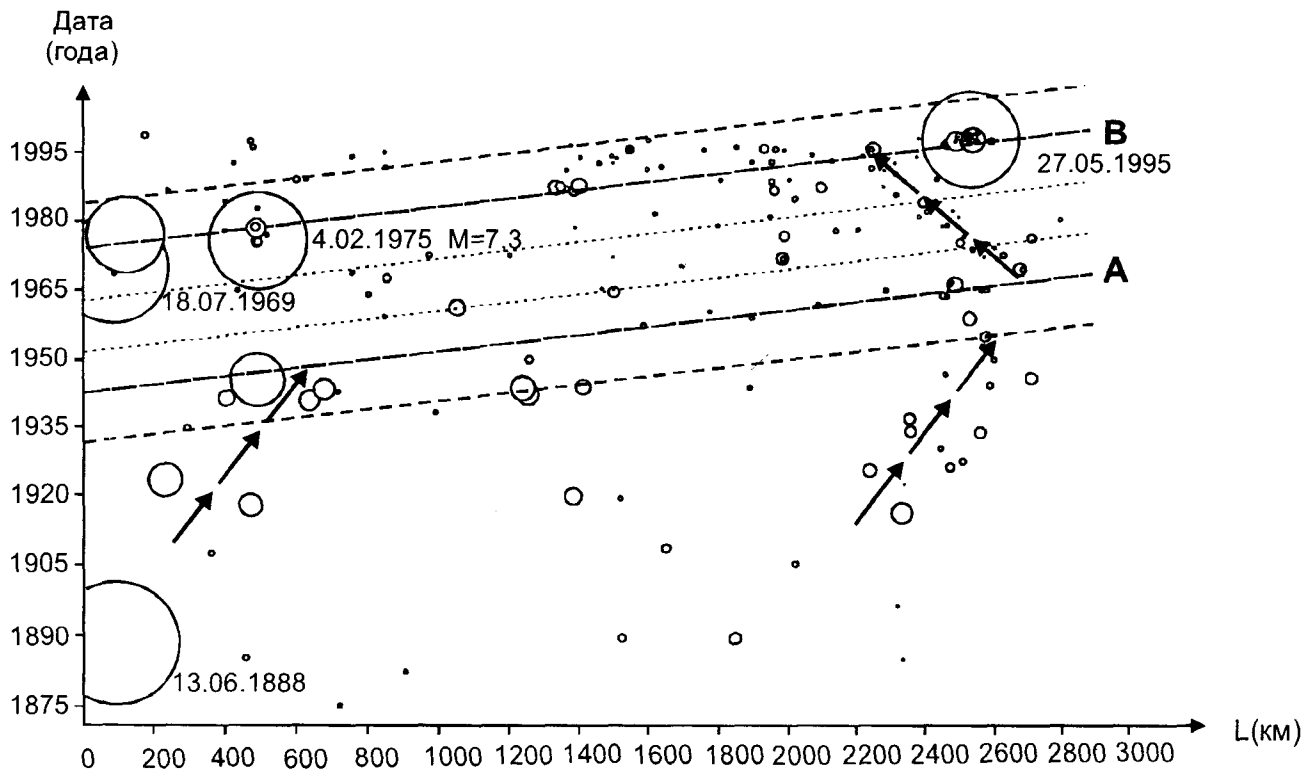


Рис.3. Пространственно-временное распределение землетрясений по региональной сейсмогенной зоне.

Радиус кружка пропорционален размеру очага землетрясения, пунктирными линиями показаны оси миграционных цепочек со скоростью 100-110 км/год, стрелками - со скоростью около 10 км/год.

делена миграция слабых землетрясений, но уже в направлении от центра на юго-запад, примерно с той же величиной скорости.

Вероятно, аналогичный процесс имел место и в период подготовки Хайченгского землетрясения: по крайней мере, процесс миграции в район будущей очаговой области выделяется уверенно.

Более полное представление о развитии сейсмичности в очаговых зонах Нефтегорского и Хайченгского землетрясений дают карты эпицентров (рис.4-8), построенные с интервалом 20-25 лет.

В первой четверти XX века произошло несколько землетрясений на Нижнем Амуре и в средней части Сахалина (рис.4). В период 1926-50 годов сейсмичность охватила северную часть Сахалина с юга и востока (район будущего Нефтегорского землетрясения) (рис.5). В 1951-75 годах сейсмоактивность проявилась на всей территории севера Сахалина (рис.6). Период с 1975г. по май 1995 характеризуется областью сейсмического затишья, оконтуренной кольцевой сейсмичностью (рис.7). После землетрясения с магнитудой более 7 центральная часть района сейсмического затишья, ставшая очаговой

зоной землетрясения, быстро заполнилась афтершоками (рис.8). На рисунке видно, что на северо-западном и южном флангах очаговой области цепочками слабых землетрясений проследились фрагменты сейсмоактивных разломов северо-восточного простирания. Это можно считать ещё одним подтверждением трассирования на северный Сахалин Танлу-Курской региональной зоны.

Рассматривая район Хайченгского землетрясения (рис.4), можно отметить, что там землетрясения в начале века происходили южнее области, выделенной китайскими сейсмологами по кольцевой сейсмичности [13]. Во второй четверти века землетрясения переместились на северо-восток, обтекая контур будущей очаговой области (рис.5). И в последние десятилетия до основного события, землетрясения произошли на северо-востоке, завершая образование кольца. Развитие очаговой зоны завершилось основным сейсмическим событием (рис.6).

Таким образом, по крайней мере, дважды в изучаемом районе наблюдалось сочетание сейсмического затишья в очаговых областях будущих землетрясений с кольцевой сейсмичностью. Сейсмичес-

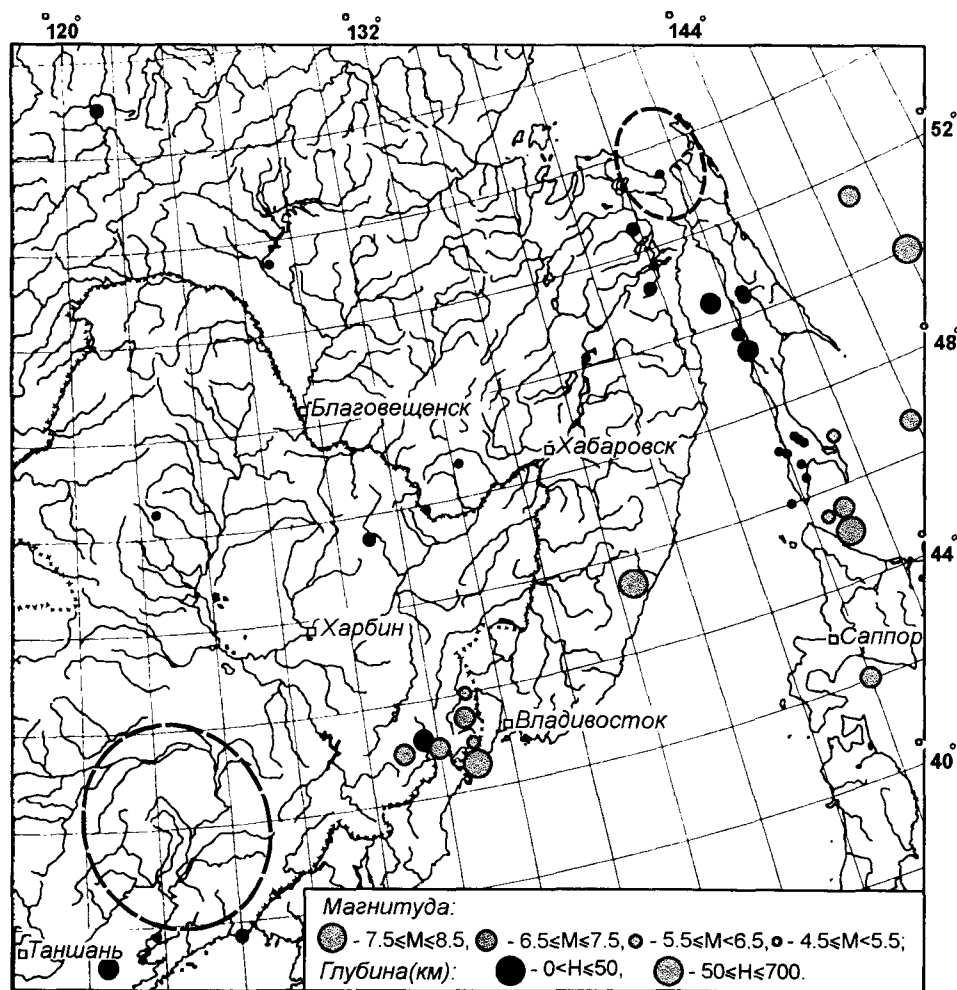


Рис.4. Карта эпицентров землетрясений за 1900-1925 гг.

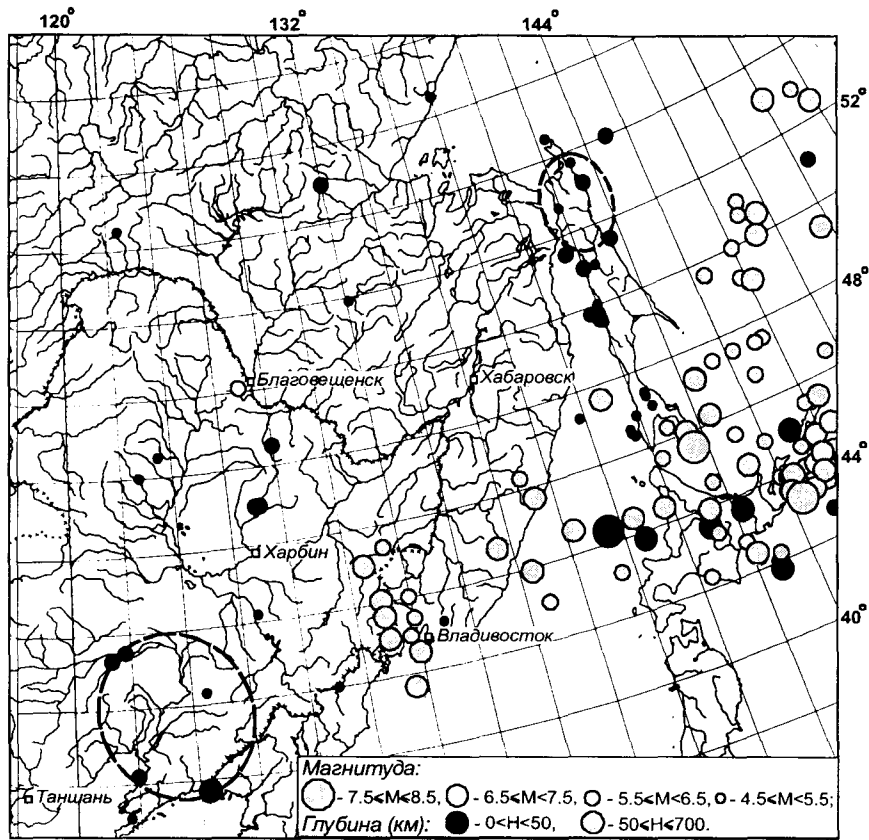


Рис.5. Карта эпицентров землетрясений за 1926-1950 гг.

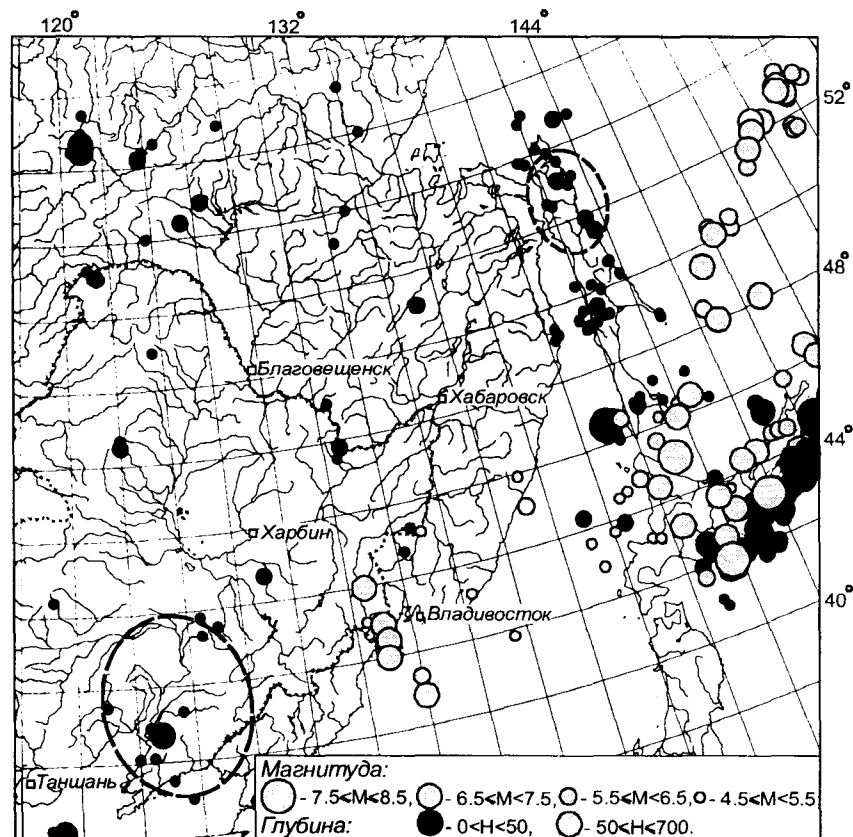


Рис.6. Карта эпицентров землетрясений за 1951-1975 гг.

кое затишье в очаговой зоне Нефтегорского землетрясения длилось около 30 лет. Это показано на рис.9, где представлено пространственно-временное распределение землетрясений с $M \geq 4,5$. Явление сочетания сейсмического затишья с кольцевой сейсмичностью рассматривалось Моги [7], который обобщил эмпирические зависимости между длительностью периода затишья и величиной ожидаемого землетрясения. Согласно этой зависимости при 30-летнем периоде затишья, наблюдавшемся в очаговой зоне Нефтегорского землетрясения, прогнозная магнитуда должна была бы составить не менее 7.

Таким образом, в пределах изучаемой зоны мы наблюдаем три формы проявления процессов миграции.

1. Последовательное возникновение достаточно сильных землетрясений на относительно близких участках зоны. Происходит "вспарывание" разломной зоны, когда каждое землетрясение вследствие перераспределения механических напряжений в какой-то мере содействует возникновению следующего.

2. Миграция области сейсмической активизации вдоль сейсмогенной зоны. Волна активизации

прокатывается по всей зоне от начала до конца за 20-25 лет. Но повышение сейсмической активности далеко не всегда сопровождается сильными событиями, часто наблюдаются рои слабых и умеренных землетрясений. Некоторые фрагменты разломной зоны вообще не проявляют сейсмической активности, оставаясь асейсмичными в течение длительного времени. Тем не менее, процесс миграции сейсмической активности является устойчивым во времени и наблюдался, по крайней мере, дважды в пределах изучаемого региона.

Скорость распространения вышеописанных миграционных процессов одинакова и составляет 100-110 км/год.

3. Миграция, тесно связанная с образованием сейсмического затишья и кольцевой сейсмичностью. Скорость ее на порядок ниже и составляет около 10 км/год. По-видимому, она является одним из проявлений длительного процесса подготовки очага землетрясения. Продолжительность действия - по меньшей мере, несколько десятков лет. Землетрясения, происходящие в это время - умеренные и слабые.

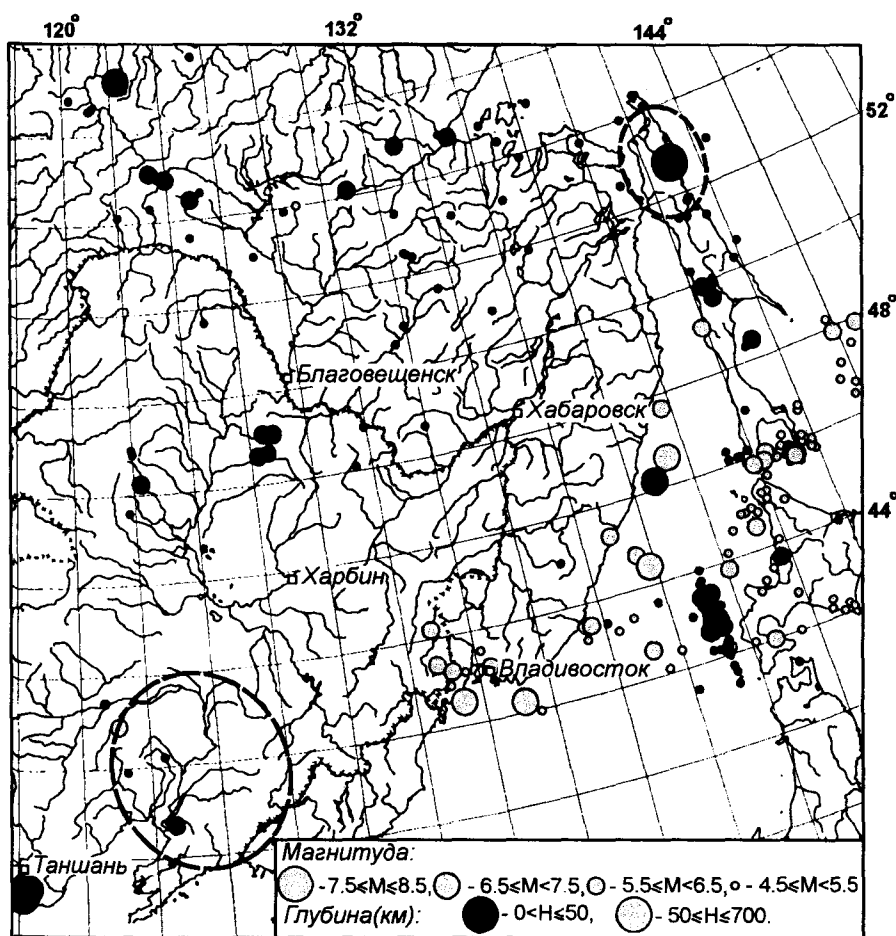


Рис.7. Карта эпицентров землетрясений с 1976 года по 27.05.1995 года.

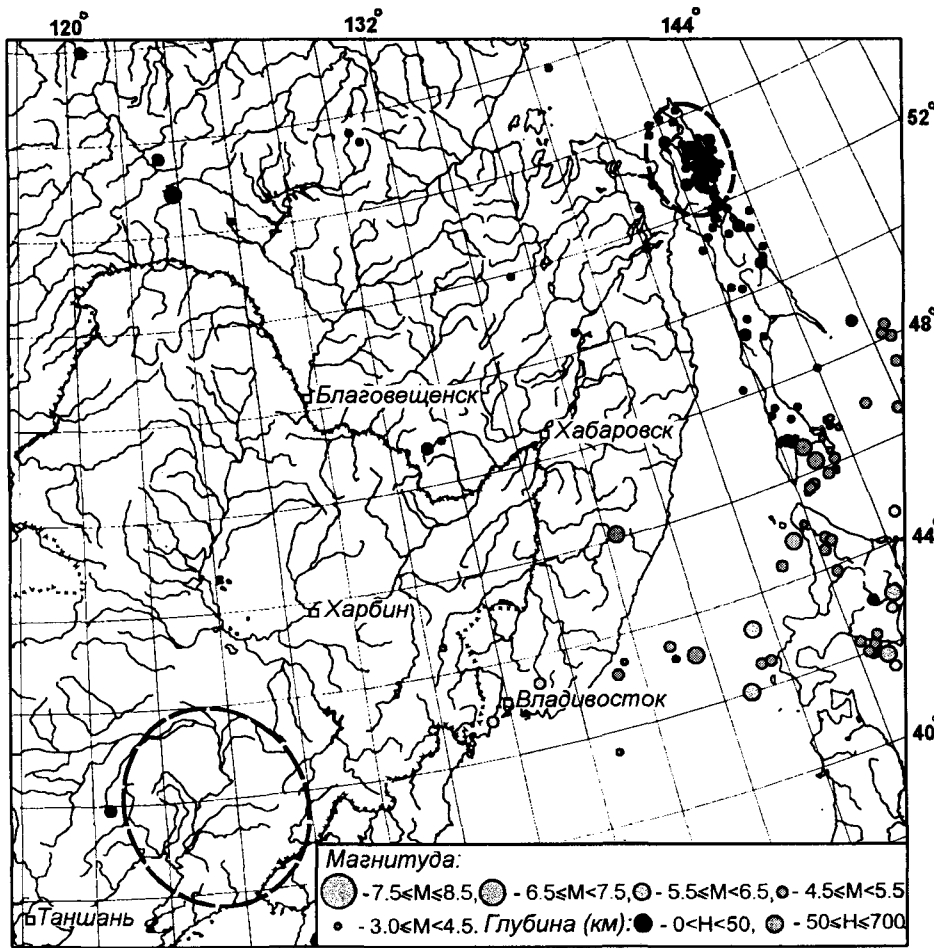


Рис.8. Карта эпицентров землетрясений с 27.05.1995 до конца 1997 года.

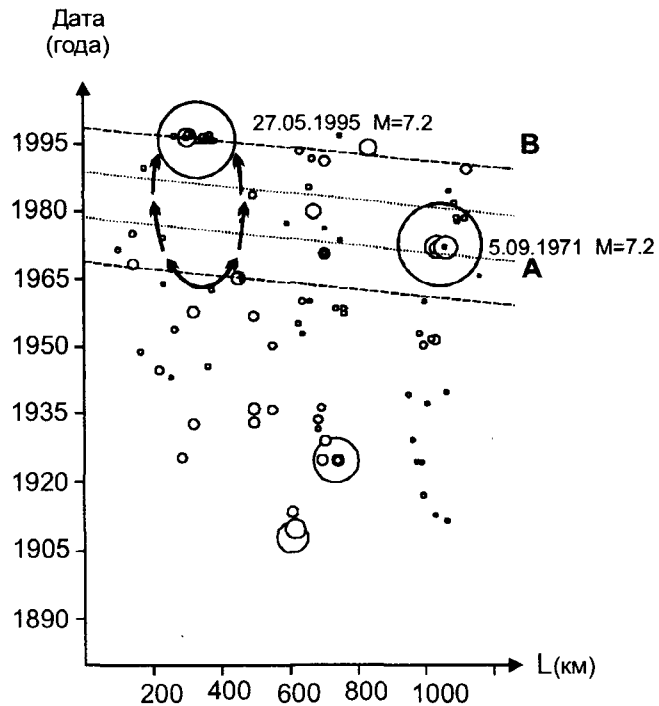


Рис.9. Пространственно-временное распределение землетрясений вдоль Сахалина (направление оси абсцисс с севера на юг). Стрелками показано развитие области сейсмического затишья.

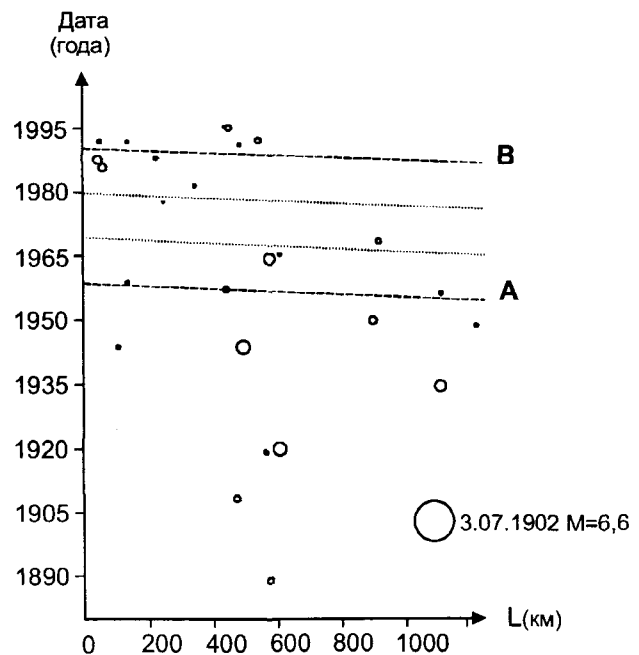


Рис.10. Пространственно-временное распределение землетрясений вдоль субмеридиональной зоны по 132° (направление оси абсцисс с севера на юг).

“Быстрый” процесс миграции сейсмической активности охватывает всю зону разлома и является как бы фоновым процессом, не зависящим от степени концентрации напряжений в конкретном месте. “Медленный” процесс связан с определенным очагом, проявляется локально.

Проявления “быстрой” миграции, захватывающей огромные массы горных пород и повторяющейся во времени, позволяют предположить её волновую природу. Возможно, что в её основе может лежать явление, связанное с особенностями механического состояния среды. Известно, что на северо-востоке Китая на глубине около 200 км имеется обширная астеносферная область вытянутая в северо-восточном направлении [18]. Исследования МОВЗ и МТЗ, выполняемые авторами, также подтверждают возможность того, что и на территории России вдоль выделенной региональной сейсмогенной зоны прослеживается астеносферный слой. Для данной модели вполне возможно возбуждение тектонических волн [6, 10]. Распространяющаяся тектоническая волна играет роль “догрузки” к накопленному уровню напряжений. Если суммарный уровень напряжения достаточен для образования разрыва, то происходит землетрясение, величина которого определяется, прежде всего, размерами напряженной области. В случаях когда уровень напряжений не достаточен для образования разрыва, то участок разлома выглядит как асейсмичная область для определённого периода времени. На рис.10 (где представлено пространственно-временное распределение землетрясений с $M \geq 4$) в интервале 400-600 км хорошо просматривается магистральный сейсмогенный шов, регулярно проявляющий свою сейсмоактивность. Область, прилегающая к нему с севера проявляет свою сейсмоактивность реже: вероятно, только при прохождении “фронта” тектонической волны в интервалы времени, когда напряжения в области достигают критического уровня. Область, прилегающая с юга ведёт себя аналогичным образом, однако, максимумы их активности не всегда совпадают между собой. Большая величина кажущейся скорости для фронта возможной тектонической волны, видимая на этой диаграмме, подтверждает предположение о северо-восточном направлении её распространения.

Такая упрощенная схема, на наш взгляд, в какой-то степени объясняет роль миграции в процессе подготовки землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённый пространственно-временной анализ сейсмичности позволяет утверждать, что Танлу-Курская региональная сейсмогенная зона может прослеживаться от низовьев реки Хуанхе до се-

веро-восточного шельфа Сахалина. Вдоль зоны происходит миграция землетрясений, “сценарии” развития сейсмичности близки. С периодичностью около 30, возможно, и 10 лет, с величиной скорости распространения 100-110 км/год сейсмоактивность перемещается вдоль зоны с юго-запада на северо-восток. В районах Нефтегорского (1995 г.) и Хайченгского (1975 г.) землетрясений выделяется второй, менее скоростной тип миграции землетрясений со скоростью около 10 км/год, с участием которого происходит формирование области сейсмического затишья и кольцевой сейсмичности. Выявленный пространственно-временной процесс подготовки Нефтегорского землетрясения 1995 года наиболее хорошо объясняется в рамках этой концепции.

Проанализированные по 1997 год данные позволяют утверждать, что в восточном Приамурье, на участке Танлу-Курской зоны не наблюдаются пространственно-временные особенности, аналогичные тем, которые происходили в районах подготовки землетрясений с магнитудой более 7. Но это не исключает возможности подготовки в настоящее время землетрясений с магнитудой 5-6, которые и ранее происходили в Приамурье. На основании проведённого анализа можно предполагать, что долгосрочный и среднесрочный прогноз и этих землетрясений может быть осуществлён при условии более детальных сейсмологических наблюдений и применении предложенной схемы подготовки сильнейших землетрясений.

Следует также отметить, что длина региональной сейсмогенной зоны может достичь 2500 километров. Магнитуда наблюдавшихся в последнее двадцатилетие землетрясений - свыше 7. Согласно оценкам В.И. Уломова [12], разломные зоны такого ранга способны генерировать землетрясения магнитудой до 8,5-9. С учётом относительно молодого возраста фундамента на приамурской части выделенной зоны, как это отмечал В.В. Николаев [8], оценка максимально возможной магнитуды для этого участка может быть снижена. Учитывая слабую изученность региона глубинными геофизическими методами и сейсмологическими наблюдениями, пока нет оснований останавливаться на какой-либо величине максимально возможного землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бормотов В.А., Войтенко А.А. Пространственно-временные особенности сейсмического процесса в Приамурье // Геологическая среда и сейсмический процесс. Материалы Всероссийской межрегиональной конференции, Иркутск, 2-3 сентября 1997г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. С. 67-69.
2. Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // ДАН 1990. Т.310, № 4. С 821-824.

3. Вэйчжоу Ф. Сейсмическая активность геологического разреза Маньчжурия-Суйфеньхэ и его сопредельных районов // Геофизические поля геотрансекта Маньчжурия-Суйфеньхэ и исследования глубинного строения. Пекин: Сейсмология, 1994. С. 124-139. (на кит. яз.)
4. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб / Родников А.Г., Н. Иседзакки, Лю Годун и др. М.: Наука, 1991. 152 с.
5. Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока СССР. 1:1 500 000. Гл. ред. Ю.А.Косыгин / ИТиГ ДВО АН СССР. Хабаровск, 1987.
6. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 144 с.
7. Мого К. Предсказание землетрясений. /Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 382с.
8. Николаев В.В., Семёнов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 128 с.
9. Николаев В.В. О структурной основе новой карты сейсмического районирования востока России. // Геологическая среда и сейсмический процесс. Материалы Всероссийской межрегиональной конференции, Иркутск, 2-3 сентября 1997г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997.С. 125-127.
10. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.:Недра, 1996.447с.
11. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: ИЛ, 1963. 670 с.
12. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
13. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып.1. С. 24-44.
14. Earthquake cases in China (1966-1975). Beijing: Seismol. Press, 1990. 222 p.
15. Mogi K. Migration of seismic activity // Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univers. 1968. N 46. P.53-74.
16. Scholz C.H. A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction // Nature. 1977. V. 267. P 121-124.
17. Seismotectonic map of Asia and Europe. 1:8 000 000. Institute of Geology, State Seismological Bureau of China. Cartographic Publishing House, 1979.
18. Tatsuhiro Hara, Seiji Tsuboi and Robert J. Geller Inversion for laterally heterogeneous upper mantle S-wave velocity structure using iterative wavenform inversion // Geophys. J. Int. 1993. V. 115. 667-698.

Поступила в редакцию 12 февраля 1997 г.

V.A.Bormotov, A.A.Voitenok

Regularities of earthquake migration in Priamurie

Migration of earthquakes in East Priamurie in the area of the Tan-Lu -Kursky regional seismoactive fault zone is studied. For the analysis seismological data obtained in the area elongated from the Liaodong Gulf to the north-eastern coast of the island of Sakhalin were used. According to the data obtained in the current century, a series of regional chains of earthquakes is discerned in the zone characterized by the rate of migration as high as 100-110 km/year. Explanation is suggested as to the process of preparation of the above earthquakes and the grounds are also given concerning the north-eastward continuation of the Tan-Lu-Kursky seismogenic fault zone to the northern part of the island of Sakhalin.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ПРИАМУРЬЯ

В.Е.Кузнецов

*Геофизическое государственное горно-геологическое предприятие (ДАЛЬГЕОЛКОМ),**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск*

На основе структуры эпицентрального поля землетрясений Приамурья впервые локализованы две дугообразные сейсмолинеamentные зоны. Рассмотрено их структурно-генетическое взаимоотношение с особенностями глубинного строения территории по данным сейсмических исследований МОВЗ (метод обменных волн землетрясений). Предложена модель возникновения выделенных сейсмолинеamentов, как областей концентрации напряжений и связанных с ними разрывных дислокаций в результате латерального перемещения субгоризонтальной литосферной пластины по глубинному коромантийному срыву.

ВВЕДЕНИЕ

Для обеспечения структурной сейсмологической основой исследований глубинного строения сейсмоопасных районов Дальнего Востока Геофизическим ГГГП Дальгеолкома и ИТиГ ДВО РАН создана база данных, позволяющая оперировать наиболее полным объёмом сейсмологических данных по российскому Приамурью и сопредельным территориям Китая, в том числе такой важной категорией, как фоновая сейсмичность, являющейся чутким индикатором современных зон концентрации напряжений в земной коре.

На рис.1а, иллюстрирующем основные особенности распределения эпицентров землетрясений в регионе полями повышенной плотности фоновой сейсмичности, а также землетрясениями более высокого энергетического класса, намечается пара субпараллельных линеamentных зон, имеющих близкий к дугообразному рисунок, конформный абрису материкового побережья Татарского пролива. Здесь термин линеament (сейсмолинеament) применен для обозначения линейных структур, образуемых полями высокой плотности эпицентров землетрясений, независимо от того, коррелируются ли они с установленными по геолого-геофизическим данным разломами или нет. В скоплениях эпицентров слабых землетрясений более четко проявлена дуга, прослеживающаяся от 48-й параллели (устье р.Сунгари) на север-северо-запад в верховья р.Зеи. Структура этого сейсмогенного линеamenta, сохраняя радиус кривизны, постепенно переходит в систему дизъюнктивов Итун-Иланьской ветви разлома Танлу, и по ней плавно огибает восточную окраину впадины Сунляо. В 200-250 км восточнее прослеживается еще одна сейсмогенная линеamentная зона. Выражена она гораздо хуже и имеет спрямленную с изломом конфигурацию. На севере

она резко обрывается в окраинных структурах Сибирского кратона, а на юге, следуя вдоль долины р.Уссури, прослеживается до 44-й параллели (район г.Уссурийска). Областям распространения этих структур сопутствуют зоны кайнозойской седиментации и проявления плиоцен-четвертичного базальтового вулканизма. Если восточная линеamentная зона в какой-то степени согласуется с ориентировкой сопряженных элементов поверхностной геологической структуры, по-видимому, трассируя высокой плотностью эпицентров землетрясений структуру активного разлома земной коры, то западная дугообразная зона наложена на них резко дискордантно и не проявляет четких корреляционных связей с геологическими объектами. Поэтому ответ на вопрос о ее природе следует искать в процессах, происходящих в глубоких горизонтах коры и мантии Земли.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Глубинные структурно-сейсмологические исследования, модификацией которых является метод обменных волн землетрясений (МОВЗ), в Приамурье впервые были проведены ВСЕГЕИ в 1968 году (Ю.А.Сытин и др.), в 1978 г. продолжены ИТиГ ДВО РАН, а с 1982 по 1995 гг. они в профильном и площадном вариантах стали регулярно проводиться совместно Геофизическим ГГГП Дальгеолкома и ИТиГ ДВО РАН. В ИТиГ был создан оригинальный пакет программ (МОВЗБОЛ), позволивший существенно расширить возможности метода применительно к условиям региона. Для вертикального расчленения глубинного разреза использовались кратно-отражённые продольные (PPP) и обменные поперечные (PSV) волны, возникающие на нормальных и инверсных скоростных разделах. Латеральная гетерогенность разреза изучалась с помощью волнового поля обменных

Западный линеамент

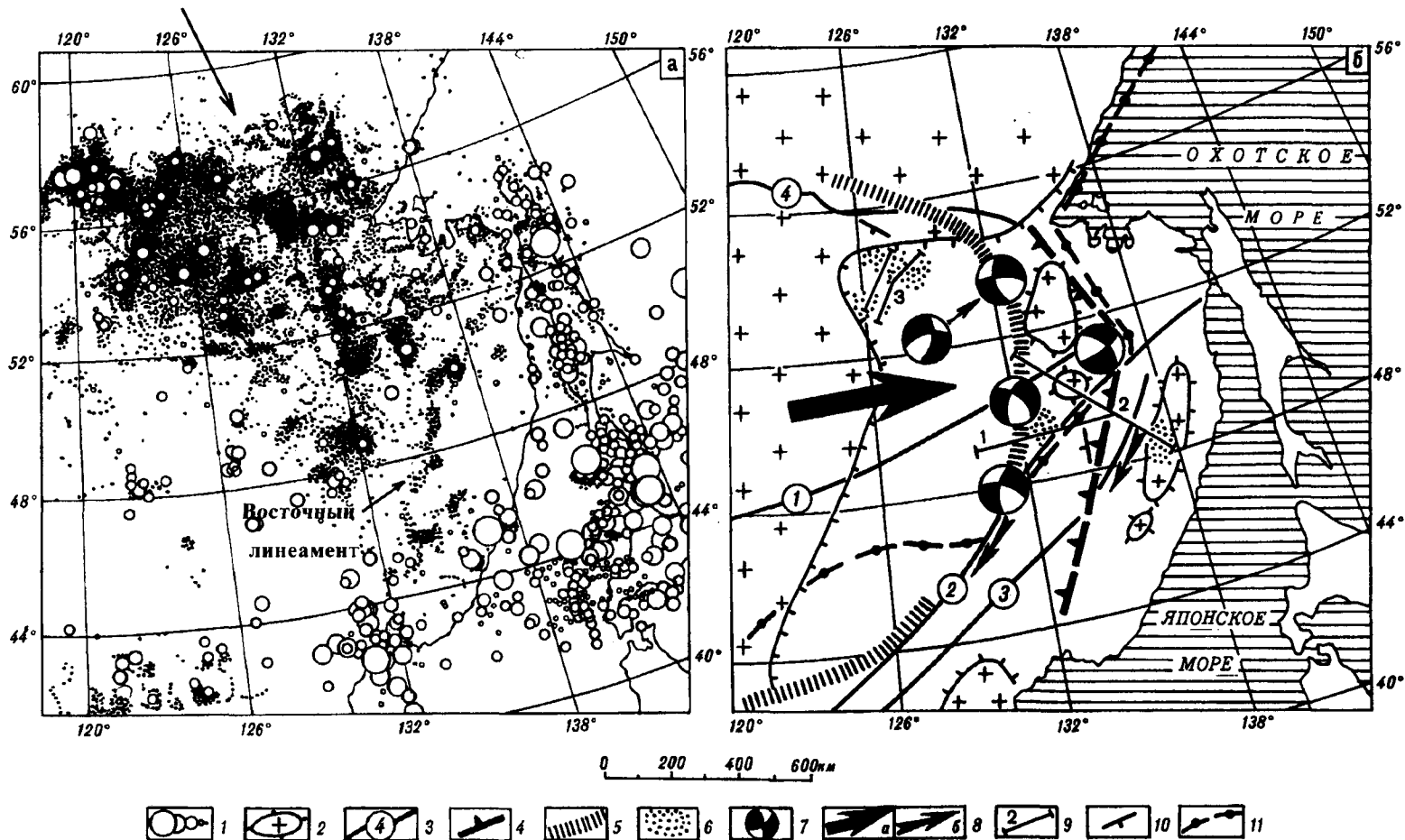


Рис.1. Схема эпицентров землетрясений(а) и современной геодинамики Приамурья(б).

1-эпицентры землетрясений магнитудой (слева-направо): 7,5-9,0; 6,5-7,5; 5,5-6,5; 4,5-5,5; до 4,5. 2-контуры гравитационных минимумов. 3-глубинные разломы крутого заложения геодинамически активные в кайнозое: 1- Хинганский, 2- Игун-Иланьский, 3- Фушунь-Мишаньский, 4- Становой. Региональные сейсмогенные линеаменты: 4- Восточный и 5- Западный. 6- проекции на земную поверхность вертикальных низкоскоростных зон выявленных по инверсии скоростей МОВЗ и отождествляемых с процессами мантийного диапиризма. 7- механизм землетрясений по Л. С.Оскорбину[5]. Затупеванные сегменты полусферы отвечают направлениям сжатия. 8-направление современных движений: литосферной (Амурской) пластины (а) и второстепенных сдвиговых смещений по крутопадающим разломным зонам(б), 9- положение глубинных профилей МОВЗ: г.Облучье - р.Амур-1, рр. Бурья-Амур-Самарга-2, р.Амур-Зейское вдхр.-3. 10- погружение листрических элементов глубинного разреза по данным МОВЗ. 11- Пограничная гравитационная ступень по-

волн типа PSH. Появление нормальных сейсмических границ связывается с резким увеличением волновой скорости на глубину. Резкое же снижение скорости с глубиной приводит к появлению инверсных разделов. Природа глубинных сейсмических границ широко дискутируется в литературе и в данной работе не рассматривается. Хочется лишь отметить, что снижение скорости в глубинном разрезе обычно отождествляется с процессами деструкции, разуплотнения и частичного плавления субстрата.

По материалам работ МОВЗ, выполненных в 1982-1985 (В.А.Ахмадулин и др., 1986 г.) и в 1990-1994 (В.Е.Кузнецов и др., 1995г.) годах, составлены представленные на рис.2 глубинные сечения, которые охватывают литосферу на глубину до 240 км и пересекают вышеописанные сейсмогенные линейменты. Это, во-первых, широтный профиль от г.Облучье до р.Амур (профиль 1) и, во-вторых, профиль юго-восточной ориентировки, проходящий от р.Бурея до р.Амур и далее в верховья р.Самарга (профиль 2).

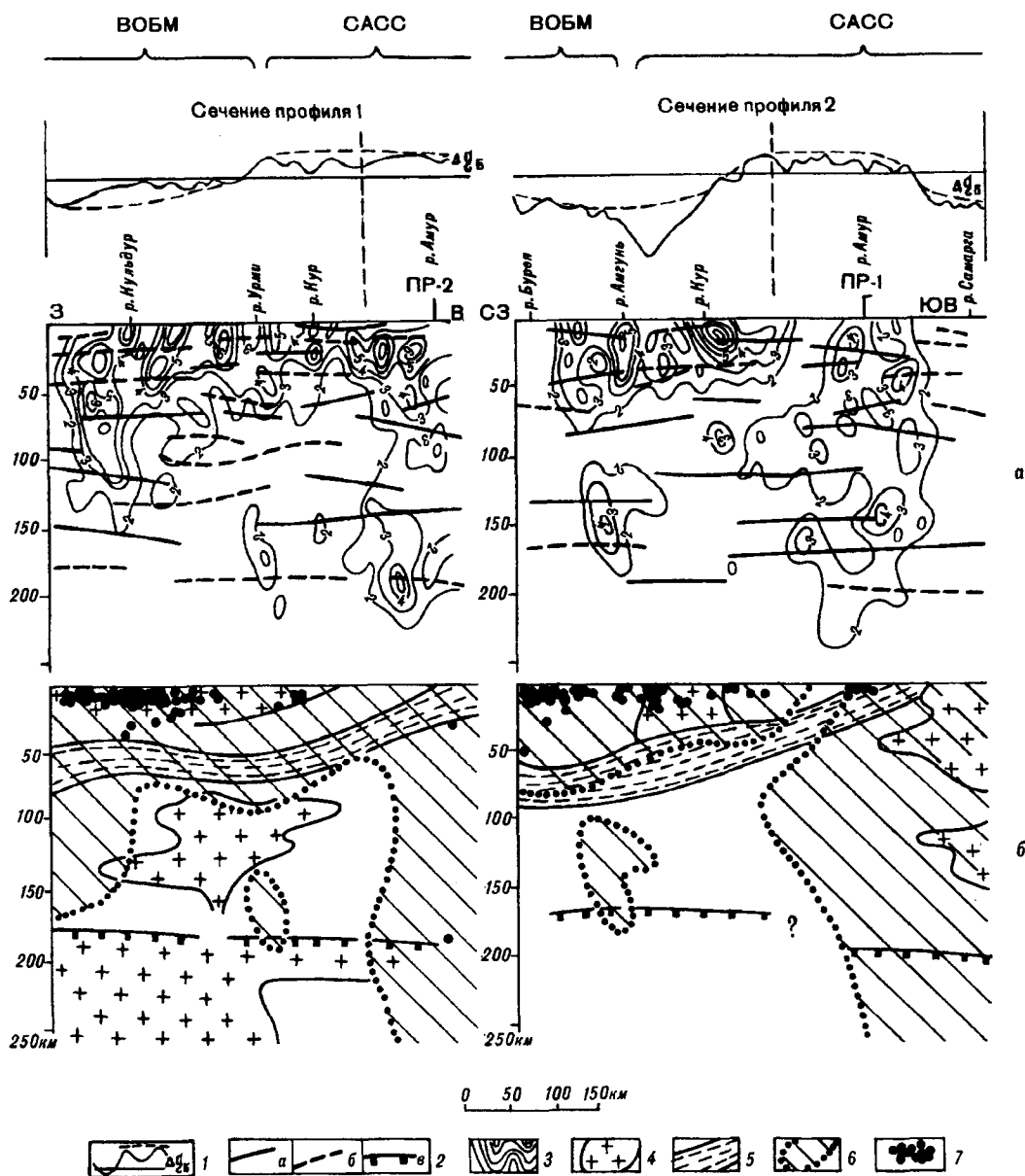


Рис.2. Глубинное строение литосферы по данным исследований МОВЗ. Профильные сечения 1 и 2. Составили В.Е.Кузнецов, В.А.Бормотов и Н.Ф.Бормотова.

1-кривая гравитационного поля с качественной интерполяцией регионального фона. 2-сейсмические границы МОВЗ: нормальные(а), инверсные(б), инверсные, отождествляемые с кровлей астеносферы (в). 3- изолинии плотности распределения точек обмена волн PSH (от 1 до 10). 4- низкоскоростные зоны деструкции и частичного плавления вещества земной коры и верхней мантии. 5- зона плоскостного срыва и современного перемещения литосферной пластины. 6- реликтовые участки литосферы, сохранившие додиапировые структуры латеральной неоднородности. 7- скопления гипоцентров землетрясений.

Глубинные разрезы пересекают динамичную зону сочленения восточной окраины Буреинского массива (ВОБМ) и Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС), включая наложенные кайнозойские структуры Среднеамурской впадины и Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны. Кроме того, здесь на российскую территорию выходят зоны разломов, относимые к сейсмически активному линеamentу Танлу [4,5]. По схеме сейсмического районирования Приамурья Л.С.Оскорбина [5], рассматриваемая площадь отнесена к Турано-Буреинскому сейсмоактивному району, для которого характерны развитая фоновая сейсмичность, палеосейсмодислокации и землетрясения магнитудой до 4 - 6,5.

В гравитационном поле изученный район характеризуется зоной резкого градиента, отделяющего Баджало-Дуссе-Алинский минимум от Среднеамурского и Среднеамгунского максимумов силы тяжести. Зона выделена Ю.Ф.Малышевым в качестве трансрегиональной Пограничной гравитационной ступени [2].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для глубинного разреза в пределах обоих профильных сечений характерно широкое развитие инверсных границ (рис.2а). Это свидетельствует о высокой геодинамической активности недр региона. По комплексу признаков в разрезе отчетливо обособляется клиновидный блок или литосферная пластина, которая охватывает кору и самые верхи мантии. Снизу контур пластины ограничен эшелонированной системой инверсных площадок, образующих сейсмический горизонт, воздымающийся к востоку и подходящий к земной поверхности в зоне Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Гипсометрически ниже системой нормальных площадок трассируется сателлитный горизонт, который ограничивает сверху подстилающий литопластину коромантийный субстрат. Морфология этих горизонтов прямо коррелируется с кривой поля силы тяжести, отвечающей региональному фону (рис.2). Поскольку подошва выделяемой литопластины проявлена в обоих сечениях, можно примерно определить простираание области ее воздымания. Очевидно, что общая ориентировка структуры совпадает с простираанием западного дугообразного сейсмолинеамента (устье Сунгари - верховья Зеи). Пространственное совпадение её выхода к земной поверхности с трассой восточного (изломанного) линеамента дает основание предполагать их общую природу и простираание. В обоих сечениях на глубине 180-200 км фиксируется протяженный инверсный раздел, отождествляемый с кровлей астеносферного слоя (рис.2б). В пределах сечения Пр.1 эта граница полого погружается с за-

пада на восток, а в сечении Пр.2 она проявлена в форме уступа. В качестве структур, осложняющих разрез, в сечении Пр.1 на глубине 80-130 км пакетом инверсных площадок выделяется объект, отождествляемый с реликтовой астенолинзой. Здесь же на долготе г.Биробиджана (Пр.1) и в верховьях р.Самарга (Пр.2) практически сквозными пачками инверсных площадок фиксируются структуры, по видимому, связанные с процессами разуплотнения и деструкции. Предполагается, что их развитие связано с явлениями мантийного диапиризма. Здесь, помимо широкого развития инверсных границ, имеет место пространственно связанное с ними закономерное изменение крутизны нормальных площадок, маркирующее сводообразную структуру или линзу разуплотнения. Особенно четко это проявлено в разрезе профиля 1 (рис.2а). Характерно, что Биробиджанский диапир, пересеченный этим профилем, проецируется на окраину Буреинского массива (р.Урми), где он совпадает со структурами, наращивающими на северо-восток разлом Итун-Иланьской системы Танлу (рис.1,2). Самаргинский же диапир пространственно сопряжен с обширным гравитационным минимумом, который контролируется ареалом палеоцен-эоценовых интрузий гранитоидов.

Из-за мелкого масштаба рисунка, иллюстрирующего глубинные сечения литосферы и аномального характера глубинного разреза, на нем не отражены традиционные границы - К,М. Они хотя и выделяются при крупномасштабных построениях, но, совпадая в принципе с элементами глубинного строения по данным ГСЗ, выражены слабо, а их идентификация в материалах МОВЗ часто затруднена и осуществляется на качественном уровне.

Как видно по распределению гипоцентров землетрясений в профильных сечениях (рис.2б), сейсмичность изученного разреза преимущественно коровая. Скопления землетрясений тяготеют к западной части профилей. В сопоставлении со структурой эпицентрального поля (рис.1а) сгущения гипоцентров профильных разрезов (рис.2б) отвечают области простираания дугообразного сейсмолинеамента от устья р.Сунгари в верховья р.Зеи. Гипоцентры восточной из описанных линеamentных зон локализованы за пределами профильных сечений и в приведенных на рис.2 разрезах не отражены.

Если сейсмический горизонт, образованный эшелонированной системой инверсных площадок МОВЗ в основании литосферной пластины принять за поверхность ее срыва и латерального перемещения, то есть возможность проследить общий характер вероятных деформаций пластины, рассмотреть возможные геодинамические следствия их реализации.

Начало формирования поверхности срыва, по-видимому, следует отнести к миоцену, когда после периода некоторой стабильности в регионе, приведшей к формированию угленосных комплексов Среднеамурской и других впадин, произошла активизация тектонического режима. Она фиксируется излиянием щелочных базальтоидов, огрубением осадков, размывом угленосных домиоценовых слоев и пород складчатого основания. Процессы эти, наиболее ярко проявившиеся в плиоцене, по-видимому, были инициированы подъемом и становлением Биробиджанского диапира. Следы процесса еще сохранились в глубинной структуре литосферы (рис.2). Консолидированная на окраине Бурейского массива кора послужила своеобразным экраном, который, препятствуя прямой разгрузке глубинного термофлюидного потока, способствовал накоплению напряжений в сформировавшейся гидродинамической системе. Следствием этого явилось проникновение перегретых глубинных флюидов по плоскостям горизонтальной расслоенности литосферы, сопровождающееся проработкой вещества мантии. В окрестностях диапира образовался своеобразный ореол гомогенизации. Произошла фазовая латеральная нивелировка субстрата. Реликты этого ореола видны и сейчас. В разрезах это - близкие по морфологии участки верхней мантии, практически лишенные обменов волн PSH (рис.2а). На полученных глубинных сечениях эти области проявлены преимущественно в интервале глубин 100 и более километров и на поверхность проецируются в бассейны рек Кур, Урми, Амгунь (рис.2). Послойное проникновение по структурам горизонтальной расслоенности ослабило связи в веществе литосферы, что, на фоне значительных тангенциальных напряжений, по-видимому, существовавших в это время, привело к срыву по одной из плоскостей пластины и смещению ее по косому сколу, возникшему на границе жесткого массива и молодой складчатой системы (рис.3а). В качестве причины тангенциальных напряжений можно предполагать широкомасштабные синхронные дислокации в Гималаях и Тибете [4]. Смещение литосферной пластины и выход горизонтальной части ее подошвы в область воздымания сместителя привели к выходу системы из равновесия, инициировали гравитационные процессы и фазовые переходы в веществе коры и мантии. Началась активная денудация вышедшей за базис эрозии части (пластины) аллохтона. Одновременно, в результате раскрытия гидродинамической системы диапира и резкого снижения давления, произошло выплавление базальтовой магмы и её миграция к земной поверхности (рис.3б). Затем, на фоне постепенного истощения, за счет вулканизма, магмати-

ческих очагов, началось проседание литосферной пластины и в ней сформировались области напряжений разного знака. В "подвешенной" фронтальной части аллохтона локализовались нормальные растяжения. Они привели к образованию нормальных трещин отрыва и отседанию частично эродированных блоков на поверхность автохтона. Депрессия в рельефе, возникшая в результате предшествовавшей эрозии части объема литосферной пластины, постепенно компенсировалась плиоцен-четвертичными осадками (Среднеамурская впадина, обширные аккумулятивные депрессии бассейна рек Амгунь, Тугур и др.) - рис.3б, в.

Судя по современной активности линеаментных зон, движение литосферной пластины продолжается и в настоящее время. Поэтому характер процессов фронтальной части вряд ли сильно изменился. Её смещение способствует лишь пространственному перераспределению полей напряжений. В тылу главного надвига (область проецирующаяся в зону изгиба сместителя) в верхней части коры локализовались значительные напряжения сжатия, которые привели к разрывам сколовой взбросо-сдвиговой кинематики - рис.3в. Используемые автором расчетные механизмы землетрясений из этой зоны, полученные Л.С.Оскорбиным [5] (рис.1б), подтверждают предлагаемый вариант развития процесса, так как фиксируют напряжения сжатия перпендикулярно Западному сейсмолинеamentу. Скольжение литопластины по поверхности автохтона в зоне напозания его на структуры Северного Сихотэ-Алиня сопровождается формированием взбросов и надвигов, но сейсмический эффект этих дислокаций невысок. Очевидно, что их образование происходит в интенсивно проработанной дизъюнктивной зоне. В то же время в участке тылового изгиба литосферной пластины - рис.3в (область линеамента устье Сунгари -верховья Зеи) напряжения реализуются "по-живому" в условиях существенного дефицита пространства. Взбросо-сдвиговые дислокации в автохтоне установлены прямым наблюдением при геологическом картировании [1]. В фронтальной части аллохтона они зафиксированы по данным МОВ ОГТ [3]. Наклонное погружение сейсмических границ МОВЗ внутрь литосферной пластины от ее фронтальной части, отмечается не только в рассматриваемых здесь глубинных сечениях. Аналогичные структуры широко проявлены в разрезах МОВЗ по системе профилей Амур - Зейское водохранилище -(рис.1б, - проф.3). В глубинном разрезе МОВЗ по системам наклонных границ здесь хорошо заметны смещения восходящих инверсных структур. Косое, под острым углом, взаимодействие перемещающейся в северо - восточном направлении литосферной плас-

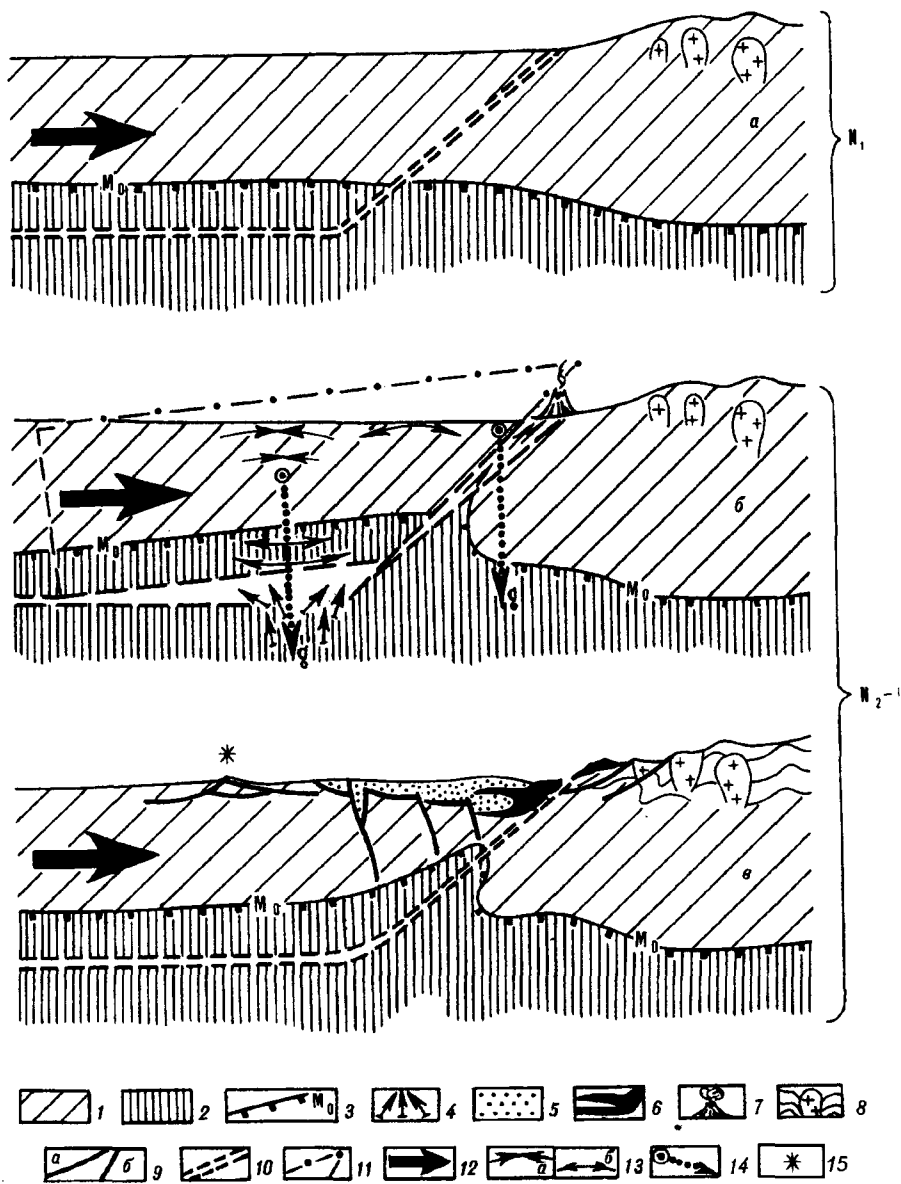


Рис.3. Принципиальная модель срыва и последующего перемещения литосферной пластины и вероятный сценарий геодинамических последствий применительно к территории исследования (непосредственно перед срывом пластины-а, начальная фаза перемещения-б, современное состояние-в).

1-земная кора. 2-верхняя мантия. 3-раздел Моховоричича. 4-движение термофлюидных масс в связи с раскрытием гидродинамической системы мантийного диапира. 5-плиоцен-четвертичные осадки Среднеамурской впадины. 6-конседиментационные покровы базальтов. 7-вулканы. 8-области мезозойской складчатости с интрузиями меловых и третичных гранитоидов. 9-разрывные нарушения пологопадающие (а) и крутопадающие (б). 10-зона сместителя литосферной пластины. 11-контур вышедшей за базис эрозии и уничтоженной денудацией части аллохтона. 12-направление перемещения литосферной пластины. 13-области локализации напряжений: сжатия (а) и растяжения (б). 14-вектор гравитационного напряжения в участках деформации литосферной пластины. 15- образование сколов за счет сжатия в зоне тылового изгиба аллохтона.

тины и выступов автохтона (горных сооружений Сихотэ - Алинской и Амуро - Охотской складчатых систем) способствует развитию правосторонних сдвигов в теле пластины по вновь сформированным и унаследованным крутопадающим склонам. К их числу следует отнести Хинганский, Цзямусы - Итунский и, наверное, Фушунь - Мишанский глубинные разломы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В свете изложенного представляется, что в рамках предложенной модели, основанной на данных глубинных исследований МОВЗ, зарождение указанных линеаментных зон и их современное существование увязывается с горизонтальным перемещением и деформацией мощного литосферного блока (пластины)-рис.3. В конкретном смысле, это,

по-видимому, латеральное смещение на северо-восток Хэйлунцзянского (Амурского) блока литосферы. На существование этих движений указано в работах многих российских и китайских исследователей. В частности в [4]. В связи с разломной природой восточной сейсмогенной линеаментной зоны она представлена характерными для разрывных нарушений спрямленными изломанными отрезками умеренной сейсмической активности. Зона пассивно реагирует на движение литосферной пластины, не накапливая значительных напряжений. Западная же сейсмолинеаментная структура локализована в соответствии с общим характером распределения напряжений вызванных деформацией изгиба. Поэтому она имеет дугообразный плавный опосредованный абрис. Активно противодействуя локально сконцентрированному изменению объёма

в связи с деформациями изгиба, в соответствии с реологическими параметрами ненарушенной горной массы, она способна накапливать колоссальные напряжения. Следствием является своеобразное "потрескивание" - возникновение мелких разрывов, фиксирующееся перманентной фоновой сейсмичностью. Область восточного линеамента, помимо сейсмологического, представляет интерес в качестве объекта, перспективного на выявление поднадвиговых зон аккумуляции углеводородного сырья, перекрытых залежей бурого угля. Особенного же внимания в рамках предложенной модели заслуживает структура западного дугообразного линеамента. Здесь, возможно, существуют условия для накопления колоссальных напряжений сжатия в ненарушенных блоках коры. Их реализация может иметь сейсмический эффект катастрофического уровня.

Поступила в редакцию 10 сентября 1997 г.

V. Ye. Kuznetsov

Deep structure and modern geodynamics of Priamurie

For the first time have been localized two arcuate seismo-lineament zones on the basis of the structure of the earthquake epicentral field of Priamurie. Under consideration are their structural-genetic relationships with the peculiarities of the deep structure of the territory from the data obtained by the method of the converted waves. A model is suggested of the distinguished lineaments as areas of concentration of stress and related to them rupture dislocations as a result of lateral displacement of the subhorizontal lithospheric slab along the deep crust-mantle shear.

Автор выражает глубокую благодарность Н.Ф.Бормотовой, В.А.Бормотову и Ф.Г.Корчагину, творческое сотрудничество с которыми предопределило появление этой работы, Л.П.Карсакову, Ю.Ф.Мальшеву и В.В.Николаеву, ценные замечания которых, по возможности, были учтены при подготовке рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000:Объяснительная записка. Хабаровск.1991. 51с.
2. Геология зоны БАМ. Т.1. Геологическое строение/ВСЕГЕИ.Л.:Недра, 1988. 443 с.
3. Натальин Б.А.,Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Средне-амурской впадины//Тихоокеан. геология. 1992. N 6. С. 43-61.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕФТЕГОРСКОГО (РОССИЯ) И ХАЙЧЕНСКОГО (КИТАЙ) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ПРЕДСКАЗАНИЯ

Р.М. Семенов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Ежегодно на Земле происходят сильные подземные толчки. К их числу относятся Хайченское - 1975 г. (Китай) и Нефтегорское - 1995 г. (Сахалин, Россия) разрушительные землетрясения. И если первое часто приводится в качестве примера, пока единственного в Мире, успешно предсказанного сейсмического события, то второе явилось полной неожиданностью не только по времени возникновения, но и месту и силе. Между тем, эти два землетрясения имели много общего как по своей энергии и разрушительным последствиям, так и по условиям возникновения. В статье описаны геолого-тектонические условия возникновения и макросейсмические проявления Нефтегорского и Хайченского землетрясений. Рассмотрены микро- и макроредвестники, по которым было предсказано Хайченское землетрясение. Приведены данные, свидетельствующие, что место и силу Нефтегорского землетрясения также можно было предвидеть.

Поскольку Нефтегорское землетрясение довольно подробно описано в литературе, в том числе и автором данной статьи, здесь я ограничусь лишь его краткой характеристикой, необходимой для сопоставления с Хайченским землетрясением и приведу некоторые новые или уточненные, по сравнению с ранее опубликованными, данные.

НЕФТЕГОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

28 мая 1995 г. в 01 час 04 мин по местному времени на севере о-ва Сахалин произошло сильное землетрясение с магнитудой 7.5 и глубиной очага 18 км. Его эпицентр располагался близ пос. Нефтегорск (рис.1), по которому оно и получило свое название. Сила подземных толчков в Нефтегорске достигала 8-9 баллов по 12-балльной шкале MSK-64 [6]. Во время землетрясения в поселке отмечались большие разрушения (рис. 2), а так как оно произошло ночью, погибло большинство из его жителей. Юго-западнее Нефтегорска возникла сейсмодислокация северо-восточного направления протяженностью 35 км [8, 10, 15-18]. Ее северо-западное крыло поднялось на высоту до 1.5 м и сдвинулось к северо-востоку на расстояние 8 м. Согласно мировым данным по сильным землетрясениям, возникновение таких сейсмодислокаций сопровождается сотрясениями интенсивностью в 10 баллов [22]. Южнее этого разлома образовались еще два разрыва меньшей протяженности со встречным падением плоскостей сместителей.

На склонах холмов и в бортах долин возникли сейсмогравитационные оползни, которые кое-где перегородили русла рек. Во многих местах отмечалось фонтанирование воды с песком. На перешейке, отделяющем Пильтунский залив от Охотского моря, ис-

чезло озеро, а в заливе образовались несколько новых песчаных островков.

Отмечались резкие колебания уровня воды в водоемах и повышение ее температуры на 2° С.

Из скважины глубиной 500 м близ Нефтегорска до землетрясения изливалась вода, а после - вместе с водой пошла нефть, хотя здесь она залегает на глубине 1.5-2.0 км. Южнее эпицентра на правом берегу р. Паромай бьет горячий ключ. После землетрясения здесь появился еще один.

Землетрясение ощущалось на большей части о-ва Сахалин и на территории Хабаровского края, прилегающей к Татарскому проливу. В г.Охе, поселках Сабо, Тунгор, Эхаби, Пильтун в результате землетрясения ряд зданий и сооружений получили различные от первой до третьей степени повреждения, вследствие чего некоторые из них пришли в аварийное состояние.

В эпицентральной зоне отмечались разрывы нефте- и газопроводов, линий электропередач и других техногенных объектов. Во многих местах были разрушены мосты, автомобильные и железные дороги.

В геолого-тектоническом отношении плейсто-сейсмическая область Нефтегорского землетрясения расположена в пределах Северо-Сахалинского верхне-мезозойско-кайнозойского прогиба - северного звена Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. Он заполнен толщей поздне-меловых - кайнозойских отложений мощностью от 3.5 до 12 км.

В пределах Северного Сахалина развита густая сеть разрывных нарушений [25]. Глубинные Хоккайдо-Сахалинская и Западно-Охотская разломные системы субмеридионального простирания представляют собой границу между Амурской и Охотоморской литосферными плитами [2], подобно известному

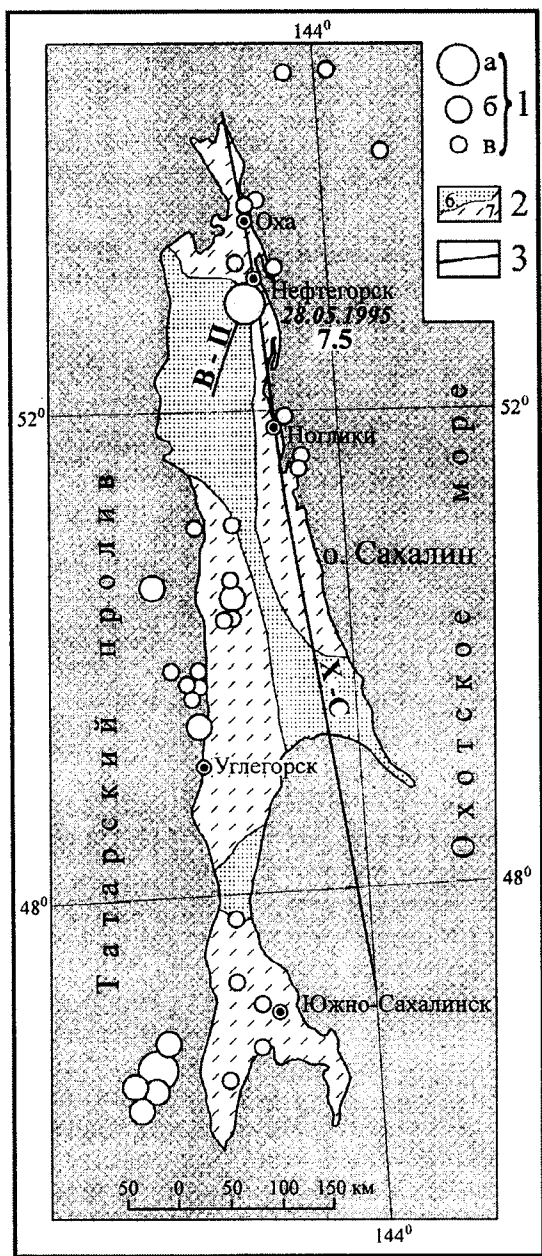


Рис.1. Карта сейсмического районирования и эпицентров землетрясений Сахалина по [13].

1-Эпицентры землетрясений с M : а-7.1-7.5; б-6.1-7.0; в-5.1-6.0; 2-границы сейсмических районов в баллах; 3-активные в кайнозойское разломы: Х-С-Хоккайдо-Сахалинский, В-П-Верхне-Пильтунский.

разлому Сан-Андреас в Калифорнии на западе США. Одной из составных частей этой системы является Верхне-Пильтунский разлом (см. рис.1), с движением по которому, в виде правостороннего взбросо-сдвига, и связано возникновение Нefтегорского землетрясения 28.05.1995 г. Землетрясение произошло в условиях сдвигового взаимодействия Амурской и Охотоморской литосферных плит по системе разделяющих их крупных разломов.

Нефтегорское 10-балльное землетрясение явилось неожиданным не только по времени возникновения, но и по месту положения эпицентра и силе сейсмических сотрясений. Оно произошло в семибалльном сейсмическом районе (см. рис.1) и явилось наиболее сильным из известных землетрясений не только на севере Сахалина, но и всего острова. Можно предполагать, что миграция сильных землетрясений в северном направлении вдоль границы между Амурской и Охотоморской литосферными плитами, начавшаяся Ногликским землетрясением 1964 г. с $M=5.8$ и продолженная Нefтегорским землетрясением 1995 г. с $M=7.5$, будет наблюдаться и в дальнейшем.

Катастрофические землетрясения подобные Нefтегорскому известны и во многих других регионах Мира. Единственным на сегодняшний день, успешно предсказанным разрушительным землетрясением, является Хайченское 1975 г. на Северо-Востоке Китая, при котором, благодаря заблаговременной эвакуации населения, удалось спасти сотни тысяч человеческих жизней. И хотя тот прогноз не был лишен недостатков, как будет рассмотрено ниже, главная цель - спасение людей, была достигнута.

ХАЙЧЕНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ И ЕГО ПРЕДВЕСТНИКИ

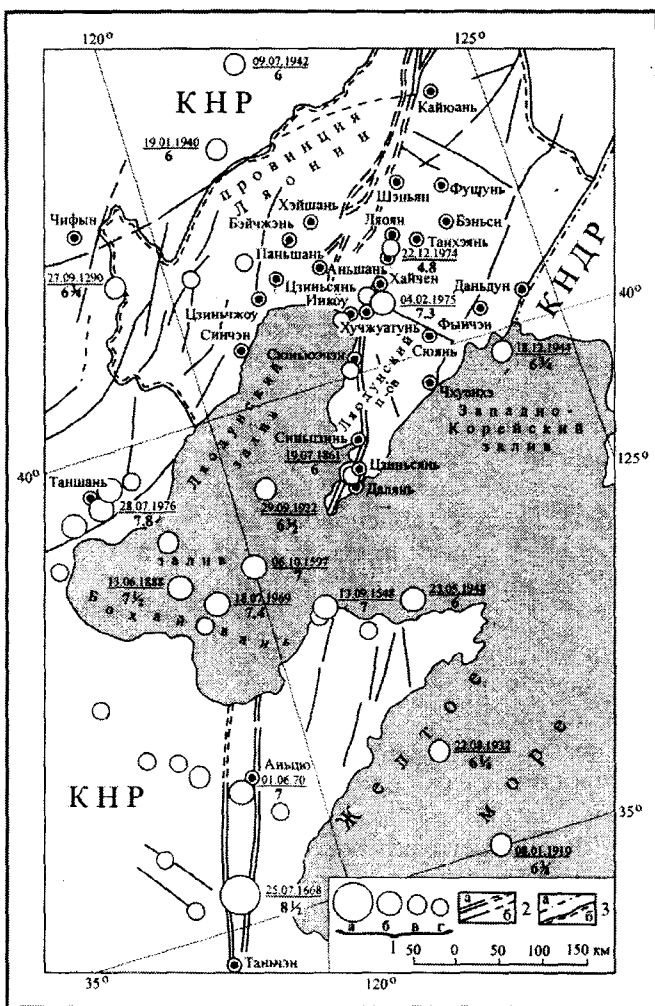
Хайченское землетрясение произошло 4 февраля 1975 г. в 19 час. 36 мин. по местному времени в районе Хайчен-Инкоу южной части провинции Ляонин Северо-Восточного Китая (рис.3). Его магнитуда составила $M=7.3$, глубина очага 12 км, интенсивность сотрясений в эпицентре достигала 9 баллов по 12-балльной шкале. Оно оказалось самым сильным из всех землетрясений, зарегистрированных в исторических летописях провинции Ляонин, а также самым крупным неглубоким землетрясением в Северо-Восточном Китае. Очаг землетрясения был приурочен к левостороннему сдвигу северозападного направления, являющемуся опережающим разлому Танлу [35]. Основной толчок предвварялся серией форшоков и сопровождался большим количеством повторных толчков-афтершоков.

При землетрясении на поверхности земли возникли многочисленные трещины, грифоны, из которых фонтанировала вода с песком. Температура воды достигала 40°C , что в холодных зимних условиях вызвало образование густого тумана, который стелился по поверхности земли и делал невидимыми рядом стоящих людей.

В результате разжижения почвы, после землетрясения образовались бугры пучения почвы и ямы-ловушки. Бугры обусловлены тем, что выдавленные к поверхности земли грунтовые воды скапливались на небольшой глубине, замерзали и, увеличиваясь в объеме, приводили к образованию вздутий. Ямы-ло-



Рис.2. Полуразрушенная при землетрясении школа в Нефтегорске. Фото Р.М.Семенова.



вушки часто возникали в результате извержения песка и образования под землей пустот. В районах распространения известняков происходило их растворение и обрушение перекрытий. На реках, покрытых льдом, возникали торосы.

Большие разрушения и человеческие жертвы были в г.Хайчэне и его пригородах, где землетрясение проявилось с силой в 9 баллов. Частично были разрушены старые дома в г.Инкоу, находившемся в 8-балльной зоне. В семи- и восьмибалльных районах имелись раненые и погибшие из-за обвалов стенок, крыш домов и дымовых труб. В г.Шэньяне, в шестибалльной зоне у башни Бэйта, построенной 300 лет назад, от толчка наклонился к юго-западу в сторону эпицентра шпиль, хотя в прошлом, во время землетрясения в Шэньяне в 1765 г. с $M=5.5$ она не пострадала. Промышленные предприятия, благодаря высокому качеству строительства, даже в 9-балльной зоне оказались значительно меньше поврежденными. На дымовых трубах во многих местах как на заводах, так и в жилых домах появились трещины не только вследствие сотрясений, но и разрывы в результате вращательных движений. Были разрушены автомобильные и железнодорожные мосты (рис.4). В

Рис.3. Карта эпицентров землетрясений и активных разломов Северо-Восточного Китая по: [35].

1-эпицентры землетрясений с M : а->8.0; б-7.0-7.9; в-6.0-6.9; г-<6.0 (цифры у кружка-дата землетрясения и его магнитуда); 2-активные в кайнозойе разломы: а-зона разлома Танлу, б-прочие разломы; 3-границы: а-КНР с КНДР, б-провинции Ляонин.



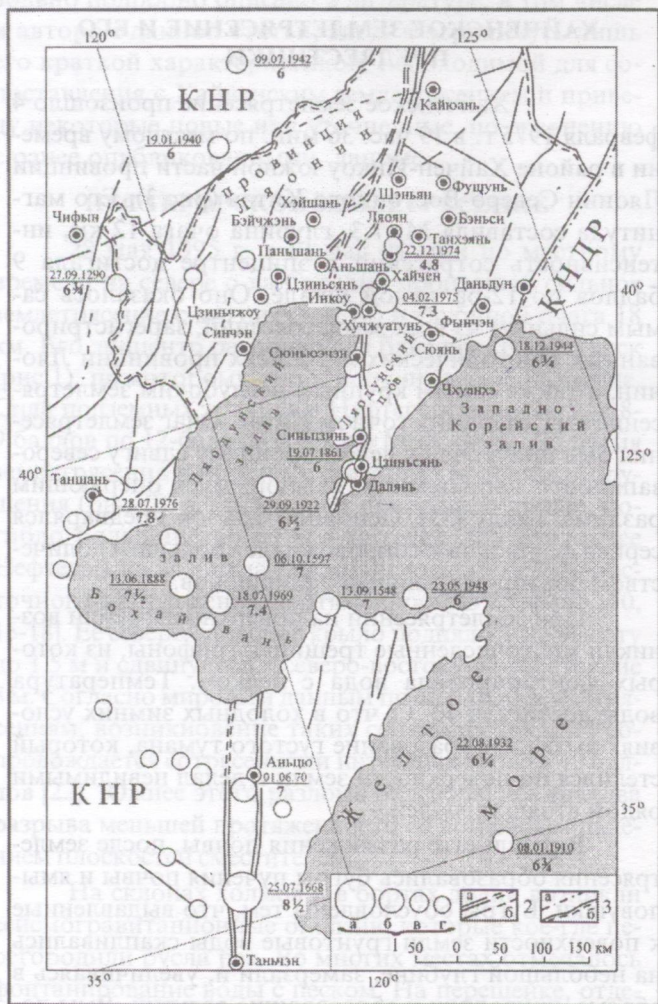
Рис.2. Полуразрушенная при землетрясении школа в Нефтегорске. Фото Р.М.Семенова.

вушки часто возникали в результате извержения песка и образования под землей пустот. В районах распространения известняков происходило их растворение и обрушение перекрытий. На реках, покрытых льдом, возникали торосы.

Большие разрушения и человеческие жертвы были в г.Хайчене и его пригородах, где землетрясение проявилось с силой в 9 баллов. Частично были разрушены старые дома в г.Инкоу, находившемся в 8-балльной зоне. В семи- и восьмibalльных районах имелись раненые и погибшие из-за обвалов стен, крыш домов и дымовых труб. В г.Шэньяне, в шестибалльной зоне у башни Бэйта, построенной 300 лет назад, от толчка наклонился к юго-западу в сторону эпицентра шпиль, хотя в прошлом, во время землетрясения в Шэньяне в 1765 г. с $M=5.5$ она не пострадала. Промышленные предприятия, благодаря высокому качеству строительства, даже в 9-балльной зоне оказались значительно меньше поврежденными. На дымовых трубах во многих местах как на заводах, так и в жилых домах появились трещины не только вследствие сотрясений, но и разрывы в результате вращательных движений. Были разрушены автомобильные и железнодорожные мосты (рис.4). В

Рис.3. Карта эпицентров землетрясений и активных разломов Северо-Восточного Китая по: [35].

1-эпицентры землетрясений с M : а->8.0; б-7.0-7.9; в-6.0-6.9; г-<6.0 (цифры у кружка-дата землетрясения и его магнитуда); 2-активные в кайнозое разломы: а-зона разлома Танлу, б-прочие разломы; 3-границы: а-КНР с КНДР, б-провинции Ляонин.



плотинах водохранилищ возникли трещины, а в их бортах отмечались отседания и оползания грунтов вниз по склону. Землетрясение сопровождалось подземным гулом и свечением неба.

Рассмотрим на чем же был основан прогноз Хайченского землетрясения, как это описано в книге китайского сейсмолога Цзян Фаня [24].

Начало комплексным исследованиям по предсказанию Хайченского землетрясения было положено еще в 1970 г. Основанием для их организации явилось то, что северо-восточные районы Китая характеризуются высокой сейсмической активностью. Здесь проходит сейсмический пояс Таньчэн-Инкоу (см. рис.3), приуроченный к известному глубинному разлому Таньчэн-Лудзян (Танлу), являющемуся аналогом разлома Сан-Андреас в Калифорнии на западе США [28,32]. С ним связаны многочисленные сильные землетрясения с магнитудами до 8.5 [29]. Кроме того, к 70-м годам наметилась миграция сильных землетрясений вдоль сейсмического пояса с юго-запада на северо-восток на территорию провинции Ляонин. Интересно отметить, что к настоящему времени миграция очагов землетрясений вдоль разлома Танлу как бы ограничена пересекающим его субширотным Чифын-Кайюаньским разломом (см. рис.3). Как известно, узлы пересечений крупных разломов характеризуются высоким сейсмическим потенциалом. Следовательно, в будущем возникновение сильного землетрясения в этом месте вполне вероятно. Кроме этого, наметившаяся миграция очагов землетрясений вдоль разлома Танлу к северо-востоку, может продолжиться и севернее Чифын-Кайюаньского разлома. Ведь и геологическое развитие разлома Танлу шло с юго-запада на северо-восток. Так что его северо-восточная часть под названием Илань-Итунского разлома является более поздним образованием [30].

Учитывая высокую плотность населения в провинции Ляонин и развитую сеть промышленных предприятий, национальная конференция по сейсмологии, проведенная в 1970 г., приняла решение об отнесении провинции Ляонин к району по прогнозу землетрясений. Исследования проводились под девизом: «Готовность не принесет вреда!» Была организована группа сейсмологов для обеспечения наблюдений за различными предвестниками и разработки методики прогноза. Предвестники подразделялись на микро- и макропредвестники. Сведения о микропредвестниках землетрясения получены с помощью приборов, а макропредвестники основывались на наблюдениях за поведением животных, уровнем воды в водоемах, дебитом источников, атмосферными явлениями и т.п.

Микропредвестники

1) Сейсмологические данные. С целью улучшения сейсмических наблюдений в провинции Ляонин в 1971 г. была создана сеть сейсмических станций. Сейсмическая активность территории провинции в 1972-1973 гг. была сравнительно слабой. С 1974 г. уровень ее заметно повысился. Причем сначала это повышение отмечалось лишь вдоль разлома Таньчэн-Инкоу, а перед Хайченским землетрясением распространилось и на другие районы. Резкое увеличение сейсмической активности началось за 3 дня до основного толчка, а за 6 часов до землетрясения частота возникновения слабых толчков достигла максимального значения. При этом основное их количество было сосредоточено в районе эпицентра, последовавшего за ним основного толчка. К моменту же Хайченского землетрясения количество форшоков резко упало и наступило кратковременное сейсмическое затишье.

Кроме исследований сейсмического режима проводилось изучение скоростей сейсмических волн. Перед Хайченским землетрясением в течение четы-

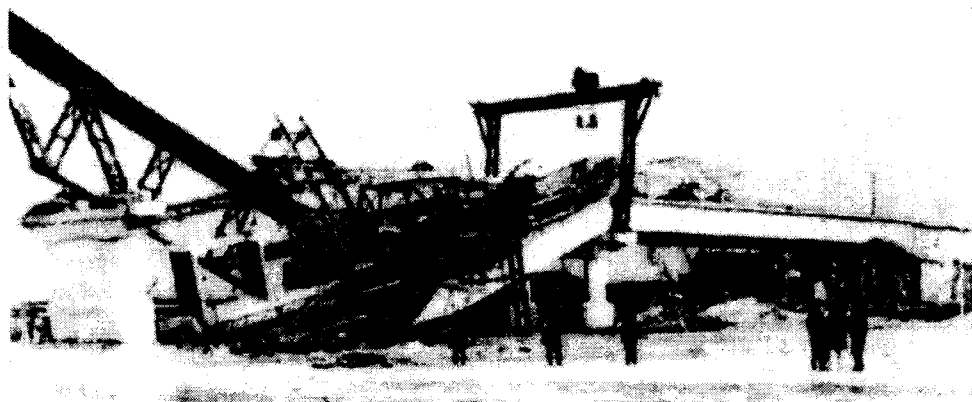


Рис.4. Разрушенный при Хайченском землетрясении мост. Фото из [31].

плотинах водохранилищ возникли трещины, а в их бортах отмечались отседания и оползания грунтов вниз по склону. Землетрясение сопровождалось подземным гулом и свечением неба.

Рассмотрим на чем же был основан прогноз Хайченского землетрясения, как это описано в книге китайского сейсмолога Цзян Фаня [24].

Начало комплексным исследованиям по предсказанию Хайченского землетрясения было положено еще в 1970 г. Основанием для их организации явилось то, что северо-восточные районы Китая характеризуются высокой сейсмической активностью. Здесь проходит сейсмический пояс Таньчэн-Инкоу (см.рис.3), приуроченный к известному глубинному разлому Таньчэн-Лудзян (Танлу), являющемуся аналогом разлома Сан-Андреас в Калифорнии на западе США [28,32]. С ним связаны многочисленные сильные землетрясения с магнитудами до 8.5 [29]. Кроме того, к 70-м годам наметилась миграция сильных землетрясений вдоль сейсмического пояса с юго-запада на северо-восток на территорию провинции Ляонин. Интересно отметить, что к настоящему времени миграция очагов землетрясений вдоль разлома Танлу как бы ограничена пересекающим его субширотным Чифын-Кайюаньским разломом (см. рис.3). Как известно, узлы пересечений крупных разломов характеризуются высоким сейсмическим потенциалом. Следовательно, в будущем возникновение сильного землетрясения в этом месте вполне вероятно. Кроме этого, наметившаяся миграция очагов землетрясений вдоль разлома Танлу к северо-востоку, может продолжиться и севернее Чифын-Кайюаньского разлома. Ведь и геологическое развитие разлома Танлу шло с юго-запада на северо-восток. Так что его северо-восточная часть под названием Илань-Итунского разлома является более поздним образованием [30].

Учитывая высокую плотность населения в провинции Ляонин и развитую сеть промышленных предприятий, национальная конференция по сейсмологии, проведенная в 1970 г., приняла решение об отнесении провинции Ляонин к району по прогнозу землетрясений. Исследования проводились под девизом: «Готовность не принесет вреда!» Была организована группа сейсмологов для обеспечения наблюдений за различными предвестниками и разработки методики прогноза. Предвестники подразделялись на микро- и макропредвестники. Сведения о микропредвестниках землетрясения получены с помощью приборов, а макропредвестники основывались на наблюдениях за поведением животных, уровнем воды в водоемах, дебитом источников, атмосферными явлениями и т.п.

Микропредвестники

1) Сейсмологические данные. С целью улучшения сейсмических наблюдений в провинции Ляонин в 1971 г. была создана сеть сейсмических станций. Сейсмическая активность территории провинции в 1972-1973 гг. была сравнительно слабой. С 1974 г. уровень ее заметно повысился. Причем сначала это повышение отмечалось лишь вдоль разлома Таньчэн-Инкоу, а перед Хайченским землетрясением распространилось и на другие районы. Резкое увеличение сейсмической активности началось за 3 дня до основного толчка, а за 6 часов до землетрясения частота возникновения слабых толчков достигла максимального значения. При этом основное их количество было сосредоточено в районе эпицентра, следовавшего за ним основного толчка. К моменту же Хайченского землетрясения количество форшоков резко упало и наступило кратковременное сейсмическое затишье.

Кроме исследований сейсмического режима проводилось изучение скоростей сейсмических волн. Перед Хайченским землетрясением в течение четы-

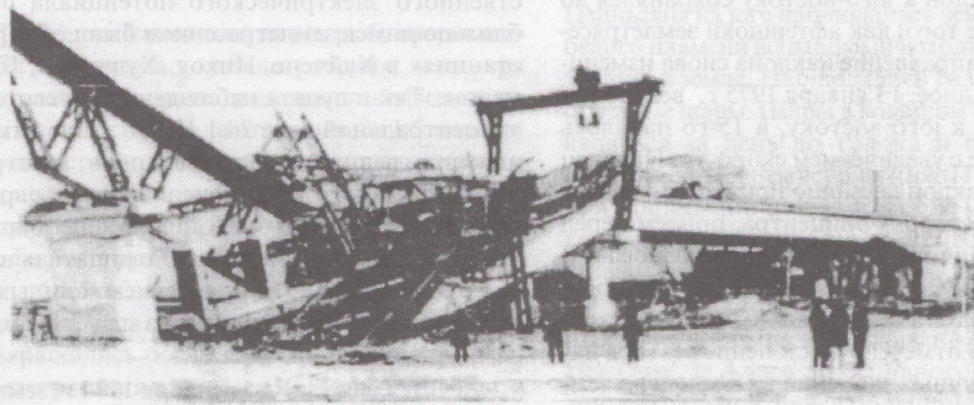


Рис.4. Разрушенный при Хайченском землетрясении мост. Фото из [31].

рех лет до основного толчка отмечались пониженные, относительно обычных, значения отношений скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и лишь к концу марта 1974 г они повысились до нормальной величины. Спустя 10 месяцев после этого произошло Хайченское землетрясение.

2) Деформации земной поверхности изучались с помощью нивелирования. Станция наблюдения Цзиньсянь располагалась в 196 км юго-западнее эпицентра Хайченского землетрясения. Линия измерения была проложена в 1970 г., а с августа 1973 г. стали обнаруживаться изменения высот поверхности земли. Сначала с сентября 1973 г. по май 1974 г. западная точка понизилась на 2.5 см, затем с мая по сентябрь поднялась на 0.7 см. С сентября по ноябрь 1974 г. вновь отмечалось опускание на 2.2 см, со скоростью в 2 раза большей, чем вначале. С декабря 1974 г. по январь 1975 г. поверхность земли по-прежнему сохраняла наклон в северо-западном направлении, но скорость постепенно уменьшалась и во второй декаде января восстановилось его первоначальное значение. 4 февраля 1975 г. в день Хайченского землетрясения никаких внезапных изменений не наблюдалось. Аналогичные аномальные явления были зафиксированы в других частях Ляодунского п-ова южнее и юго-восточнее эпицентра Хайченского землетрясения.

Кроме нивелирования для изучения наклонов земной поверхности использовались наклонометры с горизонтальным маятником. Изменения наклонов перед Хайченским землетрясением отмечались в Шэньяне, Цзиньчжоу, Паньцзине, Инкоу и др. местах по всем направлениям от эпицентра землетрясения. Так в Шэньяне, расположенном к северо-востоку от эпицентра, с мая 1974 г. до середины сентября отмечался наклон на северо-запад, а в конце ноября наклон резко изменился в направлении юго-восток и сохранялся постоянным вплоть до 21.12.1974 г. с увеличением скорости. 22.12.1974 г. в районе г. Ляоян на расстоянии 64 км от Шэньяна произошло землетрясение с $M=4.8$. Однако наклон к юго-востоку сохранялся до конца 1974 г. После того, как афтершоки землетрясения закончились, направление наклона снова изменилось на северо-западное. 13 января 1975 г. вектор наклона развернулся к юго-востоку, а 15-го началось обратное изменение с увеличением скорости. Наконец 1 февраля 1975 г. наклон внезапно принял юго-западное направление в сторону эпицентра, причем перед землетрясением величина наклона резко возросла. В то же время в г. Инкоу, расположенном в 20 км к юго-западу от эпицентра эта аномалия не была зафиксирована, хотя и было отмечено отклонение вектора наклона от среднемесячных значений за 8 месяцев до землетрясения.

3) Содержание радона в воде. Перед Хайченским землетрясением повышенные содержания радо-

на в воде колодцев были обнаружены в Шэньяне, Синчэне, Паньцзине, Танганцзы, Сюньюэчене, Цзиньсяне, Даньдуне и др. населенных пунктах. Положительные и отрицательные аномалии содержания радона в воде начали обнаруживаться за год до землетрясения уже в январе-феврале 1974 г. Внезапные различные изменения в разных местах отмечались в течение 10-20 дней перед землетрясением. В день землетрясения 4 февраля 1975 г. перед толчком было зарегистрировано резкое изменение содержания радона в колодце в Паньцзине (в 90 км от эпицентра). За 4-6 часов до толчка был зарегистрирован всплеск изменений в Танхэяне, а за полчаса до землетрясения содержание радона резко возросло. Интересно, что изменение содержания радона за несколько часов до землетрясения было обнаружено в провинции Хэбэй, в 500 км от эпицентра.

4) Силы тяжести. Повторные определения силы тяжести были проведены по линии Байчжэнь - Паньшань - Чжуанхэ несколько раз как до землетрясения, так и после. Было установлено, что в эпицентральной зоне величина силы тяжести перед землетрясением понижалась, а после землетрясения - повышалась и возвращалась к исходному значению.

5) Напряжения в земной коре. Перед Хайченским землетрясением изменения напряжений в земной коре наблюдались в Шэньяне, Цзиньчжоу, Даяне, Кайюане, Таншане, Аньцю и др. местах. Раньше других аномалии индуктивности начали обнаруживаться в Шэньяне и продолжались в течение 300 дней с января до конца ноября 1974 г. На станциях наблюдения в Цзиньчжоу и Таншане за 1.5 часа до землетрясения были зафиксированы внезапные аномалии напряжений, которые к моменту подземного толчка исчезли.

6) Земные токи. Аномальные изменения удельного электрического сопротивления в земной коре начали обнаруживаться уже в начале 1973 г. на сейсмостанции в Паньцзине (в 90 км от эпицентра Хайченского землетрясения). Резкие изменения естественного электрического потенциала перед приближающимся землетрясением были обнаружены на станциях в Хайчене, Инкоу, Хучжуане, Бэнси и др. местах. Так в пункте наблюдения полевого отряда в эпицентральной зоне 28.1.1975 г. было отмечено понижение величины естественного электрического потенциала, которое в течение дня 2 февраля упало со 130 до 30 мВ. Во второй половине дня 4 февраля эта величина понизилась до отрицательного значения с одновременным появлением мощных импульсных сигналов, которые иногда даже не поддавались регистрации.

В г. Хучжуане до декабря 1974 г. земные электротокы были стабильными. Их колебания начали отмечаться с 10.12.1974 г. После землетрясения 22.12.1974 г. с $M=4.8$ в районе Ляояна амплитуда и час-

тота волновых колебаний постепенно стали увеличиваться. Однако с 7 по 20 января 1975 г. кривые волновых колебаний понизились с 56 до 39 мкА. После этого начался постепенный подъем кривой колебаний, а разность суточных амплитуд составила 2-4 мкА. 27-29 января снова отмечалось непрерывное падение до 7 мкА, а после 29 января началось повышение. Перед землетрясением 4 февраля 1975 г. стрелка прибора регистрации земных токов показывала колебания в пределах 20-30 мкА. И когда после наиболее интенсивной отрицательной аномалии началось повышение кривой колебаний произошло Хайченское землетрясение.

На сейсмической станции Хайчен 22.12.1974 г. за 5-10 часов до землетрясения с $M=4.8$ в районе Ляоян были зарегистрированы сигналы трех сравнительно сильных импульсов. 4 февраля за 5 часов до Хайченского землетрясения возникли подряд 6 сильных скачков в колебаниях земных токов, которые были восприняты как кратковременные предвестники землетрясения. Изменения земных токов перед Хайченским землетрясением наблюдались и в некоторых других пунктах наблюдений с разными временными интервалами.

7) Геомагнетизм. В связи с тем, что в провинции Ляонин до Хайченского землетрясения не было геомагнитных станций, следовательно специальных наблюдений не проводилось. Однако по данным наблюдений на юге Ляодунского п-ва вертикальная составляющая магнитного поля с октября 1973 г. по май 1974 г. обнаружила положительную аномалию в 21.5 эман, которая еще раз наблюдалась в мае-сентябре 1974 г., а затем до момента землетрясения ее значение постепенно понижалось. Отрицательная аномалия значения угла магнитного склонения обнаруживалась на ст.Чанчунь (севернее эпицентра Хайченского землетрясения за рамкой карты рис.3) с октября 1973 г. по январь 1975 г.

Макропредвестники

1) Поведение животных, птиц, рыб, пресмыкающихся. За два месяца до землетрясения, несмотря на довольно сильные морозы, змеи выползали из нор на поверхность земли и погибали от холода. За 1.5 м-ца появилось множество крыс, которые бегали по улицам и в домах, не боясь ни людей, ни кошек. Гуси, куры, голуби и др. птицы перед землетрясением обнаруживали сильное беспокойство. Они неистово гоготали, кудахтали, высоко взлетали, садились на деревья, дома, склоны холмов. Голуби улетали с насиженных мест и возвращались после землетрясения. Рыбы накануне землетрясения плавали у поверхности воды, а за час до толчка выпрыгивали из воды. Домашние животные (собаки, кошки, коровы, лошади, свиньи, овцы и др.) перед землетрясением не принимали

пищу, вели себя крайне беспокойно и агрессивно, нападали на людей.

2) Подземные воды. За два месяца до Хайченского землетрясения стал изменяться уровень воды в колодцах, отмечались водовороты, пузыри, помутнение, повышение температуры и изменение запаха. Наблюдались выбросы воды и ее фонтанирование. В одних местах появлялись новые источники, в других же они исчезали. Причем аномалии подземных вод испытывали тенденцию к миграции в направлении к Хайчену - будущей эпицентральной зоне. С 1 февраля 1975 г. до момента землетрясения 4 февраля произошло неожиданное явление «обратной миграции» от эпицентра во все стороны. Местами непосредственно перед основным толчком отмечались изменения уровней воды в колодцах: понижение уровня сменялось его повышением и наоборот. Следует заметить, что кое-где в одном и том же районе аномалии подземных вод в одних колодцах наблюдались, в других же нет. Фонтанирование воды отмечалось за несколько часов до землетрясения, а незадолго до толчка оно прекращалось. Кроме этого в эпицентральной зоне менялись жесткость воды и ее состав.

3) Морские приливы и отливы. За сутки до землетрясения морская поверхность находилась в состоянии замедленной вибрации, которая была записана автоматически на станции по изучению приливов, а почти за час до толчка эти аномальные волны исчезли.

4) Метеоусловия. За несколько дней до землетрясения в эпицентральной зоне отмечалось повышение температуры воздуха и понижение атмосферного давления, которые достигли своих максимальных значений в день землетрясения. С января 1975 г. в воздухе стал чувствоваться специфический запах. Во многих районах перед землетрясением появился стелющийся по поверхности земли густой плотный туман, который после землетрясения быстро рассеялся. Во время землетрясения на территории провинции Ляонин от Дандуня на востоке до Цзиньчжоу на западе и от Шэньяна на севере до Цзиньсяня на юге наблюдалось земное свечение: языки белого пламени вспышками исходили из сейсмогенных трещин в земле. Наблюдались разноцветные радуги и огненные шары. Шары в большом количестве стали появляться за день до толчка и особенно много их было во время землетрясения. После землетрясения они постепенно исчезли. За две минуты до толчка и во время землетрясения повсеместно в эпицентральной зоне слышался подземный гул.

Таким образом, на основании вышеприведенных данных было предсказано Хайченское землетрясение. За 4 часа до основного толчка население в эпицентральной зоне в большинстве своем было эвакуировано, благодаря чему число жертв было небольшим, при значительных разрушениях как жилых домов, так и общественных зданий. Была даже

высказана мысль, что все предвестники еще до землетрясения были разделены на долго-, средне-, кратко- и сверхкраткосрочные. Однако, как справедливо заметил японский сейсмолог Кацухиро Исибаси [4], внимательно проанализировавший доклад по Хайченскому землетрясению, разделение предвестников по времени было проведено уже после землетрясения.

И действительно, несмотря на то, что Хайченское землетрясение было предсказано, осталось много неясного. Ведь неслучайно, последовавшее через год Таншанское землетрясение, унесшее 250 тыс. жизней, не было предсказано, хотя предвестники были и перед ним. Так, по мнению китайских сейсмологов, магнитуда Хайченского землетрясения должна была составить 5.0-6.0. Причем эта оценка ничем не обосновывалась. После того, как уже был сделан прогноз о возможном возникновении сильного землетрясения на юге провинции Ляонин, за 1.5 м-ца до Хайченского землетрясения сначала произошло землетрясение с $M=4.8$ в районе г. Ляояна в 80 км севернее эпицентра Хайченского землетрясения, а уж потом само Хайченское землетрясение с $M=7.3$, которая значительно превысила предсказанную. Если исходить из максимальных возможных землетрясений в зоне разлома Танлу, то магнитуду Хайченского землетрясения можно было предполагать гораздо большей, чем предсказывалось. Ведь ранее в его зоне южнее провинции Ляонин случались землетрясения с $M>7.0$, а в XVII в. севернее г. Таньчэна даже произошло землетрясение с $M=8.5$, унесшее полмиллиона человеческих жизней [28]. По-видимому, величину магнитуды приближающегося землетрясения, в какой-то степени, можно было определить по времени и площади проявления предвестников [3, 11, 34, 36].

Местоположение эпицентра Хайченского землетрясения было локализовано в самое последнее (примерно за 2 м-ца до основного толчка) время. До этого же в течение примерно 1.5-2.0 лет высказывалось предположение о вероятности сильного землетрясения на юге провинции Ляонин на огромной территории с радиусом около 200 км.

Наконец, время возникновения землетрясения предсказывалось несколько раз. При этом объявлялись тревоги, как впоследствии выяснялось, ложные и даже проводились эвакуации. И лишь за 2 часа до момента основного толчка эвакуация оказалось оправданной. Причем эта тревога могла быть объявлена и раньше, и позже, т.к. опять же не было полной гарантии во времени момента возникновения землетрясения. Некоторые жители, разуверившись в возможности землетрясения, стали возвращаться в свои покинутые дома, вследствие чего погибали под развалами.

Таким образом, нисколько не преуменьшая успеха китайских специалистов в предсказании Хайченского землетрясения, справедливости ради, нужно

сказать, что в большей степени - это счастливая случайность. Известно, что, даже анализируя различные явления, предвещающие уже происшедшие сильные землетрясения, далеко не всегда удается выделить предвестники, по которым с уверенностью его можно было бы предсказать [7].

Отмечалось множество сверхкраткосрочных предвестников, основанных на наблюдениях за поведением животных, рыб, атмосферных явлений и т.п., и спасших не один десяток людей. Вот где пригодился девиз: «Готовность не повредит!» Люди при первых же признаках приближающегося мощного толчка покидали свои дома. Вот только несколько из множества примеров.

В районе Паньцзиня в одном из домов за 10 минут до землетрясения женщина заметила много беспокойно снующих крыс. Она быстро взяла самое необходимое, схватила ребенка и выбежала на улицу. Тотчас последовал толчок. У одного рабочего в уезде Гайсянь за 30 мин. до толчка собака схватила зубами своего щенка и выбежала из дома. Хозяин, почувствовав что-то неладное, последовал за ней. Через 5 минут произошло землетрясение. В г. Даньдуне в одной семье за 20 мин. до землетрясения аквариумная рыбка проявила сильное беспокойство, а вскоре стала выпрыгивать из воды. Увидев это, хозяин погасил огонь в печи и с двумя детьми выбежал на улицу. Последовал толчок. В районе Паньшаня за час до землетрясения мужчина заметил появление густого тумана, стелющегося над землей и почувствовал специфический запах. Он вбежал в дом, одел ребенка и покинул помещение. Тут же последовал толчок. В одном месте на заводе мужчина придумал нехитрое приспособление способное улавливать малейшие земные звуки, снабдив его усиливающим микрофоном. За 2 мин. до землетрясения, услышав нарастающий звук, он с криком: «Землетрясение!», выбежал на улицу. Многие рабочие последовали за ним. Тут же произошло землетрясение.

ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Прогноз землетрясений, как известно, делится на долго-, средне- и краткосрочный [1, 7, 9, 19, 20].

Долгосрочный прогнозирует место, максимальную магнитуду и время возникновения землетрясения в ближайшие десятки и сотни лет. Место возможных очагов землетрясений определяется на основе изучения геолого-тектонических особенностей и новейшей тектоники территорий. Предельная магнитуда максимального возможного землетрясения рассчитывается по целому комплексу данных: по магнитуде когда-то уже происшедшего в данной зоне максимального сейсмического события, в том числе с использованием палеосейсмогеологических данных [21], по объемам сейсмогенерирующих блоков и протяженности сейсмогенных зон [26], по размерам сейсмических пятен [12], по величине градиентов скоростей но-

вейших тектонических движений с учетом протяженности градиентных зон [27] и др. Оценка максимальных возможных магнитуд землетрясений на основе комплексного анализа была проведена автором для территории Дальнего Востока [14].

Время возникновения таких землетрясений устанавливается как на основе их повторяемости в прошлом, так и путем построения графиков повторяемости с учетом экстраполяции их в область сильных землетрясений. Кроме этого, время повторения землетрясений зависит от скорости тектонических движений по разлому и от размера зоны вспарывания при землетрясении [7].

Среднесрочный прогноз основывается на разнообразных микро- и макропредвестниках землетрясений. Место возможного эпицентра в этом случае устанавливается по локализации на местности этих предвестников, а максимальная возможная магнитуда - по времени и площади их проявления [3, 11, 34, 36]. Время возникновения землетрясения определяется месяцами - первыми годами.

Наконец, краткосрочный прогноз базируется на основе как различных инструментальных данных, так и наблюдений за уровнем подземных вод, атмосферными явлениями, поведением животных, птиц, рыб, пресмыкающихся и т.д. Время до возникновения подземного толчка определяется несколькими часами - первыми сутками.

Говоря о сложности прогноза землетрясений, следует отметить, что наиболее трудноразрешимым и ответственным является краткосрочный, на основе которого нужно принимать решение об остановке промышленных предприятий и эвакуации населения. Ведь и катастрофическое Таншанское землетрясение, унесшее 250 тыс. человеческих жизней, в принципе, можно было предсказать, т.к. оно также предвещалось многочисленными предвестниками. Сложность заключалась в их интерпретации. Одной из причин, как впрочем и перед Хайченским землетрясением, был их мигрирующий характер (рис. 5). Поэтому объявлять тревогу о приближающемся землетрясении не решились, поскольку эвакуация населения из более чем миллионного города с остановкой промышленности, дело чрезвычайно дорогостоящее и пойти на него можно лишь при высокой степени уверенности в моменте возникновения землетрясения. Иначе может случиться, что ущерб от предсказания землетрясения превзойдет ущерб от самого землетрясения [7].

Анализ материалов, проведенный после Спитакского землетрясения 1988 г. в Армении, показал, что и перед ним также наблюдались определенные предвестники, которые были отнесены к таковым уже после землетрясения [19]. Как тут не вспомнить слова академика М.А.Садовского, сказанные им еще четверть века назад и не утратившие своей остроты и се-

годня: «Мы научились успешно прогнозировать прошедшие землетрясения».

Приведенный выше комплекс предвестников Хайченского землетрясения показывает, что одни из них накануне толчка испытывали изменения в сторону повышения, другие же - понижения своих величин относительно фоновых значений. Причем в одних случаях момент землетрясения совпал когда шло интенсивное изменение каких-то полей, в других - когда они достигли своего максимума и начался их спад и т.д. Вышесказанное можно продемонстрировать графиками (рис. 6, 7, 8 [24]), которые лишней раз подтверждают сложность выявления времени возникновения землетрясения.

Кроме этого, одни и те же предвестники перед разными землетрясениями ведут себя по-разному. Так, одним из основных предвестников Хайченского землетрясения было появление многочисленных форшоков. Несмотря на то, что форшоки предвещали и многие другие сильные землетрясения, есть и противоположные данные. Например, перед разрушительным ($M=7.8$) Таншанским землетрясением, эпицентр которого располагался в 400 км к юго-западу от Хайченского, последовавшего через год после него, форшоков не отмечалось, а задолго до сильного землетрясения в Такахиоки 1968 г. (Япония), сейсмичес-

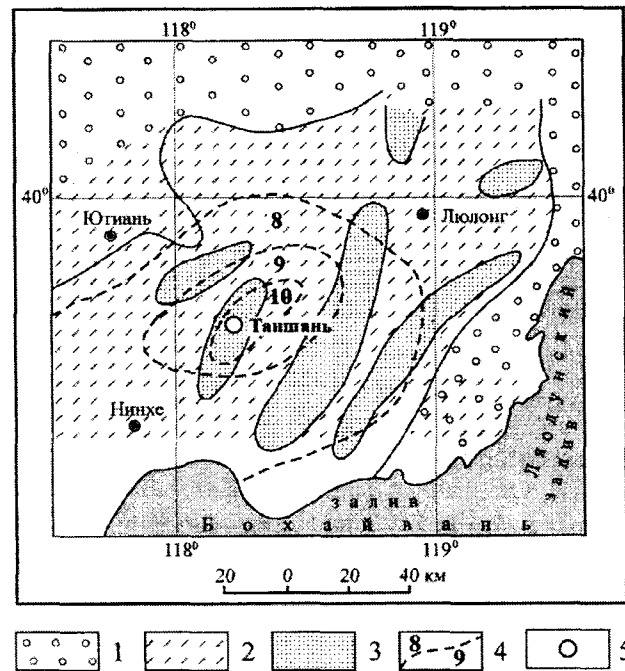


Рис.5. Пример миграции гидрогеодинамического предвестника к эпицентру Таншанского землетрясения по: [20].

Зона аномалий: 1-за 3-5 дней до землетрясения; 2-за 1-2 дня; 3-за 16 час до землетрясения; 4-изосейсты в баллах, 5- эпицентр Таншанского землетрясения 28.07.1976 г.

кая активность в эпицентральной области вообще постепенно уменьшалась [33].

Также в качестве одного из предвестников Хайченского землетрясения китайские сейсмологи рассматривали изменение скоростей сейсмических волн в эпицентральной зоне перед землетрясением. Однако, уже после землетрясения, когда появилось много данных о скоростях сейсмических волн от взрывов, выяснилось, что больших их изменений не происходит [7] и поэтому они вряд ли могут служить надежным предвестником.

Также, по мнению Т.Рикитаке, не могут определенно указывать время возникновения землетрясения и данные о деформациях земной коры [9].

Отмеченные различия в поведении предвестников перед землетрясениями обусловлены разными моделями и механизмами их очагов, различными геолого-тектоническими особенностями эпицентральных зон и т.п. И то, что удастся прогнозировать в лабораторных условиях на моделях разрушения образцов или предсказывать моменты возникновения землетрясений на прогностических полигонах, далеко не всегда повторяется в различных по геолого-тектоническим особенностям сейсмоактивных регионах Земли.

ением, не окажут большой помощи в выявлении предвестников в конкретном изучаемом районе.

Рассмотренные выше Нефтегорское и Хайченское землетрясения во многом оказались схожими. Произошли они в районах до этого считавшимися слабо сейсмичными. Характеризовались близкими по величине магнитудами - 7.5 и 7.3, глубинами очагов - 18 и 12 км и интенсивностью прояв-



Рис.6. Количество форшоков (N, шт.) в час. перед Хайченским землетрясением 04.02.1975 г.

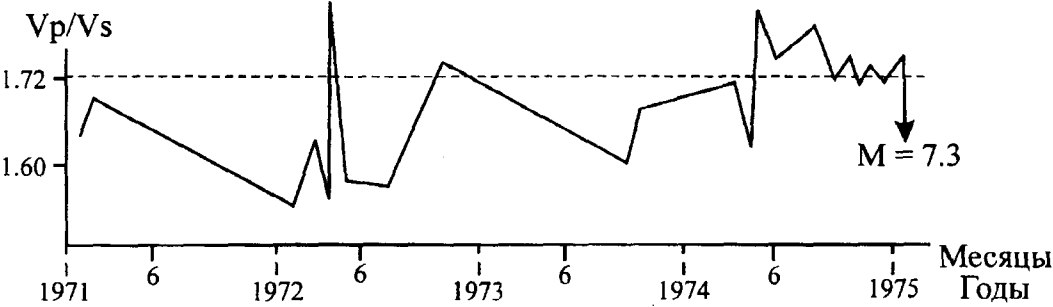


Рис.7. Кривая аномалии отношения скоростей распространения продольных и поперечных волн (Vp/Vs) перед Хайченским землетрясением.

Характер появления предвестников имеет свои индивидуальные особенности у каждого землетрясения [7]. Они определяются конфигурацией сейсмогенных разрывов, степенью неоднородности в распределении прочности по плоскости разрыва и типу скольжения. В связи с этим предвестники сильно меняются от района к району и могут повторяться, и то не всегда, лишь на одном и том же разломе. Поэтому предыдущее землетрясение в определенной области следует рассматривать как важнейшее указание на то, можно ли ожидать в данной области появление предвестников землетрясений и каких именно. Никакая информация о землетрясениях в других районах и никакой анализ этой информации, особенно о землетрясениях в районах с другим тектоническим стро-

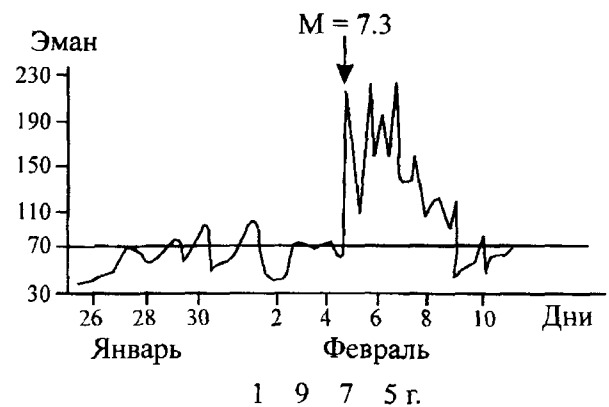


Рис.8. Кривая содержания радона в воде в различное время перед Хайченским землетрясением.

ления на поверхности Земли - 10 и 9 баллов, соответственно. В их плейстоценовых зонах возникли сейсмотектонические и сейсмогравитационные дислокации. Землетрясения вызвали большие разрушения в близлежащих к эпицентру населенных пунктах. Были разрушены автомобильные и железнодорожные мосты, линии электропередач и т.д.

Произошли они в зонах крупных глубинных разломов, являющихся границами литосферных плит. В то же время очаги обоих землетрясений располагались на оперяющих более мелких разломах и характеризовались взбросо-сдвиговыми, со значительно преобладающей сдвиговой компонентой, подвижками и т.д. И если Хайченское землетрясение было предсказано задолго до его возникновения, то Нефтегорское - явилось полной неожиданностью не только по времени возникновения, но и по силе и месту. А можно ли было все-таки предвидеть его?

Местоположение эпицентра и максимальную магнитуду Нефтегорского землетрясения, с определенной долей вероятности, можно было предполагать.

Несмотря на то, что в историческое время здесь не было сильных землетрясений, вскрытие Верхне-Пильтунского разлома после Нефтегорского землетрясения показало, что землетрясения подобные Нефтегорскому здесь происходили и ранее с периодичностью в 400-1000 лет [8, 10]. Кроме того в Средне-Сахалинских горах были обнаружены многочисленные палеосейсмодислокации - следы прошлых сейсмических катастроф [5]. Все это свидетельствует о том, что на Сахалине время от времени подобные катастрофы повторяются.

Другое дело, что ни средне-, ни, тем более, краткосрочный прогноз здесь был невозможен. Наблюдений за микро- и макропредвестниками, как это было сделано в провинции Ляонин, на Сахалине не велось. Даже сейсмические станции на севере Сахалина были закрыты ввиду отсутствия финансирования, в то время как в провинции Ляонин к действующим там станциям дополнительно открыли еще четыре. Последняя станция на севере Сахалина, расположенная в Охе в 80 км от эпицентра Нефтегорского землетрясения, была законсервирована за год до него. Правда, вряд ли можно было рассчитывать на то, что если бы на севере Сахалина работала локальная сеть станций, то Нефтегорское землетрясение удалось бы предсказать. Ведь, как писал один из корифеев в вопросах предсказания землетрясений-японский сейсмолог Киёо Моги, предсказать землетрясение, основываясь только на сейсмических данных, можно лишь при исключительном везении [7]. Но совершенно очевидно, что полученный сейсмологический материал явился бы бесценным вкладом в дело прогноза землетрясений. К сожалению, он оказался безвозвратно потерянным.

Как известно, часто после сильного землетрясения в эпицентральной зоне в течение длительного времени отмечается высокая афтершоковая активность. Это свидетельствует о том, что идет разрядка накопленных в земной коре тектонических напряжений и тем самым уменьшается вероятность возникновения здесь нового мощного толчка. Многочисленные афтершоки отмечались и после Нефтегорского землетрясения, причем некоторые из них были настолько сильными, что ощущались не только в Нефтегорске, но и в населенных пунктах, удаленных на десятки км от него. Здесь уместно отметить, что как при основном толчке, так и при сильных афтершоках, отмечались не только вертикальные, но и горизонтальные движения земной поверхности, обусловленные взбросо-сдвиговыми движениями в очаге землетрясения, как, впрочем, и при Хайченском землетрясении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ сейсмотектонических обстановок Нефтегорского и Хайченского землетрясений, их макросейсмические проявления и сопутствующие явления показывают, что между ними отмечалось много общего.

Прогноз места и силы Хайченского землетрясения был осуществлен прежде всего на основании прохождения в провинции Ляонин глубинного активного разлома Танлу и приуроченного к нему сейсмического пояса Танчен-Инкоу. Исследования по предсказанию времени возникновения землетрясения были начаты в связи с наметившейся миграцией очагов землетрясений в северо-восточном направлении вдоль этого сейсмического пояса.

Наличие серии мощных долгоживущих активных разломов, поверхностные и погребенные палеосейсмодислокации, современная сейсмическая активность северной части о. Сахалин вполне могли свидетельствовать о его высоком сейсмическом потенциале задолго до Нефтегорского землетрясения.

Нет сомнений в том, что на новой нормативной карте сейсмического районирования Сахалина будут выделены высокосейсмичные районы, что уже в первом приближении сделано на Временной схеме сейсмического районирования Сахалинской области [23].

ЛИТЕРАТУРА

1. Асада Т. (ред.). Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра. 1984. -312с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192с.
3. Зубков С.И. Времена возникновения предвестников землетрясений //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 5. С.87-91.

4. Исибаси К. Стратегия прогноза землетрясений //Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.:Недра, 1984. С.253-274.
5. Кучай В.К., Полуниин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмогеологическим данным //Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.112-114.
6. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: Междувед. Геофиз. Комитет при Президиуме АН СССР, 1965.11с.
7. МогИ К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.
8. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995г. //Федерал. сист. сейсмол. наблюд. Спец. вып. Окт. 1995.236 с.
9. РикитакЕ Т. Предсказание землетрясений.М.: Мир, 1979. 388 с.
- 10.Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. на Сахалине //Геотектоника. 1996. № 2. С.45-53.
- 11.Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Зависимость времени проявления предвестников от силы землетрясения //Докл.АН СССР. 1985. Т.285, № 6. С.1359-1361.
- 12.Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
- 13.Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. 308 с.
- 14.Семенов Р.М. Максимальные возможные землетрясения в Верхнем Приамурье //Докл. АН. 1995. Т.341, № 5. С. 689-692.
- 15.Семенов Р.М., Павленов В.А. Некоторые макросейсмические последствия Нефтегорского землетрясения //Федерал.Система сейсмол. набл. Спец. вып. Окт. 1995. С. 76-79.
- 16.Семенов Р.М., Павленов В.А. Нефтегорское землетрясение на севере Сахалина //Природа. 1996. № 1. С.48-57.
- 17.Семенов Р.М., Харахинов В.В. Нефтегорское землетрясение на Сахалине //Вестн. ДВО РАН. 1996. № 1. С. 52-59.
- 18.Семенов Р.М., Харахинов В.В., Павленов В.А. Сильное землетрясение на севере Сахалина 28. 05. 1995 г. (сейсмогеологическая характеристика) //Физика Земли. 1996. № 12. С. 124-129.
- 19.Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 191 с.
- 20.Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- 21.Солоненко В.П. Сейсмогеология и проблема предсказания землетрясений //Геология и геофизика 1974. № 5. С. 168-178.
- 22.Солоненко В.П. Шкала балльности по сейсмодислокациям //Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. С. 121-132.
- 23.УломоВ В.И. Оценка сейсмической опасности и Временная схема сейсмического районирования Сахалина //Федерал. система сейсмол. набл.. Спец. вып. Окт. 1995. С.18-26.
- 24.Фань Ц. Хайченское землетрясение 4 февраля 1975 г. Пекин. Землетрясение. 1978. 90 с. (Перев. с кит.).
- 25.Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина //Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С.77-86.
- 26.Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 6. С. 12-20.
- 27.Яковлева И.Б. Обсуждение возможности картирования величины Кмах. по скорости деформации земной коры // Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: ФАН, Узб. ССР, 1974. С. 67-76.
- 28.Bolt В.А.,Darrah R.В. The Tanlu fault system Shantung and Anhui provinces //California geology. 1983. Vol.36, № 12. P. 270-275.
- 29.Fang Z., Ding M., Ji F., Hongfa X. Geological analysis of the seismicity in the Tancheng-Lujiang fault zone, East China //Seismol. and Geol. 1980. Vol.2, № 1. P. 39-45.
- 30.Fuhong Z. The relation of the Tancheng-Lujiang fault with the main faults in the southern part of Northeast China // Seismol. and Geol. 1985. Vol.7, №2. P. 1-9.
- 31.Haicheng earthquake 1975.2.4. Shenyong. 1982. 8 p.
- 32.Jiawei X., Guang Z., Weixing T., Kerei C., Qing L. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean //Tectonophysics. 1987. Vol.134, № 4. P.273-310.
- 33.Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan. Activity before and after great earthquakes // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1969. Vol. 47. Pt. 3. P. 395-417.
- 34.Scholz C.H., Sykes L.K., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: a physical basis //Science. 1973. Vol.181. P.803-809.
35. The seismotectonic Map of People's Republic of China by Institute of Geology State Seismological Bureau, Cartographic Publishing House. Sc.: 1:5 000 000. 1979. (In Chinese).
36. Tsubokawa I. On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected // J. Geodet. Soc. Jpn. 1969. № 15. P. 75-88.

Поступила в редакцию 18 марта 1997 г.

R.M. Semenov

The Neftegorsk (Russia) and the Haichen (China) earthquakes: pre-seismic geological conditions, surface rupturing, and the problems of prediction

A number of strong seismic shocks happen on the globe annually. The Neftegorsk earthquake that stroke the island of Sakhalin (Russia) in May 1995, and the 1975 Haichen earthquake in China are among the strongest events with catastrophic consequences. The latter can be cited as a classical example, though so far being unique in the world, of a successfully predicted hazard, whereas the former event had never been expected before, neither its geological conditions nor the energy it could release. A comparative study of pre-seismic geological and tectonic conditions and surface rupturing produced by the two earthquakes, along with the analysis of precursors to the Haichen earthquake, has led to a conclusion that the location and strength of the Neftegorsk earthquake could have been predicted.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ОСВОЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ТЕХНОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В ХАБАРОВСКОМ КРАЕ

Т.И. Подгорная, И.И. Сац***

**Хабаровский государственный технический университет, г. Хабаровск*

***Дальневосточный институт инженерно-строительных изысканий, ДальГИСИЗ, г.Хабаровск*

Изменение состояния геологической среды под влиянием целенаправленных и стихийных техногенных воздействий на Дальнем Востоке выражается в усилении сейсмической опасности. На примере г. Биробиджана, расположенного в 7-балльной зоне, рассмотрены факторы, повышающие или снижающие сейсмическую опасность. Улучшение сейсмических условий и снижение сейсмической опасности ожидается в случае преобладания в геологическом разрезе инертных крупнообломочных и скальных пород, а также при ограниченном распространении сенсорных пород. Ухудшение сейсмических условий и повышение сейсмической опасности наиболее вероятно при наличии сенсорных техногенных отложений, глинистых и песчаных пород большой мощности, обводненных толщ гравийно-галечникового состава, высокого уровня грунтовых вод, тектонических зон. Отмечена возможность увеличения интенсивности сейсмических воздействий на 1-3 балла за счет резонансных явлений и высокой степени пораженности опасными природно-техногенными геологическими процессами. Для прогноза изменения сейсмической опасности на территориях урбанизированных центров Хабаровска, Комсомольска-на-Амуре целесообразно использование имеющейся геоэкологической информации и крупномасштабных карт, отражающих современное состояние геологической среды и характер техногенных воздействий. Прогноз изменения сейсмичности освоенных территорий позволит решить ряд важных задач по обеспечению устойчивого развития региона: рационально использовать городские земли и повысить сейсмостойкость зданий, выявить устойчивые участки для размещения крупных и экологически опасных объектов в сейсмичных районах, разработать конкретные меры защиты населения, смягчения последствий землетрясений и сопутствующих им природно-техногенных катастроф.

На освоенной территории Дальнего Востока в последние годы отмечаются землетрясения различной силы. Анализ негативных социально-экономических и экологических последствий этих землетрясений, показывает, что в настоящее время в регионе нет достаточной информационной обеспеченности для принятия мер по предупреждению и смягчению ущерба от стихийных бедствий. Отсутствуют четко разработанные программы прогноза и предупреждения опасных природно-техногенных геологических процессов, оценки риска от каждого типа эндогенных и экзогенных процессов (катастроф) с целью уменьшения их опасности, ликвидации последствий и реабилитации населения. В Хабаровском крае, территория которого расположена в зоне значительного природного риска строительного освоения [2], существует необходимость уточнения уязвимых мест сосредоточения населения и природных ресурсов. В таких местах велика вероятность невозполнимых потерь от стихийных бедствий, и необходимы конкретные меры преодоления опасности и сопротивления ей.

Важнейшим этапом информационного обеспечения является оценка и прогноз сейсмического риска. В итоговом документе Всемирной конференции по природным катастрофам (Иокогама, май 1994 г.) отмечено: "Предупреждение бедствий, смягчение их последствий и обеспечение готовности к ним - более эффективно, нежели реагирование на

бедствия. Меры такого реагирования сами по себе не являются достаточными, поскольку они позволяют добиться лишь временных результатов исключительно высокой ценой". Как показывает международный опыт, затраты на прогнозирование и обеспечение готовности к стихийным бедствиям в 15 раз меньше по сравнению с величиной предотвращенного ущерба [9]. После разрушительных землетрясений на Сахалине (май 1995 г.) и Курилах (октябрь 1994 г.), сопровождавшихся сильными разрушениями объектов промышленности и социальной инфраструктуры, человеческими жертвами, были пересмотрены и утверждены новые Схемы сейсмического районирования и повторяемости сейсмических воздействий на Дальнем Востоке (Российская Академия наук, Минстрой России, июль 1995 г.). Внесены изменения и в перечень населенных пунктов, расположенных в сейсмических районах [8]. В этом перечне и на Схеме территория Сахалинской области отнесена к 7-9-балльной зоне сейсмических воздействий, такие города Дальнего Востока как Охотск, Николаевск-на-Амуре, Биробиджан, Облучье, поселки Многовершинный, Тырма и другие, - находятся в 7-балльной зоне, города Амурск, Комсомольск-на-Амуре, Ванино, Советская Гавань - в 6-балльной зоне. Возникла острая необходимость прогноза сейсмической опасности для давно существующих и проектируемых на этих территориях объектов про-

мышленности, гражданских, транспортных сооружений, морских и речных портов.

Методы прогноза предусматривают анализ причинно-следственных связей в природной геологической среде, а также при взаимодействии инженерных сооружений с геологической средой. В этом случае дается оценка современного состояния геологической среды территории и комплекса техногенных воздействий. Это позволяет выделить факторы, улучшающие сейсмические условия и снижающие сейсмическую опасность, и факторы, ухудшающие сейсмические условия и усиливающие опасность сейсмических воздействий.

На освоенной территории Дальнего Востока происходят весьма серьезные целенаправленные и стихийные крупномасштабные и локальные изменения геологической среды в связи с различными видами техногенных воздействий. Источниками техногенных воздействий являются города с развитой промышленностью и коммуникациями, искусственные водохранилища, гидроэлектростанции, транспортные магистрали, подземные сооружения, тоннели, шахты, карьеры, отвалы и терриконы, хвостохранилища и другие инженерные сооружения. Преобразования природной геологической среды, затрагивающие рельеф и гидросеть, горные породы и подземные воды, геологические процессы и физические поля, проявляются в изменении напряжений в массиве горных пород, снижении прочностных и деформационных свойств грунтов оснований зданий и сооружений. Показателем крупномасштабных нарушений геологической среды под влиянием техногенных факторов является усиление активности или интенсивности природных экзогенных и эндогенных геологических процессов, формирование техногенных геопроцессов и возникновение катастроф [7].

Природные бедствия часто носят сложный синергетический характер. Одно природное явление вызывает "цепную реакцию" в геологической среде и целую цепочку взаимосвязанных катастрофических явлений. На Курилах известно много случаев возникновения цунами, оползней, обвалов, селей в результате землетрясений. В Николаевске-на-Амуре под влиянием штормовых нагонных наводнений в Амурском лимане отмечается затопление прибрежных территорий и подтопление сооружений подземными водами. Нередко вызванное природное явление превосходит по своей разрушительной силе первоначальное инициирующее явление. На освоенных территориях геологические процессы и явления служат причиной техногенных аварий, катастроф или чрезвычайных экологических ситуаций, угрожают здоровью населения, наносят огромный ущерб. Из-за высокой концентрации промышленных предприятий, сложных инженерных сооружений, экологически опасных объектов любые стихийные бедствия, а особенно землетрясения, способ-

ны вызвать серию технических катастроф - пожары, выбросы и разливы химических веществ. Вследствие этого существенно расширяется зона бедствия, ухудшается состояние окружающей среды, увеличиваются экономические потери. Известны поучительные примеры такого рода в Японии в г. Ниигате (июнь 1964 г.) и г. Кобе (январь 1995 г.). Землетрясение в Ниигате продолжалось всего 15 сек., но нанесло колоссальный ущерб городу, построенному на намывных песках. В результате разжижения песков многие здания и сооружения потеряли устойчивость и рухнули. И после землетрясения разрушения продолжались трое суток. Они были связаны с массовыми пожарами в порту, где находились хранилища нефти, нефтеперерабатывающие предприятия. Тушение пожаров было затруднено из-за разрушения дорог и мостов. Пожары уничтожили объекты нефтехимии и 300 жилых домов вблизи порта. Аналогичная ситуация сложилась в г. Кобе, где возникло 350 пожаров, уничтоживших даже уцелевшие при землетрясении здания на площади более 100 га в густонаселенном районе [4].

Опасность синергетических бедствий на Дальнем Востоке возрастает в связи с техногенными воздействиями. Зная местоположение источника техногенных воздействий, виды и формы воздействий на геологическую среду, особенности природных условий, можно составить перспективный прогноз возможных на этой и прилегающей территории неблагоприятных изменений геологической среды. При этом оценивается вероятность возникновения или активизации природно-техногенных геологических процессов и степень риска (ущерба), позволяющая предусмотреть способы рационального использования территории и меры защиты зданий, сооружений, населения.

Такого рода исследования и прогнозные оценки произведены в 1985 г. для города Биробиджана, находящегося в 7-балльной зоне сейсмических воздействий, специалистами институтов инженерно-строительных изысканий ДальТИСИЗ (г. Хабаровск) и ВостсибТИСИЗ (г. Иркутск) [5]. Выполнена оценка состояния геологической среды, инженерно-геологическое районирование городской территории и сейсмическое микрорайонирование. Это позволило оценить влияние природных и техногенных факторов на повышение и понижение сейсмической опасности в пределах города. По особенностям геологической среды выделены 2 инженерно-геологических района (табл. 1).

I район - речные террасы р. Бира, сложенные неоген-четвертичными отложениями, где развиты затопление, заболачивание, подтопление, речная эрозия, накопление техногенных отложений - 98% городской территории.

II район - холмисто-увалистая поверхность, развитая на элювиально-делювиальных и скальных вулканогенных образованиях, пораженная

овражной и струйчатой эрозией, оползнями и осыпями - 2% территории.

Выявлены факторы, изменяющие сейсмические условия территории Биробиджана.

Факторы, улучшающие сейсмические условия и снижающие сейсмическую опасность:

- преобладание в геологическом разрезе инертных пород, к которым относятся гравийно-галеч-

никовые, дресвяно-щебенистые, песчаные и скальные породы, составляющие 80%;

- ограниченное распространение сенсорных чувствительных пород - глин, суглинков, супеси, торфа, техногенных насыпных и намывных отложений, составляющих 20%.

Факторы, ухудшающие сейсмические условия и повышающие сейсмическую опасность:

Таблица 1. Оценка состояния геологической среды территории г.Биробиджана

Инж. геол. р-н	Рельеф	Инженерно-геологический комплекс пород	Подземные воды	Природные и техногенные геологические процессы
1	Эрозионно-аккумулятивный рельеф. I надпойменная терраса, высокая пойма р.Бира и р.Икура. Абс. отметки 73-85 м Уклон 1-2°	Интервал глубин, м: 0-5 Техногенные отложения (t Q ₄): насыпи, отвалы грунтов, золоотвалы, свалки, отходы производства и др. 2-5 - 8-19 Аллювиальные отложения: (а Q ₄) торф, глины, суглинки, супесь, полутвердые, тугопластичные, мягко - и текучепластичные мощностью 0,5-5 м; пески мелкие, средней крупности, гравелистые мощностью до 3 м; галечник и гравий водонасыщенные мощностью 5-19 м. Горизонтальное и пологонаклонное залегание слоев. 8-19 - 148 Древние аллювиальные и пролювиальные (терригенные) отложения (ар N ₁) : галечниковые грунты с суглинистым, супесчаным и песчаным заполнителем, с прослоями песков, алевроитов, глин мощностью 6-140 м. Наклонное и горизонтальное залегание слоев.	Техногенные водоносные горизонты в насыпных грунтах на глубинах 0-5 м Спорадическое развитие верховодки в глинистых грунтах террасовых отложений на глуб.2-5 м Выдержанный водоносный горизонт современных аллювиальных и неогенчетвертичных отложений ушумунской свиты в гравийно-галечниковых отложениях общей мощностью 20-40 м.	Интенсивность сейсмических воздействий 7 баллов [8], возможно увеличение на 1-3 балла. Техногенный литогенез -планомерное или стихийное накопление техногенных отложений. Речная эрозия и затопление поверхности Заболачивание -природное в прибрежной зоне, долинах малых рек и ручьев, в бессточных понижениях; -техногенное на застроенной территории при нарушении поверхностного стока. Подтопление - природное в прибрежной зоне; - техногенное при подпоре подземного стока. Суффозия. Морозное пучение грунта
2	Эрозионно-останцовый рельеф. Холмисто-увалистая поверхность. Крутизна склонов 16-55° Абс. отметки 82-126 м	Интервал глубин, м: 0-5 Техногенные отложения (t Q ₄): насыпи, отвалы, свалки. 0-16 Делювиальные отложения и элювиальные образования (d Q - eK ₂): глины, суглинки твердые, полутвердые с включениями дресвы и щебня; дресвяно-щебенистые грунты мощностью 1-16 м. Наклонное залегание слоев. 16-500 вулканогенные, эффузивные породы (K ₂): андезиты, андезитодациты, лавовые брекчии мощностью более 500 м.	Техногенный водоносный горизонт в насыпных грунтах на глубине до 5м Спорадическое развитие верховодки в глинистых и крупнообломочных делювиальных отложениях на глубине. 0,5-16 м. Трещинные воды. Водоносный горизонт вулканогенных отложений на глубине 1-10 м.	Техногенный литогенез - накопление насыпных грунтов. Оврагообразование. Струйчатая эрозия. Заболачивание: - природное на дне оврагов - техногенное при подпоре поверхностного стока Оползни природно-техногенные в наклонных слоях делювиальных и элювиальных глинистых грунтов на склонах и в искусственных откосах. Осыпи и обвалы в обнажениях скальных пород. Физическое выветривание горных пород. Морозное пучение грунта

- наличие водонасыщенных пород мощностью до 40 м, высокий уровень грунтовых вод, наличие воды-верховодки и техногенных водоносных горизонтов в интервале глубин 0-5 м;
- развитие опасных геологических процессов и явлений: заболачивание, подтопление, затопление, осыпи, оползни;
- наличие сенсорных техногенных отложений мощностью 5 м и более;
- наличие тектонических зон на глубине 20-50 м;
- сезонное промерзание и оттаивание грунтов до глубины 3 м.

Известно, что скорость распространения сейсмических волн зависит от свойств горных пород. Она значительно увеличивается при водонасыщении или замерзании пород. На освоенной территории это может быть связано с природным и техногенным подтоплением подземными водами, а также с искусственным изменением температурного поля. Используя количественные данные [3], эту тенденцию можно изобразить графически (рис. 1).

При геофизических исследованиях в г. Биробиджане [5] установлено, что на его территории возможно возникновение резонансных явлений на периоде $T = 0,2$ с на участках, где мощность рыхлых отложений составляет 10-50 м, а также на периоде $T = 0,3-0,5$ с на участках с мощностью рыхлых отложений от 50 до 150 м. Максимальные значения горизонтальной составляющей изменяются от 8,1 до 9,5. Приращение сейсмической интенсивности за счет резонансных явлений составит 2 балла.

Метод аналогий и метод естественно-исторического анализа дает возможность использовать природные условия Биробиджана и характер техногенных воздействий в качестве аналога для прогноза изменения геологической среды и сейсмических условий городов Комсомольск-на-Амуре, Облучье, пос. Лондоко, Тырма и других населенных пунктов Хабаровского края.

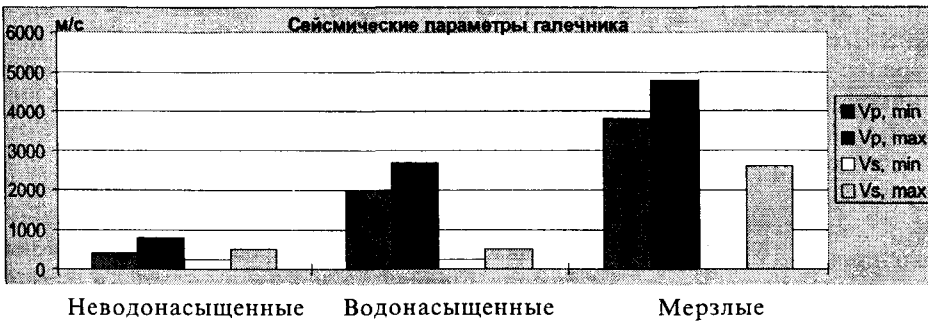
В районе размещения искусственных водохранилищ Зейской и Бурейской ГЭС, на обработанных территориях в результате разработки месторождений полезных ископаемых в Верхнебуреинском, Облученском, Солнечном и других районах приращения сейсмической интенсивности могут быть связаны с изменением гидростатического давления, напряженного состояния массива горных пород, возникновением искусственных физических полей и явлений наведенной сейсмичности. Установлено, что вероятность проявления наведенной сейсмичности возрастает с увеличением высоты плотины [4]. Подсчитано, что при строительстве плотин с высотой не более 10 м наведенную сейсмичность вызывали только 0,63 % плотин от их общего количества, при строительстве плотин высо-

той до 90 м - 10%, а для плотин высотой 140 м и более эта величина достигла 21 % [10].

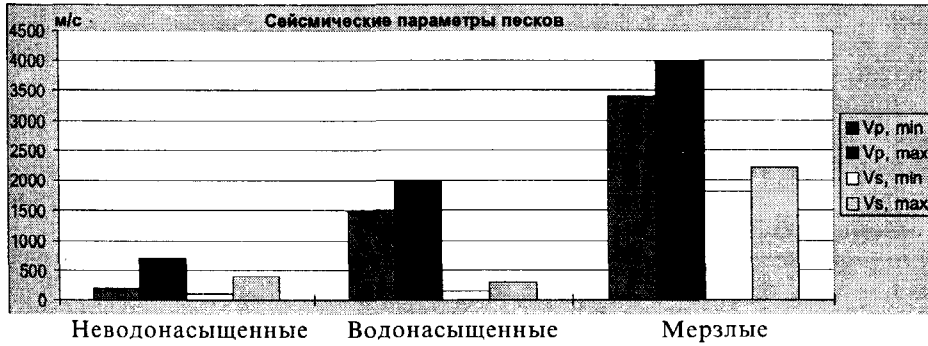
При прогнозировании сейсмической опасности на освоенных территориях в южной части Хабаровского края, где согласно Схемы сейсмического районирования (СНиП II-7-81*) интенсивность сейсмических воздействий 5 баллов, важно знать, что наведенная сейсмичность и слабые землетрясения при взрывах больших зарядов взрывчатых веществ могут проявить себя деформациями или разрушениями сооружений. Наиболее уязвимыми являются районы с искусственно измененным состоянием геологической среды, пораженные опасными природно-техногенными процессами. К ним относятся участки техногенных насыпных и намывных грунтов значительной мощности (насыпи и отвалы горных пород, терриконы, золоотвалы, хвостохранилища), оползневые и оползнеопасные склоны, крутые искусственные откосы карьеров и железнодорожных выемок, подтопленные территории с уровнем грунтовых вод 0-5 м, заболоченные и затопливаемые низины, тектонические зоны. В этих местах возможно увеличение интенсивности сейсмических воздействий на 1-3 балла.

Для прогнозных оценок необходима конкретная информация о состоянии геологической среды и ее изменениях под влиянием техногенных факторов на территории урбанизированных центров. Для промышленного центра - Хабаровска (сейсмичность 5 баллов) - составлен комплект геозкологических карт масштаба 1:10000 и 1:25000 (Т.И. Подгорная, ДальГИСИЗ, 1990, 1992 г.г.), который незаменим при прогнозировании [6]. Карта инженерно-геологических условий и геологические разрезы отражают состав и строение горных пород, условия их залегания в различных частях города, местоположение тектонических зон, границы инженерно-геологических районов со специфическими природными условиями. Карта распространения подземных вод позволяет определить генезис подземных вод и глубину их залегания, а также их химический состав, что важно не только для водоснабжения, но и для оценки степени обводненности грунтов, являющихся основаниями инженерных сооружений. Карта развития геологических процессов дает возможность выявить комплекс опасных природно-техногенных процессов, оценить степень их опасности для сооружений и населения на конкретном участке, составить прогноз активизации геологических процессов под влиянием природных и техногенных факторов. Карта источников техногенных воздействий на геологическую среду показывает местоположение инженерных сооружений и объектов, которые оказывают площадное, линейное и локальное влияние на геологическую среду, способны вызывать опасные природно-техногенные и техногенные катастрофы. Эти карты дают систематизированную информацию для прогноза

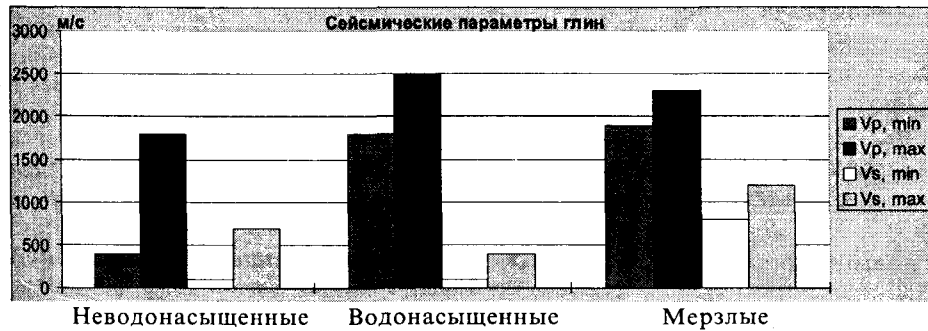
а)



б)



в)



г)



д)



Рис. 4. Изменение скорости распространения сейсмических волн в зависимости от состава и свойств горных пород (по табличным данным [3]):

а) галечники; б) пески; в) глины; г) граниты; д) песчаники.

изменения сейсмичности территории крупного промышленного центра. Аналогичные карты составлены для Комсомольска-на-Амуре (сейсмичность 6 баллов) и Биробиджана (сейсмичность 7 баллов) с целью разработки схемы инженерной защиты от опасных геологических процессов и могут быть использованы при сейсмических прогнозах.

Закон Хабаровского края "О защите населения и территории Хабаровского края от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера" от 1.03.1996 г. [1] подчеркивает необходимость прогнозирования опасных геологических процессов, стихийных бедствий и их последствий. Главной целью этого закона является предупреждение возникновения и развития чрезвычайных ситуаций, снижение размеров ущерба и потерь от чрезвычайных ситуаций, ликвидация чрезвычайных ситуаций.

Таким образом, оценка сейсмической опасности, сейсмическое микрорайонирование и прогноз изменения сейсмичности освоенных территорий под влиянием различных крупномасштабных и локальных техногенных воздействий, позволят решить следующие задачи для обеспечения устойчивого развития региона:

- рационально использовать земли при городском строительстве, чтобы противостоять или избежать опасности землетрясений;
- выявлять устойчивые участки для размещения важных и экологически опасных объектов на территории края;
- разработать программу повышения сейсмостойкости зданий и сооружений;
- усилить контроль за качеством проектирования, строительства и эксплуатации объектов в сейсмоопасных районах;

- повысить информированность населения о природе геологических процессов, способах преодоления сейсмической опасности и смягчения последствий природных катастроф на освоенной территории Хабаровского края.

ЛИТЕРАТУРА

1. Закон Хабаровского края N 7 от 1.03.1996 г. О защите населения и территории Хабаровского края от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера. Хабаровская краевая дума. Хабаровск, 1996.
2. Карта-схема природного риска строительного освоения и использования территории Российской Федерации/ По А.Л. Рагозину, В.А. Пырченко и др. М.: ПНИИИС Минстроя России, 1996.
3. Ляховицкий Ф.М., Хмелевский В.К., Яценко З.Г. Инженерная геофизика. М.: Недра, 1989. С. 81-87.
4. Осипов В.И. Природные катастрофы и устойчивое развитие//Геозкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1997. N 2. С. 5-18.
5. Подгорная Т.И., Васильев В.Л. Сейсмомикрорайонирование г. Биробиджана/ДальТИСИЗ, Хабаровск, 1985.
6. Подгорная Т.И. Комплект геоэкологических карт г. Хабаровска. 1:25000/ ДальТИСИЗ. Хабаровск, 1992. 4 карты
7. Подгорная Т.И. Изменение основных компонентов геологической среды под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности в Хабаровском крае//Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд., 1989. С.31-35.
8. СНиП II-7-81* Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах/Минстрой России, М., 1996.
9. A Decade Against Natural Disasters. World Meteorological Organization. Geneva, 1994. N 799. 20 p.
10. Patil D.N. et. al. Reservoir induced seismicity in the vicinity of Lake Bhats Macharashtra, India. Phys. of the Earth and Planet. Inter. 1986. V. 44. N 2, P. 73-81.

Поступила в редакцию 21 июля 1997 г.

T. I. Podgornaya, I. I. Sats

Forecast of seismicity changes in the explored areas as a result of manmade influence in the Khabarovsk Territory

Changes of geological environmental conditions under the purposeful and spontaneous manmade influence in the Far East is manifested in aggravation of seismic danger. The factors which increase or reduce seismic danger are exemplified by Birobidzhan situated in the zone of seismic force 7. Improvement of seismic conditions and reduction of seismic danger is expected in case of prevalence of large inert disintegrated rock formations in the geological section as well as limited distribution of sensor rocks. Deterioration of seismic conditions and increase of seismic danger is more probable in case of the presence of sensor manmade deposits, argillaceous and sandy rocks of great thickness, irrigated thick units composed of gravel and pebbles, a high level of subsoil water, and tectonic zones. A possibility of seismic impact intensity increases by 1-3 points on the seismic force scale due to resonance phenomena and a high degree of effect of dangerous natural and manmade geological processes. For the forecast of seismic danger changes in the urban territories of Khabarovsk and Komsomolsk it is advisable to use available geo-ecological information and large-scale maps reflecting the current conditions of geological environment and the character of manmade influence. The forecast of seismicity changes on the explored territories will enable us to solve a number of very important tasks for the region's stable development: rational use of urban land, increase of seismic resistance of buildings, revealing of stable sites for placing large and ecologically dangerous targets in seismic regions, elaboration of specific measures of population protection, softening of consequences of earthquakes and attendant natural and manmade catastrophes.

ПРИРОДНЫЙ РИСК СЕВЕРНОЙ КАМЧАТКИ

А.В.Викулин

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия, Геофизическая служба РАН,
г.Петропавловск-Камчатский*

Территория Северной Камчатки считалась достаточно безопасным регионом. Однако Хаилинское землетрясение 8.III.1991 г. с $M=7$ показало, что действующая в настоящее время карта ОСР-78 в очередной раз "ошиблась" на 2-3 балла. В результате комплексного исследования в 1992-1995 гг. в Корякии была создана сеть сейсмических станций, составлена новая карта общего сейсмического районирования территории и для Беринговоморского побережья показано, что оно является цунамиопасным и береговая линия песчаных кос в течение последних десятилетий размывается со скоростью до 1 м в год. Отмечается, что для определения величины риска прибрежной территории, расположенной в сейсмической зоне, необходимо разработать новую концепцию, которая бы позволяла учитывать вклад всех составляющих природной опасности.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно нормативных документов, определяющих величину природного риска территории нашей страны, Север Камчатки, в пределах которого располагается Корякский автономный округ (КАО), относится к достаточно безопасным регионам. К сейсмо- и цунамиопасным относятся районы юго-восточной части Камчатки [22 - 25]. В основу этих нормативных документов заложены представления о том, что источники сейсмо- и цунамиопасности - очаги наиболее сильных землетрясений, располагаются в Тихом океане между береговой линией Камчатки и осью глубоководного желоба. Этот же участок побережья подвержен катастрофическим цунами. При этом практически вся территория КАО расположена в зоне 5-6-балльных колебаний и Беринговоморское побережье является не цунамиопасным (рис.1).

Имеется достаточно много данных о том, что в результате воздействия штормовых нагонов некоторые участки береговой линии Камчатки значительно изменяются. Однако, систематического исследования изменчивости побережья Камчатки не проводилось. Имеющиеся натурные данные носят отрывочный характер и не являются полными. На основании таких данных не представляется возможным дать долговременную характеристику устойчивости или изменчивости береговой линии Камчатки и КАО в том числе [21].

Проблема сейсмической безопасности территории КАО резко обострилась после сильного землетрясения 8 марта 1991 г. с очагом, расположенным вблизи с.Хаилина (рис. 1, 2а). Стало ясно, что карта общего сейсмического районирования, принятая в 1978 г. (ОСР-78), для территории КАО допускает большую ошибку типа "пропуск цели" [12]. Поэтому после Хаилинского землетрясения по инициативе администрации КАО были начаты работы по уточнению карты ОСР [3]. Работы носи-

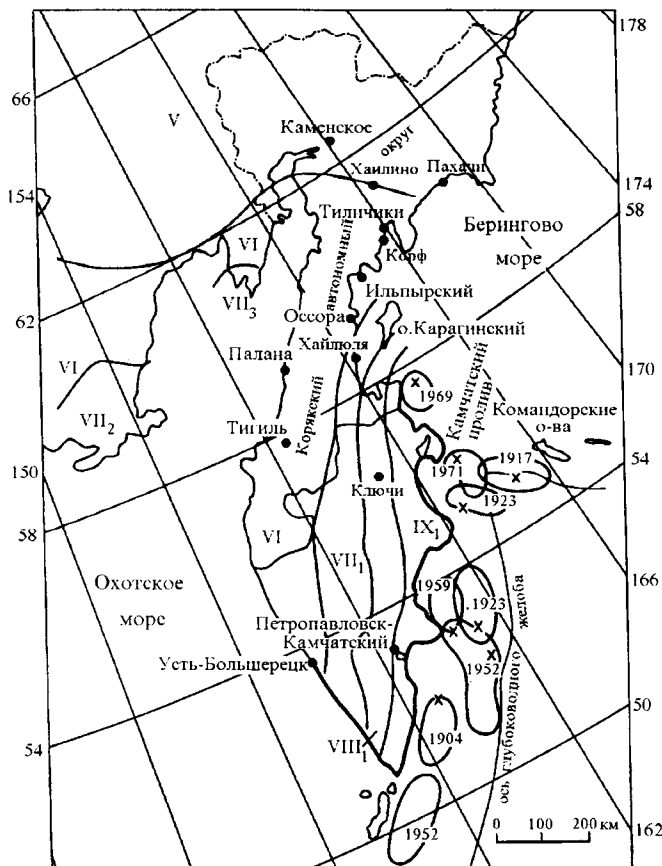
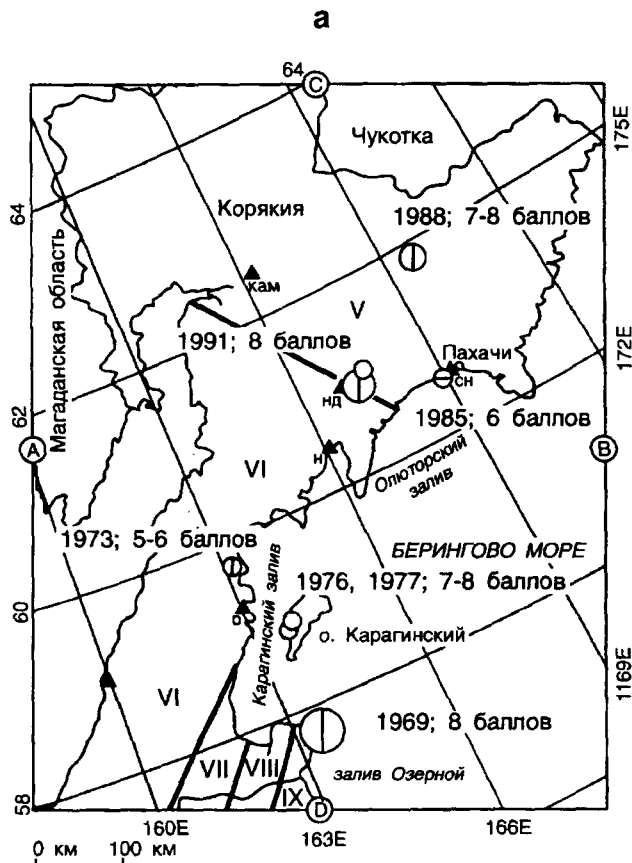
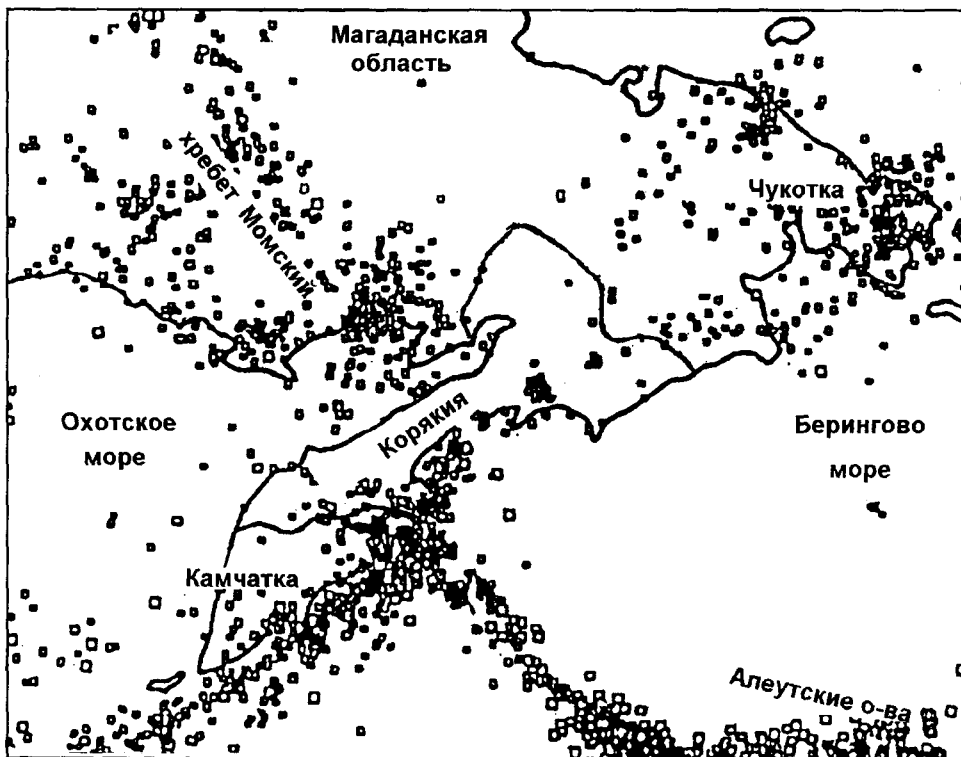


Рис. 1. Карты общего сейсмического районирования ОСР-78 [22, 23] и цунамирайонирования [24, 25] Камчатки. Римскими цифрами обозначены зоны, имеющие балльность по шкале MSK-64 [22]. Часть береговой линии, проведенная жирной линией, является цунамиопасной с высотой волн 5 м и более. Крестами обозначены эпицентры сильнейших землетрясений в XX веке. Арабскими цифрами обозначены годы землетрясений. Границы очагов сильнейших землетрясений проведены по [2].



б



ли комплексный характер. На территории КАО в 1992-1995 гг. кроме переопределения уровня сейсмичности проводились работы по оценке цунами-риска, по определению устойчивости береговой линии к воздействию штормовых нагонов и по исследованию гидротермальных источников как индикаторов сеймотектонической активности. Исполнителем работ являлась Камчатская ОМСП ГС РАН. В работах приняли участие сотрудники ведущих по рассматриваемым проблемам институтов России и некоторых университетов Японии и Норвегии. Руководителем комплексных работ на всем их протяжении являлся автор статьи.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КОРЯКИИ

По сейсмологическим данным территория КАО до середины 60-х гг. этого столетия являлась асейсмичной. Однако, в конце 60-х - начале 90-х гг. произошли землетрясения (рис. 2а), которые в пределах Северной Камчатки ощущались с интенсивностью, превышающей значения, "разрешенные" картой ОСР-78 [3]. С наибольшим дефицитом, достигающим 2-3 баллов, на территории КАО ощущалось Хаилинское землетрясение с $M=7$. Очаг этого 8-балльного землетрясения на карте ОСР-78 оказался расположенным в 5-6 - балльной зоне (рис. 2а) [12]. Эти данные послужили основой для постановки задачи об уточнении карты ОСР для территории КАО.

Для решения поставленной задачи на территории КАО была создана сеть, состоящая из 5 стационарных сейсмических станций (рис. 2а). В од-

Рис. 2. Сейсмичность Корякии (а) и прилегающих регионов (б). Римскими цифрами обозначены зоны, имеющие балльность по шкале MSK-64. Арабскими - годы землетрясений и их интенсивность.

ном из пунктов регистрации, расположенном в с.Каменское, совместно со специалистами из университетов гг.Токио и Нагоя была установлена японская цифровая сейсмическая станция "Посейдон". Кроме того, в течение полевых сезонов работало до 4 временных сейсмических станций. В результате анализа всего инструментального сейсмологического материала было показано [33], что землетрясения на территории КАО приурочены к двум поясам, являющимися продолжениями Курило-Камчатской и Алеутской сейсмофокальных зон на северо-восток в сторону Чукотки и на северо-запад в сторону Момского хребта (Магаданская область) соответственно (рис. 26). При этом, оказалось, что территория КАО на уровне энергетических классов $K 7-8$ ($M \geq 0$) не имеет фоновой сейсмичности. На примере Хаилинского землетрясения было показано, что сейсмичность в очагах сильных северо-камчатских землетрясений достаточно быстро затухает и их размеры составляют примерно $100 \times 50 \text{ км}^2$ [12, 15, 35].

Эти данные не позволяют для целей сейсморайонирования применять принятую в нашей стране методику [22], в которой расчет сотрясаемости осуществляется на основе линейной экстраполяции в область максимальных энергий графика повторяемости землетрясений, построенного по данным о фоновой сейсмичности.

Новая для России методика расчета сотрясаемости была предложена А.А.Гусевым и в ходе работ доведена до практического применения [7, 8, 27]. Разработанная методика развивает принятую идеологию составления карт ОСР [22] и преодолевает слабые стороны такого подхода. В первую очередь, это использование коротких рядов сейсмических наблюдений для описания долговременных характеристик сейсмического режима и гипотезы линейности графика повторяемости землетрясений при его экстраполяции в область максимально возможных магнитуд, использование в расчетах представлений об очаге как о точечном объекте, неучет разброса балла при заданных магнитуде и расстоянии и др. При построении карты (что предполагает разбиение территории на условно-однородные зоны) использовались полученные в ходе работ данные полевых геологических работ и результаты дешифрирования космических снимков, которые позволили закартировать сейсмодислокации и сейсмообвалы [9, 16], а также полученные ранее данные гравиметрических исследований [13], глубинного строения [18] и электропроводности [19].

Следует отметить, что наличие разнопрофильных данных не обязательно приводит к уточнению конфигурации блоков, слагающих земную кору. В частности, используемые в работе гравиметрические данные, данные глубинного строения и электропроводности из-за их крупномасштабно-

сти не привели к уточнению ранее установленных границ блоков, но позволили на карте сейсморайонирования проконтролировать общую протяженность зон одинаковой балльности.

Новая для территории КАО и всей Камчатки карта ОСР представлена на рис.3. Как можно видеть, практически вся территория КАО из 5-6 - балльной переместилась в 7-8 - балльную зону. В работах по составлению карты приняло участие большое количество сотрудников, работающих в ОИФЗ РАН, МИП РАН (Москва), КОМСП ГС РАН, ИВ ДВО РАН, ИВГиГ ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский). Работы по составлению карты ОСР проводились под руководством А.А.Гусева (ИВГиГ ДВО РАН) и Л.С.Шумиловой (ОИФЗ РАН).

ЦУНАМИОПАСНОСТЬ БЕРИНГОВОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ

До середины 60-х гг. для Берингоморского побережья Камчатки отсутствовали данные о цунами, что позволяло этот район относить к нецунамиопасным [24,25]. Даже после землетрясения 22.XI.1969, $M=7,7$ (рис. 2а), сопровождавшегося на побережье залива Озерной цунами до 10-15 м [10], отношение к проблеме цунамиопасности Берингоморского побережья Камчатки, в целом, не изменилось, так как полагалось, что источники цунами, по-прежнему, могут располагаться только в юго-западной части Берингова моря в районе Камчатского пролива и залива Озерной [10]. В результате на побережьях Карагинского и Олюторского заливов ожидалось цунами не более 2-3 м при времени прихода волны 1-2 часа после сейсмического толчка [11].

Выявление на севере Камчатки двух поясов сейсмичности и приуроченность к ним эпицентров сильных (до $M=7$ и, возможно, больше) землетрясений (рис. 2б, 3,) позволило высказать предположение о том, что эти пояса могут являться цунамигенными.

Работы по поиску и датировке следов цунами на Берингоморском побережье КАО были начаты в 1992 г. Они проводились под руководством И.В.Мелекесцева (ИВГиГ ДВО РАН). Такие следы были установлены вблизи п. Хайлюля (1530 г.), на о.Карагинский (720, 820 и 940 гг.) и на мысе Крещенный Огнем (1220-1230 г.), расположенном вблизи п. Пахачи. При этом, анализ результатов бурения 191 скважины "Гломар Челенджер" показал, что в течение последних нескольких десятков тысяч лет наблюдается следующая закономерность: после 3 - 5 тысяч лет "покоя" с интервалом в первые сотни лет происходит серия цунами. По-видимому, выявленные на Берингоморском побережье КАО следы цунами, скорее всего, должны были быть следствиями местных сильных ($M \geq 7$) землетрясений [14].

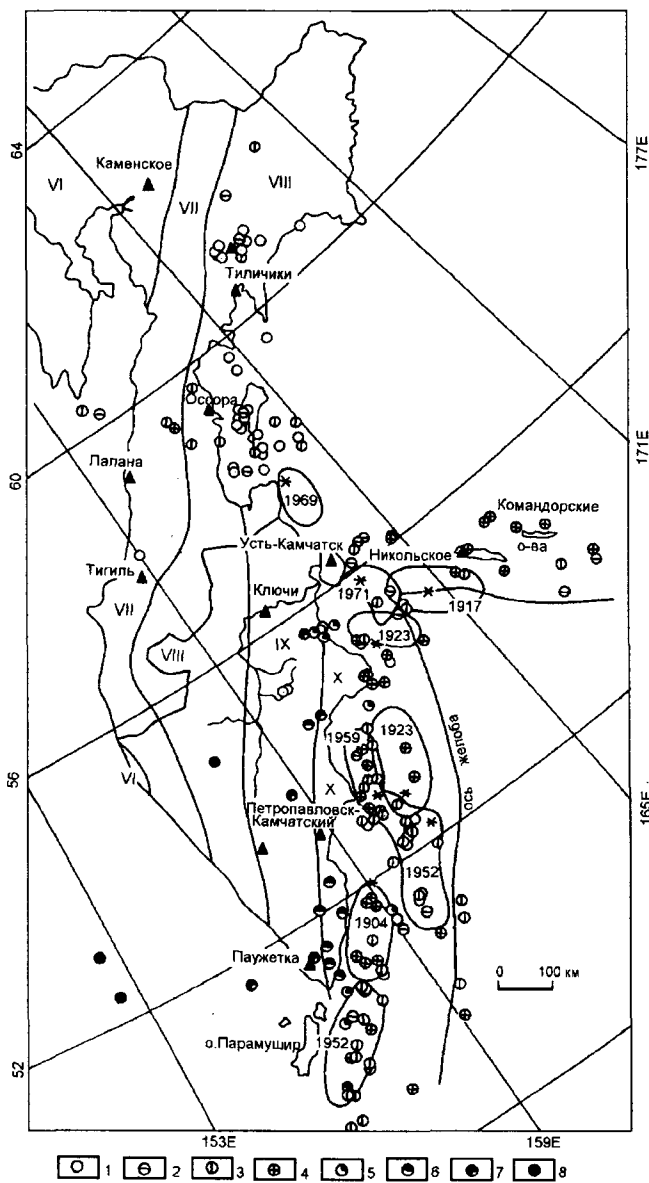


Рис. 3. Проект карты общего сейсмического районирования (ОСР) территории Корякского автономного округа (КАО) и всей Камчатки [6, 8].

Глубины гипоцентров (в км):

1 - 0-10, 2 - 11-20, 3 - 21-40, 4 - 41-70, 5 - 71-100, 6 - 101-150, 7 - 151-300, 8 - >300.

Проведены изолинии баллов VI-X (по шкале MSK-64), значения которых с 90% вероятностью не будут превышены в течение 50 лет. Сейсмичность представлена эпицентрами землетрясений (кружки) энергетических классов $K = 13$ и более (магнитуд $M > 5,5$) с $\varphi < 54^\circ N$ и $K = 10$ и более ($M > 3$) с $\varphi > 54^\circ N$, зарегистрированными в 1962-1993 гг. Отмечены очаги и эпицентры (обозначены звездочками) сильнейших ($M = 7,6$ и более) землетрясений, происшедших у тихоокеанских берегов Камчатки в XX веке: цифры - год землетрясения, треугольники - сейсмические станции.

Карта составлена в 1995 г. в рамках работ, проводимых по инициативе администрации КАО. Заказчик - ГП "Корякстройсервис" (Палана), исполнитель - Камчатская ОМСП ГС РАН (Петропавловск-Камчатский).

Авторы: А.В.Викулин, А.А.Гусев, О.Н.Егоров, В.И.Левина, В.Л.Леонов, С.Г.Леушкин, В.М.Павлов, О.В.Поталова, В.Н.Третьяков, Л.С.Шумилина.

Совместно с иностранными специалистами из университетов г. Тохоку (Япония) и Бергена (Норвегия) в течение двух полевых сезонов 1993 и 1994 гг. на камчатском материале проводились работы по отработке методики [26, 31] выявления в прибрежных осадках следов палеоцунами и определения их параметров. Первые результаты, полученные в 1994-1995 гг. [29, 30], показывают, что с помощью разработанной методики, дополненной тфехронологическим способом датировки пеплов извержений камчатских вулканов [1], оказывается возможным составлять достаточно представительные списки цунами, а впоследствии, возможно, и сильных землетрясений, происшедших в течение последних нескольких тысяч лет [29].

Для определения высоты возможных цунами из-за местных сильных землетрясений В.К.Гусяковым с сотрудниками проведены модельные расчеты [28], в основу которых были заложены сейсмологические данные о параметрах очагов сильных землетрясений региона, установленных на примере Хаилинского землетрясения. Математическое моделирование показало, что после достаточно сильного местного землетрясения с очагом, расположенным в акваториях Карагинского и Олюторского заливов, на их побережья может обрушиться цунами высотой до 4-6 м (рис. 4). Прилив, штормовой нагон или обвал на морском дне в зоне очага землетрясения могут привести к существенному увеличению этого значения. При этом время прихода волны может составить 15-20 мин. после сейсмического толчка (рис. 4б).

Полученные данные [14, 28], на наш взгляд, убедительно показывают, что цунами представляет весьма серьезную угрозу для Берингоморского побережья КАО. Действительно, населенные пункты КАО, как правило, расположены на песчаных косах или в устьях рек на отметке не превышающей 2-3 м над уровнем моря. При этом малый интервал времени между сейсмическим толчком и приходом цунами на побережье накладывает очень жесткие условия на проведение мероприятий по эвакуации жителей населенных пунктов, расположенных на длинных песчаных косах, таких как Корф, Пахачи и Ильпырский.

Работы по поиску следов цунами, которые могли быть следствиями землетрясений с очагами в пределах северо-западной, протягивающейся в сторону Магаданской области, сейсмической зоны, и их моделирование для Охотоморского побережья не проводились.

Известно, что на Черном море, являющемся внутренним и расположенным в пределах достаточно слабо активного пояса сейсмичности, генерируются цунами [34]. Поэтому можно предположить, что и пояс сейсмичности, протягивающийся от Камчатки в сторону Магаданской области, в

своей части, проходящей по акватории Охотского моря, также может являться цунамигенным.

УСТОЙЧИВОСТЬ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

Со стороны моря имеется еще одна угроза населенным пунктам КАО, расположенным на побережье, особенно на песчаных косах - значительная неустойчивость береговой линии. Например, такой крупный поселок как Корф, в котором расположены крупнейшие в КАО аэродром и портопункт, за время своего существования (с 30-х гг. нашего столетия) в результате размыва береговой линии "потерял" уже не одну улицу. Поэтому проблема устойчивости береговой линии по отношению к процессам, проходящим в прибрежных акваториях, имеет для КАО большое значение.

Работы по исследованию устойчивости береговой линии КАО проводились под руководством А.В. Порогова (МГУ, географический факультет) [21, 32].

Полевые исследования и имеющийся фактический материал (опубликованный, в основном, в ведомственных отчетах) показывают, что, в целом, для побережий КАО характерна приуроченность зон геоморфологического риска к наиболее осво-

ным и заселенным участкам побережий. Для трех песчаных кос - Корфской, Пахачинской и Милютынын, на которых расположены такие крупные населенные пункты как Корф, Пачачи и Ильпырский, оказалось возможным количественно оценить изменчивость береговой линии. Значение скорости, с которой отступает берег, достигает 1 м/год. Суммарные потери сыпучего материала на участках берега протяженностью 1-2 км составляют $(30-50) \times 10^3 \text{ м}^3$ в год. В районе возведения волнозащитной стенки (Пахачинская коса), расположенной вблизи рыбоконсервного завода, скорость отступления берега в 1,5 раза больше, чем на незащищенной части берега (рис.5). Более сложно изменяется береговая линия Корфской косы, что, по-видимому, связано с более интенсивным освоением ее территории.

С целью определения механизма, который бы мог объяснить изменчивость береговой линии, на примере косы Милютынын (п. Ильпырский) проводилось численное моделирование волновых процессов, протекающих в прибрежной акватории. Модель позволяла производить расчет рефракции, трансформации и диссипации волн, определять функцию тока и скорости течений, вычислять расход сыпучего материала и давать оценку величине деформации дна [17]. Анализ показал, что исследуемая прибрежная акватория характеризуется наличием крупномасштабных вихрей, которые выявляются практически при любых волновых режимах. Эти вихри и обуславливают перенос воды (и, следовательно, материала) в сторону берега на более глубоких участках подводного склона и отток от берега в более мелководных областях. Максимальные скорости движения воды (приток, отток и вдоль берега) достигают значений $\sim 1 \text{ м/сек}$. Такой волновой механизм обеспечивает вдольбереговой расход материала, максимальное значение которого составляет около $300 \text{ г/сек} \times \text{м}$. При этом суммарные продольные расходы, интегрированные по всей ширине прибрежных участков, измеряются сотнями $\text{м}^3/\text{час}$. Пиковые значения поперечных расходов концентрируются в относительно узкой прибрежной полосе шириной несколько сот метров, где они в 1,5-2 раза могут превышать вдольбереговые расходы.

Модельные расчеты значений для скоростей течения воды в прибрежной зоне, для скорости отступления береговой линии и расхода сыпучего материала оказались близкими реально наблюдаемым для Корфской, Пахачинской и Милютынынской кос. Это позволяет наработанные модельные представления о механизме течений в прибрежных акваториях закладывать в основу разработок практических мероприятий по защите береговой линии этих песчаных кос от размыва.

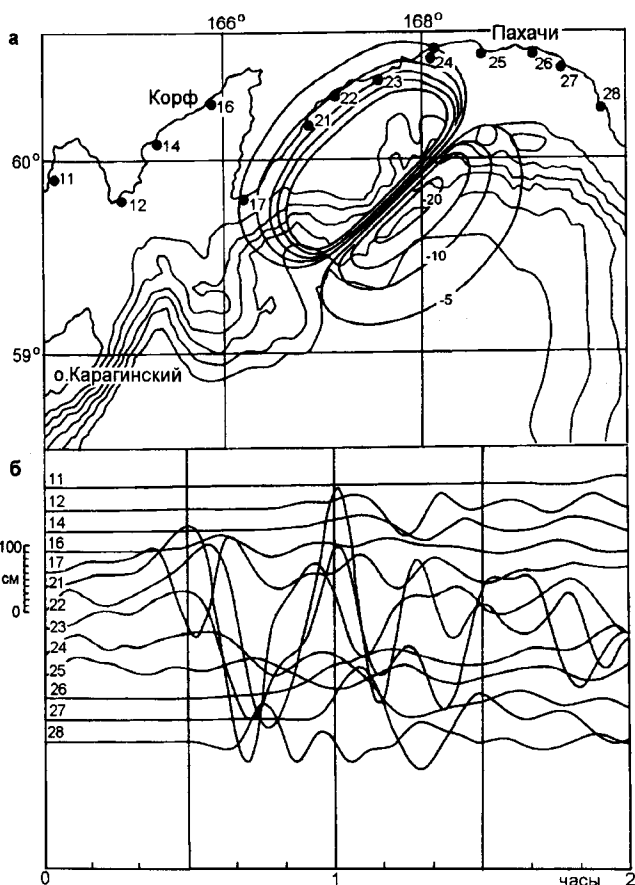


Рис. 4. Остаточные смещения в очаге гипотетического землетрясения в Олюторском заливе (а) и рассчитанные мареограммы для различных пунктов (тт.11-28) побережья (б) [28].

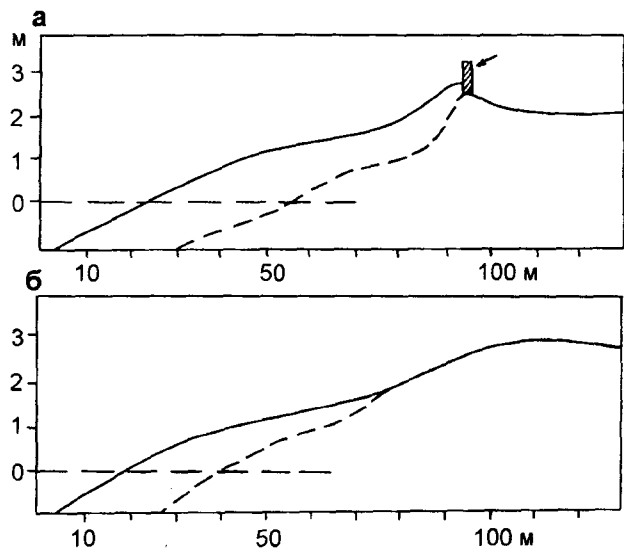


Рис. 5. Профили деформации пляжа в п. Пахачи на участке волнозащитной стенки (а) и на фоновом участке (б) [32].

ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ НА ТЕРРИТОРИИ КОРЯКСКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА

Термальные воды являются субповерхностными индикаторами, отражающими особенности неотектонического, в том числе и сейсмотектонического, развития отдельных регионов. Проявление землетрясений и формирование трещинных систем циркуляции термальных вод связано с единым геологическим процессом развития трещиннообразования в земной коре. Изучение масштабов распространения термальных вод и характера их разгрузки в виде термальных источников позволяет использовать полученные данные в качестве дополнительного показателя неотектонической активизации региона при проведении сейсмического районирования. Исследование гидротермального режима территории КАО приобретает особое значение в связи с ее слабой сейсмотектонической и гидрогеологической изученностью.

Изучение термальных вод на территории КАО проводится на протяжении последних нескольких десятков лет. Полученные данные, в основном, изложены в большом количестве отчетов и еще требуют своего научного анализа и обобщения. В 1994 г. под руководством В.М.Сугрובה и Г.Н.Копыловой (ИВ ДВО РАН) были проведены широкомасштабные полевые работы и сделана первая попытка анализа всего имеющегося материала по термальным источникам на территории КАО. Основные результаты проведенной работы в контексте проблемы риска можно сформулировать следующим образом*).

Области распространения термальных вод на территории КАО пространственно соответствуют двум выявленным сейсмически активным поясам. Основные выходы термальных вод на севере исследуемого региона приурочены к ограниченной глубинными разломами зоне северо-западного простирания, фиксирующей на поверхности область повышенной тектонической трещинноватости, пространственно соответствующей относительно слабо выраженному в структуре и сейсмичности фрагменту границы между Охотской и Северо-Американской плитами.

Использование некоторых параметров термальных вод (максимальная температура воды источников, суммарная тепловая мощность группы источников и др.) позволяет оценить степень развития по площади и относительную глубину открытой тектонической трещинноватости.

Кроме того показано, что по тепловому потенциалу и величине геотермальных ресурсов ряд месторождений термальных вод на территории КАО может использоваться в теплоснабжении населенных пунктов и в бальнеологических целях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения работ в 1992-1995 гг. было показано, что территория КАО является зоной высокого комплексного риска. Для этой территории характерны сильные (до 7-8 баллов и, по видимому, более) землетрясения, большие (до 4-6 м) цунами, которые могут обрушиться на Берингово-морское побережье через 15-20 мин после сейсмического толчка, и значительный (до 1 м в год) размыв береговой линии песчаных кос.

Распределение величины опасности по территории КАО неравномерно. Из приведенных в настоящей работе данных следует, что наибольшему риску в результате воздействия природных катастроф подвержены населенные пункты, расположенные в пределах 8-балльной зоны, протягивающейся вдоль Берингово-морского побережья, и особенно в его прибрежной части, подверженной воздействию цунами и размыву береговой линии (территории Олюторского и Карагинского районов КАО, прилегающие к одноименным заливам).

Цунамигенные землетрясения вблизи Берингово-морского побережья происходят сериями. Повторяемость событий в серии составляет первые сотни лет при временном интервале между сериями в первые тысячи лет. По-видимому, такая же закономерность характеризует повторяемость и наиболее сильных землетрясений, происходящих в пределах всей территории северной Камчатки.

*Отчет о работе в 1994 г. по теме "Уточнение карты общего сейсмического районирования территории Корякского автономного округа. Этап накопления и обработки полученных данных" Т.2. Петропавловск-Камчатский : КОМСП ГС РАН, 1994. 585 С.

Следует отметить, что такого рода комплексные работы в масштабе значительного по площади региона в рамках единой программы проведены впервые.

Как видно из полученных результатов высокая природная опасность территории КАО определяется достаточно интенсивными процессами, протекающими в пределах сейсмической зоны северо-восточного простирания, являющейся, по-видимому, границей тектонических плит [15], и вихревыми течениями, образующимися в ее прибрежных морских акваториях [21, 32]. Дальнейшие исследования позволят уточнить как тектоническое строение региона и волновую структуру морских течений в прибрежных акваториях в условиях повышения уровня Мирового океана, так и обосновать возможности практического использования гидротермальных ресурсов (теплоснабжение, электроэнергия).

Полученные результаты позволяют проблему риска прибрежных территорий, расположенных в сейсмически активных регионах рассматривать с принципиально иной позиции, которая бы позволила в рамках единой концепции учесть все составляющие комплексной природной опасности [6, 32]. Действительно, суммарная оценка величины природного риска прибрежной территории, например, Беринговоморского побережья КАО, должна в совокупности определяться и сейсмической (до 7-8 и, возможно, более баллов), и цунамигенной (до 4-6 м), и штормовой (наличие волнения поверхности моря в момент сильного землетрясения может привести к значительному увеличению высоты цунами) компонентами. Известно, что сильные землетрясения часто сопровождаются извержениями вулканов. Поэтому, для таких регионов, как, например, восточное побережье Камчатки, которое расположено в 9-балльной зоне [6, 22, 23], к этим компонентам следует добавить и опасность подвергнуться воздействию извержения.

Таким образом, суммарный риск, очевидно, будет превышать величину всех его составляющих в отдельности. Однако, величина риска не будет являться простой суммой всех его компонент, поскольку не каждое землетрясение сопровождается цунами, не каждое цунами происходит при штормовых условиях и т.д.

Для определения величины такой комплексной оценки риска прибрежной территории, расположенной в пределах сейсмоопасной зоны (и зоны действия вулканов) необходимо проведение дальнейших исследований, целью которых должно быть установление корреляционных зависимостей между всеми составляющими природной опасности.

Для реального уменьшения величины риска, характерного для территории КАО, полученные к настоящему времени результаты необходимо закрепить

на практике : утвердить новую карту ОСР, создать службу слежения и оповещения об угрозе цунами и, где это требуется, приступить к защите береговой линии от размыва. На территориальном уровне уже сделан первый важный шаг : в 1997 г. Постановлением Губернатора КАО при администрации создана геофизическая обсерватория, которая, несомненно, позволит сохранить созданную в ходе работ сеть сейсмических станций и, как следствие, наработанную в 1992-1997 гг. "научную" инфраструктуру, что впоследствии позволит продолжить исследования и приступить к разработке практических мероприятий по уменьшению величины природной опасности территории северной Камчатки.

Эта работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 97-05-96628.

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. N 4-5. С. 5 - 35.
- Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших камчатских и северо-курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. 1992. N 1. С. 46-61.
- Викулин А.В. Опыт по уменьшению опасности от природных катастроф на территории Корякии (север Камчатки) // Тезисы докладов российско-японского симпозиума "Камчатка: развитие и окружающая среда". Петропавловск-Камчатский. 4-5 июля 1995 г. Петропавловск-Камчатский, 1995. С.23-24.
- Викулин А.В. Природный риск территории Корякии (север Камчатки) // Геологическая среда и сейсмический процесс. Материалы Всероссийской межрегиональной конференции. Иркутск, 2-5 сентября 1997 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. С.73-74.
- Викулин А.В. Комплексный природный риск территории северной Камчатки // Стихия. Строительство. Безопасность: Сб. тез. докл. междунар. конф. Владивосток. 8-12 сентября 1997 г. Владивосток: ДальНИИС, 1997. С.101-102.
- Викулин А.В., Дроздков В.Н., Семенец Н.В., Широков В.А. К землетрясению без риска. Петропавловск-Камчатский, 1997. 120 с.
- Гусев А.А., Петухин А.Г. Методика построения региональной прогнозной зависимости между параметрами сейсмических колебаний грунта, магнитудой и расстоянием при небольшом числе инструментальных записей на примере прогноза максимального ускорения для Камчатки // Bulgarian Geophysical Journal. Vol. XXII, N4. P.40-49.
- Гусев А.А., Шумилина Л.С. Некоторые вопросы методики сейсмического районирования // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1995. Вып. 2-3. С.490.
- Егоров О.Н. Оценка сейсмичности горных регионов при отсутствии наблюдаемых инструментальных данных // 1-я Международная конференция "Сейсмическая безопасность урбанизированных территорий". 12-16 февраля

- ля 1996. Петропавловск-Камчатский. С.19.
10. Заякин Ю.А. Цунами на Дальнем Востоке. Петропавловск-Камчатский, 1996. 86 с.
 11. Заякин Ю.А. Возникновение и распространение цунами в западной части Берингова моря//Метеорология и гидрология. 1988. N2. С.66-73.
 12. Зобин В.М., Бахтияров В.Ф., Борисенко В.Н. и др. Корякское землетрясение 8 марта 1991 г.// Землетрясения в СССР в 1991 году. М.: Наука, 1997. С.76-88.
 13. Зубин М.И., Таракановский А.А. Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевской группы вулканов//Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.17-28.
 14. Мелекесцев И.В., Курбатов А.В. Частота крупнейших палеосейсмических событий на северо-западном побережье и в Командорской котловине Берингова моря в позднем плейстоцене-голоцене//Вулканология и сейсмология. 1997. N3. С.3-11.
 15. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирышкин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия?//Вычислительная сейсмология. М.:Наука, 1994. Вып. 26. С.103-122.
 16. Леонов В.Л., Егоров О.Н. Обвалы и оползни на территории Корякского автономного округа, связанная с ним опасность и факторы ее определяющие//Вопросы географии Камчатки. 1998. Вып. 11.
 17. Леонтьев И.О. Расчет волн, течений и вдольбереговых потоков наносов в прибрежной зоне//Океанология. 1994. Т.33. С.429-434.
 18. Мороз Ю.Ф. Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья//Сов.геология. 1987. N5. С.118-123.
 19. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
 20. Пинегина Т.К., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Старчевс А.В. Следы доисторических цунами на восточном побережье Камчатки//Природа. 1997. N4. С.103-106.
 21. Поротов А.В., Селиванов А.О. Возможное развитие берегов России в условиях ожидаемого подъема уровня океану Побережье Корякии//Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня мирового океана. М.,1997. С.220-243.
 22. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука, 1979. 192 с.
 23. СНиП II-7-81. Строительство в сейсмических районах. М.: Стройиздат, 1982. 40 с.
 24. Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР, 1737-1976 гг.//Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука. 1978. С.61-136.
 25. Соловьев С.Л., Некрасов А.В., Бухтеев В.Г., Пясковский П.В. Предварительное цунамирайонирование Курило-Камчатского побережья на основе гидродинамических расчетов//Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами. М.: Наука, 1977. С.131-139.
 26. Dawson A.G., Foster I.D., Shi S., Smith D.E., Long D. The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences//Science of Tsunami Hazards. 1991. V.9, N 1. P.73-82.
 27. Gusev A.A., Gordeev E.I., Guseva E.M., Petukhin A.G., Gebrov V.N. The First Version of the $A_{max}(M_w, R)$ Relationship for Kamchatka//Pure appl. Geophys. 1997. V.149. P.299-312..
 28. Gusiakov V.K., Marchuk An.G. Estimation of tsunami risk: case study of the Bering coast of Kamchatka//Tsunami Migration and Risk Assessment. Proceedings of the International Tsunami Workshop, Petropavlovsk-Kamchatsky, August 21-24, 1996. Novosibirsk: Computing Center SD PAS, 1997. P.33-46.
 29. Gusiakov V.K., Marchuk An.G., Osipova A.V. Expert tsunami database for the Pacific : motivation, design, and proof-of-concept demonstration//Perspectives on Tsunami Hazard Reduction. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. 1997. P.21-34.
 30. Minoura K., Gusiakov V.K., Kurbatov A., Takeuti S., Svendsen L.I., Bondevik S., Oda T. Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake//Sedimentary Geology. 1996. V. 106. P.145-154.
 31. Minoura K., Nakaya S. Origin of intertidal lake and marsh environments in and around Lake Jusan, Tsugaru//Geol. Soc. Japan. Mem. 1990. V.36. P.71-87 (in Japanese).
 32. Porotov A., Vikulin A. The Natural Hazards assessment on coastal zone of the Koryak region//Partnership in Coastal Zone Management. 1996. J.Tausik and J. Mitchel (eds.). Supl. Iss. P. 1-6. Univ. Portsmouth.
 33. Potapova O.V., Chernysheva G.V., Shumilina L.S.. Seismicity of Koryak region//5th Zonenshain Conference on the plate tectonics. Moscow. November 22-25, 1995. Moscow, 1995. P.131.
 34. Ranguelov B. Nsunami Hazard Methodology - a Case for the Black Sea//Стихия. Строительство. Безопасность. Сб. тез. докл. междунар. конф. Владивосток. 8-12 сентября 1997 г. Владивосток : ДальНИИС, 1997. С.89-90.
 35. Zobin V., Melekestsev I., Vikulin A. Seismic zonation of the Western coast of the Bering Sea//Proceedings of the First International Conference on Seismic Zonation. October 17-19, 1995. Nice. France. P. 1432-1439.

Поступила в редакцию 30 июня 1997 г.

A. V. Vikulin

Natural hazards to Northern Kamchatka

The territory of Northern Kamchatka has been a sufficiently safe region. However, the Khailino's earthquake of March 8, 1991 has shown, that the current seismic zoning map (1978) "made a mistake" by 2-3 intensity levels according to the 12-intensity scale. As a result of integrated investigation (1992-1995) in the Koryak region a network of seismic stations and a new seismic zoning map have been made. It is inferred that the Bering Sea coastal line is tsunami-prone, and has been eroded at a speed of one meter per year during the last decades. It is noted that the determination of the amount of an apparent hazard to the coastal territory located in a seismic zone is necessary to work out a new concept that would allow taking into account all components of natural hazards.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

УДК 550.834

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

М.Н. Лулева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

На основе современных представлений об изменении физико-механического состояния, вещественного состава горных пород с глубиной и данных глубокого бурения в совокупности с сейсмическими результатами рассматривается строение земной коры и проводится анализ динамики волн, образующихся на границах раздела сред с разным типом контакта и свойствами контактирующих сред. Показано, что аномалии динамических параметров волн могут быть связаны с границами нежесткого контакта между средами (трещина, тонкий механически ослабленный слой), а также с границами контраста коэффициентов пористости, трещиноватости или анизотропии.

ВВЕДЕНИЕ

В основе сейсмических методов лежит анализ эффектов распространения волн в среде и их интерпретация. Если упругие параметры, плотность среды изменяются в пространстве, то в областях изменения параметров возникают сейсмические эффекты различного рода - отражение/преломление/обмен, дифракция, каустики, рассеяние. В рамках волновых представлений энергия и форма сейсмического сигнала формируются некоторым объемом среды, френелевским объемом, размеры которого определяются в зависимости от частотных характеристик волны и длины ее пути, и который грубо может быть разделен на объем распространения волны от источника к приемнику и объем, ответственный за эффект отражения/преломления/обмена. Кинематические параметры волн являются более устойчивыми по отношению к неоднородностям среды и, как следствие, успешно используются для построения положения границ (областей) раздела сред. Но одним и тем же величинам кинематических параметров волны могут соответствовать различные модели сред, в которых размеры неоднородностей меньше размера сечений объема Френеля. Так, кинематика волны, образующейся на гладкой плоской границе, может быть идентична кинематике волны от шероховатой границы, или от совокупности площадок, распределенных некоторым образом в пространстве, или от совокупности тонких слоев определенной мощности, или от

суперпозиции дифрагированных волн от соседних регулярных неоднородностей и т.д.. Динамические параметры волны более чувствительны к характеру изменения упругих параметров среды, но и они не всегда могут служить критериями для однозначного суждения о модели среды, поскольку являются интегральными характеристиками, изменяющимися на всем пути распространения сейсмической волны. В целом, это создает определенные трудности использования сейсмических результатов для оценки конкретных свойств материалов земных недр. Выход из этой ситуации видится в комплексной динамической интерпретации волн различного типа и в широком диапазоне частот. Последнее становится уже особенно актуальным при оценке эффектов взаимодействия волны с границей (или областью перехода из одной среды в другую).

В данной работе рассматривается строение земной коры с точки зрения современных представлений об изменении физико-механического состояния, вещественного состава материала с глубиной, данных глубокого бурения в совокупности с сейсмическими результатами в области скважин, что дает возможность строить более реалистичные модели сред при математическом моделировании волновых полей и анализе динамических параметров волн, образующихся на границах различной природы, для оценки и прогноза сейсмических эффектов в изучении глубинного строения и напряженного состояния геологической среды.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

За последние десять лет накоплен достаточно большой объем информации, полученной на основе детальных глубинных геофизических работ, в первую очередь сейсмических, и глубокого бурения, что позволило по-новому оценить строение земной коры и процессы, происходящие на разных глубинах с точки зрения механики геоматериалов в совокупности с физико-химическими процессами, протекающими в условиях высоких температур и давлений. В свете последних данных рассмотрим строение земной коры, следуя теоретическим представлениям о физико-механическом состоянии горных пород и представлениям о трехслойном строении земной коры [12, 15, 23], акцентируя внимание на характере изменения физических свойств среды с глубиной.

Верхний этаж земной коры представляет слоистую, слоисто-блоковую модель среды, горные породы в которой находятся в достаточно хрупком состоянии. Сейсмическим границам соответствует, как правило, смена литологического состава горных пород. Геометрия границ раздела может быть разнообразной, изменяясь от гладких, горизонтальных или наклонных под разными углами границ, криволинейных антиклинального и синклиналичного типа, шероховатых до границ дизъюнктивного типа (сброс, надвиг, горст-грабен и т.д.). Характерно развитие сети тектонических нарушений разного масштаба от мелких трещин до крупных разломов с преобладанием вертикальных, крутонаклонных смещений в верхней части с переходом в наклонные смещения с глубиной [6]. В пределах первого километра, в зависимости от возраста и эволюции структуры, отмечается зона циркуляции воды по свободным трещинам. По данным Кольской сверхглубокой скважины, зона циркуляции воды в кристаллических породах прослежена до 0.8 км. В более нижних горизонтах трещины заполняются жильным минеральным веществом или даже включениями интрузивного типа, что создает экран для проникания флюидов, воды из нижних горизонтов коры [3, 7, 9]. Коэффициент пористости пород и содержание химически связанной воды в верхней коре составляют около 0.5% и 4%, соответственно. Скорость сейсмических волн плавно нарастает с глубиной. В целом, приращение скорости с глубиной согласуется с теоретическими оценками до глубин, где давление достигает 200-250 МПа. По данным [7] глубина залегания пород заметно не влияет на абсолютные значения плотности, но зависимость упругих параметров от плотности уменьшается, т.е. упругие свойства разных пород с глубиной выравниваются.

Средний этаж коры представляет по В.Н. Николаевскому [6] зону дилатансионной трещиноватости, а в сейсмическом смысле соответствует волноводу; по гидродинамической теории Иванова [3] - зону литостатического давления. Мощность этой зоны может варьировать от 3 до 10 км с возможным выклиниванием. Градиент скорости или скорость сейсмических волн в целом понижается по сравнению со значениями скорости в верхнем этаже. В кровле инверсионной зоны концентрируются очаги крупных землетрясений и происходит выполаживание разломов, протягивающихся из верхней коры [14]. Этот этаж характеризуется отсутствием протяженных сейсмических границ, но по сейсмическим данным ОГТ, МОВ отмечается серия субгоризонтальных коротких отражающих площадок, ярко выраженных в динамике отраженных волн ("яркие пятна" - "bright spots"). А. В. Николаевым [8] зоны данного типа, и средняя кора в частности, охарактеризованы как "мутные среды" по отношению к структуре волнового поля.

По своим характеристикам примером вышеописанной зоны может служить вскрытая Кольской скважиной область с глубины 4.5 км [5]. На разрезе МОВ с этой глубины следятся многочисленные пологозалегающие площадки, которые сгущаются и переходят в отчетливую границу, выделяемую и ГСЗ, на глубине 7-8 км [7]. В.Н. Николаевским эта зона описывается как волновод, представленный "зоной раскрытых трещин с циркулирующей вод" [6], В.И. Шаровым [15] - как кровля инверсионного этажа, а С.Н. Ивановым - как верхняя часть литостатической зоны. Выявленная зона характеризуется следующими свойствами:

1. С глубины 4.5 км до предельной глубины Кольской скважины отмечается резкое уменьшение скорости Р- и S-волн с некоторым повышением средней скорости S-волны на глубине около 8 км [5]. Приращение сейсмических волн с глубиной меняет знак, создавая слои с относительно пониженной и повышенной скоростью. Отношение значения V_p/V_s изменяется с глубиной в широких пределах от 1.5 до 2.0, с средним значением 1.7-1.75, характерным для кристаллических пород. Максимальному значению V_p/V_s соответствует сдвиговая зона в кровле дилатансионной зоны, определенная как зона главной трещины (Лучломпольский разлом) мощностью около 300 м. Сразу ниже этой зоной фиксируется зона минимального значения V_p/V_s мощностью около 150-200 м, где скорость продольной волны практически не изменилась, а скорость поперечной волны резко возросла, т.е. наблюдается несинхронность скачков скорости продольной и поперечной волн [18].

2. Уменьшение величины напряжения. На Кольской скважине вертикальная составляющая тензора напряжений уменьшилась на 40 МПа.

3. Увеличение эффективного коэффициента пористости пород с 1.5 до 3% и более и увеличение проницаемости в 2 раза по сравнению с интервалом глубин 0.8-4.5 км.

4. Увеличение концентрации свободной воды, газа и уменьшение химически связанной воды (примерно до 0.5%) в породах.

5. Повышенная расслоенность и трещиноватость материала, рост размера трещин. Вскрытые породы представлены в основном сланцевыми породами - гнейсами, амфиболитами с преобладанием минерала роговой обманки и породами сходного типа, находящимися на ранней стадии метаморфизма.

6. Проявление анизотропных свойств среды в пределах 4-10%. При определении анизотропных свойств среды зоны трещиноватости показано, что повышенная анизотропия соответствует главной трещине (Лучломпольскому разлому) в кровле зоны и направление осей анизотропии хорошо согласуется и с ориентацией трещин и с ориентацией минералов роговой обманки, но не согласуется с направлением современного поля напряжений. Высказано предположение, что выявленная анизотропия пород (ориентация трещин и роговой обманки) сформирована палеонапряжением, т. е. в давний период формирования самой структуры [18].

Кровля и подошва среднего этажа коры определяется по сейсмическим границам K_1 и K_2 . По своей природе эти границы представляют пологие разломы, образующиеся на границе хрупких и податливых, пластичных зон, слоев, вдоль которых происходят сдвиговые смещения [3, 10]. Такого рода границы принято сейчас называть отделителями - детачментами ("detachment fault") или магистральными разломами.

В рамках гидродинамической теории С.Н. Иванова, граница K_1 (граница А по Булину Н.К. или граница Форша - F) отделяет верхнюю хрупкую кору, непроницаемую для газо-флюидного материала из-за раскристаллизации трещин, от средней коры, где произошло скопление газо-флюидного материала в результате процессов метаморфизма, поступлений ювенильных вод и сверху в составе водосодержащих минералов. Величина сопротивления сдвигу на данной глубине определяется по закону Терцаги литостатическим давлением за вычетом порового давления. При концентрации флюида под литостатическим давлением упрочнения породы не происходит и небольших горизонтальных подвижек достаточно для реализации

сдвиговых деформаций. Этим объясняется повышенная трещиноватость разных масштабов в пределах средней коры. Крупные землетрясения могут происходить при резком сдвиге вдоль такой границы, магистральной трещины, являющейся областью локализации деформаций. Граница K_1 является реологической границей и поэтому, в принципе, при смене режима, геотермического градиента может менять свое положение по глубине, т.е. могут фиксироваться палеоотделители. Природа сейсмической границы K_2 пока не совсем ясна и зависит от состава и структуры нижней коры. Предполагается, что здесь происходит упрочнение геоматериала в результате роста общего давления, закрытие трещинного пространства и, вероятно, переход к габброидному типу пород.

Нижний этаж коры представляет сравнительно плавный переход с глубиной от псевдопластического (катакластического) до истинно пластического состояния на границе Мохо, т.е. от течения в форме образования сети микротрещин и скольжения с вращением вдоль них до течения (перемещения) дислокаций внутри кристаллической решетки [6]. Скорость сейсмических волн скачкообразно увеличивается примерно на 0.2 км/с на границе K_2 и затем сравнительно плавно увеличивается с глубиной до границы Мохо, являющейся подошвой земной коры. Увеличение скорости до значений выше 7.0 км/с свидетельствует об уплотнении геоматериала.

На глубинных сейсмических разрезах в нижней коре выделяются границы, преимущественно субгоризонтальные, но могут трассироваться и наклонные. Природа промежуточных границ может быть объяснена изменением состава пород, а также стадиями перехода геоматериала к чисто пластическому состоянию. Фиксирование разломов в нижней коре и даже в мантии, может быть объяснено тем, что при крупном землетрясении в земной коре, при высоких скоростях деформации все геоматериалы ведут себя хрупко [10].

В области подошвы границы Мохо по данным ОГТ в ряде районов четко фиксируется серия близкорасположенных субгоризонтальных отражающих горизонтов с достаточно высокой амплитудой отраженных волн. Результаты численного моделирования волнового поля [17] показали, что для объяснения низкого затухания коды на региональных сейсмограммах на территории Франции необходимо предположить расслоенность низов земной коры с мощностью слоев около 1 км и с контрастными импедансными характеристиками около 20%. К такому же выводу пришли исследователи по данным ОГТ [27]. Природа такой расслоенности определена еще не доказана, но существует

ряд гипотез: 1) рассредоточение газов и флюидов по уровням (стратификация пористости); 2) магматические включения из верхней частично расплавленной мантии, создающие структуры типа даек, силлов; 3) сдвиговые деформации типа детачмента [10, 27].

ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Рассмотрим характер изменения динамических параметров сейсмических волн, образующихся на границах раздела сред, в зависимости от типа контакта и свойств контактирующих сред.

Типы контакта

В настоящее время при распространении упругих волн в рамках аналитических решений волнового уравнения рассматриваются два типа контакта на границе двух сред – жесткий и нежесткий. В физическом смысле контакт двух сред означает, что упругие параметры, плотность (в совокупности или выборочно) скачкообразно изменяются вдоль некоторой поверхности, границы при переходе из одной среды в другую. Под жестким контактом понимается поведение двух контактирующих сред как единого целого при воздействии на них внешней силы, в то время как в случае нежесткого контакта под воздействием приложенных сил возможны смещения одной среды относительно другой. Нежесткий контакт может рассматриваться как достаточно тонкий механически ослабленный слой между средами или как нарушение сплошности среды. Нежесткий контакт может представлять протяженные дефекты, трещины в монолитной однородной среде; тонкий слой, выполненный подвижным материалом (глина, алевролит, суглинки и т.д.), который под воздействием гидротермальных вод, газов и внешних воздействий приводит к смещению (оползни); зону перехода физико-химического состояния геоматериала.

Обобщенные граничные условия на контакте двух сред формулируются как условия равенства напряжений и смещений [1, 11, 26]:

$$\tau_{z1} = \tau_{z2}, \quad u_{z2} - u_{z1} = \eta_t \tau_{z1}, \quad (1)$$

$$\tau_{zx1} = \tau_{zx2}, \quad u_{x2} - u_{x1} = \eta_n \tau_{zx1};$$

$$u_{kn} = \delta_n^1 u_{k1}^0 + \sum_{v=1}^2 u_{kn}^v; \quad k = x, z; \quad v = P, S; \quad n = 1, 2; \quad (2)$$

$$\delta_n^1 = \begin{cases} 1, & n = 1 \\ 0, & n \neq 1 \end{cases}$$

Здесь u_x и u_z - x, z - компоненты вектора смещений, состоящие из падающей и отраженных волн в первой среде и преломленных волн во второй среде;

τ_{zz} и τ_{zx} - нормальная и тангенциальная составляющие тензора напряжений; параметр $n=1, 2$ - определяет номер сред; $v = P, S$ - определяет тип волны; η_t и η_n - коэффициенты нежесткости контакта, податливость к относительному смещению в касательном и нормальном направлениях к границе. Если коэффициенты нежесткости равны нулю, то это случай чисто жесткого контакта сред.

Амплитуда разрыва компонент смещения в (1) пропорциональна действующему касательному напряжению и коэффициентам нежесткости. Математически граничные условия нежесткого контакта были выведены Подъяпольским Г.С. из условий жесткого контакта двух полупространств с промежуточным средним слоем, мощность которого стремится к нулю. В этом случае коэффициенты нежесткости могут быть математически определены как предел отношений, значения которых не равны нулю [1, 11]:

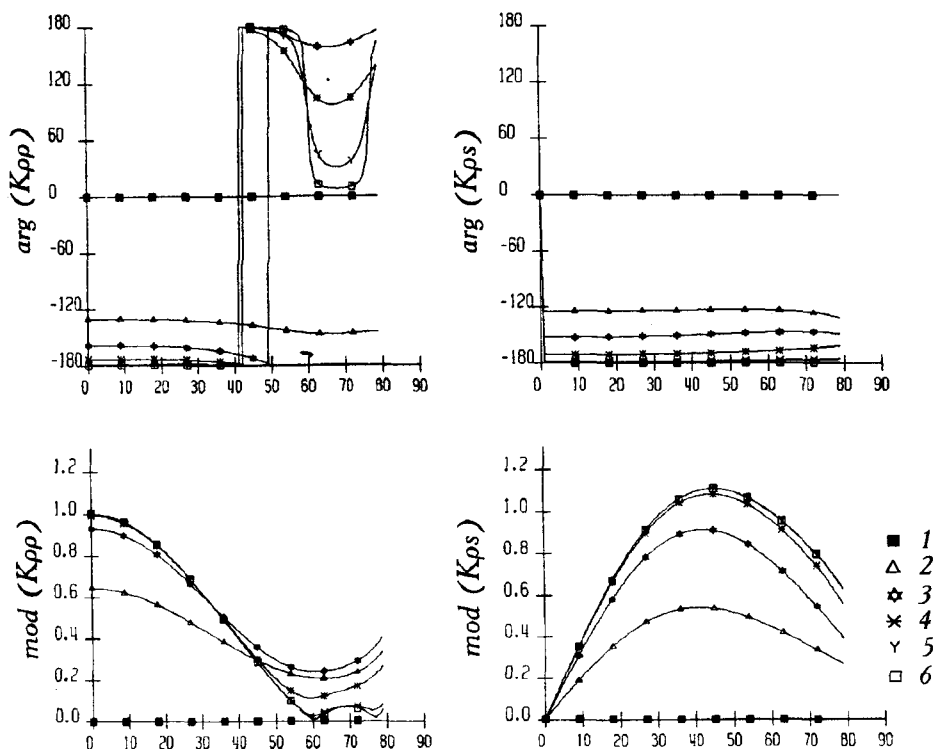
$$\eta_n = \lim_{\substack{h \rightarrow 0 \\ \mu \rightarrow 0 \\ \lambda + 2\mu \rightarrow 0}} \frac{h}{\lambda + 2\mu}, \quad \eta_t = \lim_{\substack{h \rightarrow 0 \\ \mu \rightarrow 0 \\ \lambda + 2\mu \rightarrow 0}} \frac{h}{\mu} \quad (3)$$

где h - толщина слоя, λ и μ - упругие параметры Ламе промежуточного слоя. Требование $h \rightarrow 0$ означает по сути, что толщина слоя должна быть намного меньше длины волны λ_v , а требования $\lambda + 2\mu \rightarrow 0$ и $\mu \rightarrow 0$, что упругие параметры слоя должны быть гораздо меньше соответствующих упругих параметров контактирующих сред.

Коэффициенты нежесткости являются экспериментальными параметрами, определяемыми из оценки динамических характеристик сейсмических волн. В случае однородного по составу промежуточного слоя коэффициенты нежесткости имеют сравнительно простую зависимость от упругих параметров. Если слой выполнен композитным материалом (например, соединение твердого и вязкого материала) и характеризуется сложной геометрией поверхности раздела, коэффициенты нежесткости могут быть нелинейно и частотно зависимыми функциями от касательного напряжения и упругих параметров [4].

Коэффициенты отражения/преломления $K(\alpha)$, определяемые из граничных условий (1), зависят от угла падения α волны на границу и являются комплексными функциями. Модуль $K(\alpha)$ $\{\text{mod}(K(\alpha))\}$ определяет амплитуду соответствующей образующейся волны, а аргумент $\{\text{arg}(K(\alpha))\}$ - сдвиг фазы волны, т.е. изменение формы образующейся волны по отношению к падающей. На рисунках 1-3 представлены расчеты коэффициентов отражения/преломления/обмена для контакта двух разных сред и однородных сред с жестким и нежестким контактом для различных значений коэффици-

Отражение



Преломление

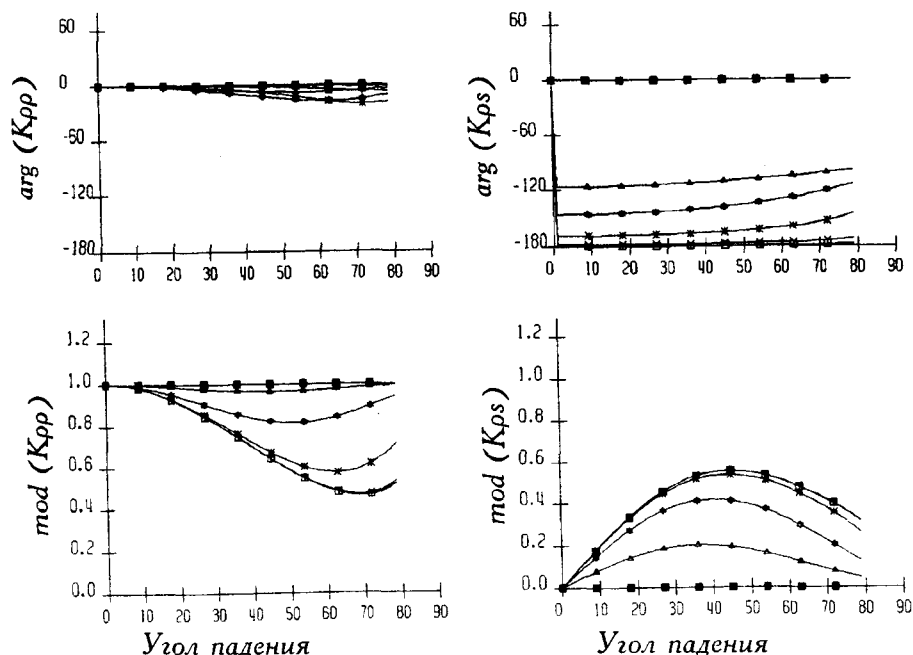
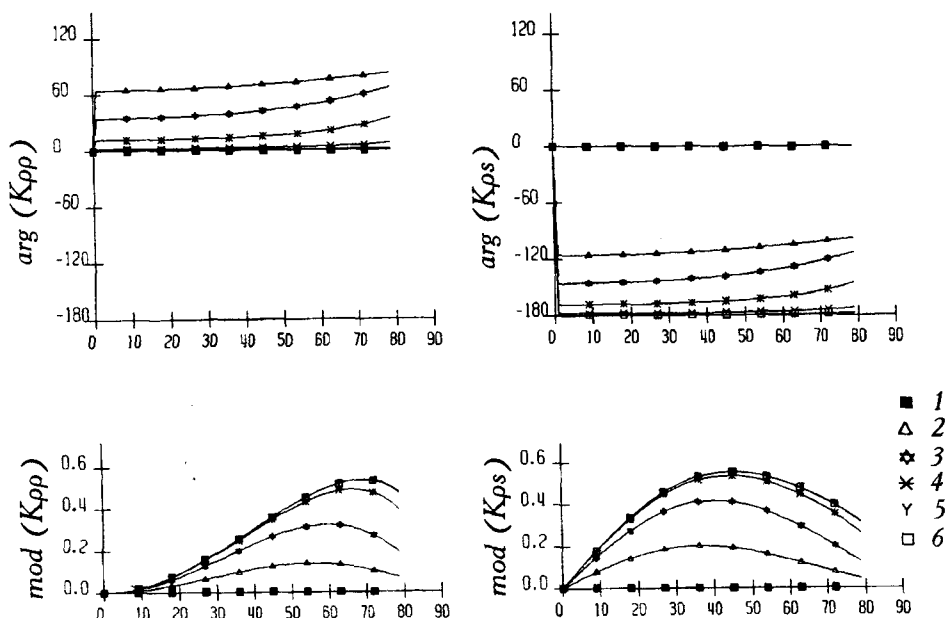


Рис. 1. Изменение модуля и аргумента коэффициентов отражения/преломления монотипной (PP) и обменной (PS) волн от угла падения Р-волны для модели трещины в однородной среде с скоростью распространения волн $V_p=6.0$ км/с, $V_s=3.46$ км/с, плотностью $\rho=2.8$ г/см³ и значением параметров нежесткости: $\eta_i = \eta_n$: 1 - 0; 2 - 0.1; 3 - 0.3; 4 - 1.0; 5 - 5.0; 6 - 20.0.

ентов нежесткости. В результате теоретических расчетов [2, 16] и лабораторного эксперимента [22, 25] можно охарактеризовать основные отличия динамических свойств волн, образующихся на жестком и нежестком контакте сред:

1. Резкое возрастание амплитуды отраженных волн на нежестком контакте. Коэффициент отражения может возрастать до 1.0 для монотипных волн и даже превышать значение 1.0 для обменных волн при увеличении значений коэффициентов нежесткости. По сравнению с жестким контактом ам-

Отражение



Преломление

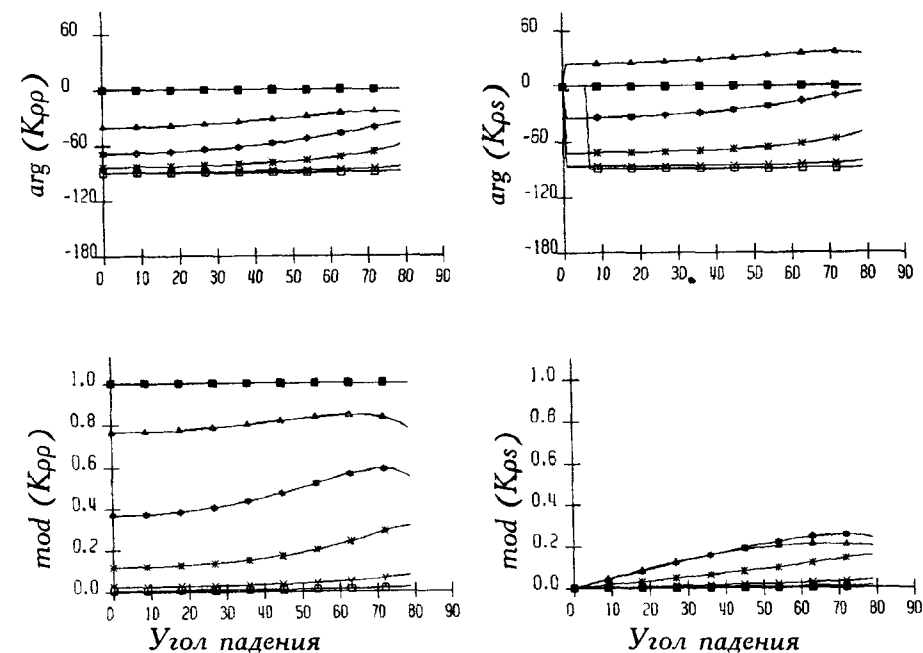


Рис.2. Изменение модуля и аргумента коэффициентов отражения/преломления монотипной (PP) и обменной (PS) волн от угла падения P-волны для модели трещины в однородной среде со скоростью распространения волн $V_p=6.0$ км/с, $V_s=3.46$ км/с, плотностью $\rho=2.8$ г/см³ и значением параметров нежесткости: $\eta_t=0$, $\eta_n=1-0; 2-0.1; 3-0.3; 4-1.0; 5-5.0; 6-20.0$.

плитуда возрастает в 6-10 раз. В закритической области наблюдается обратный эффект для монотипных отраженных волн - чем выше коэффициенты нежесткости, тем меньше амплитуда волны. Данная тенденция не зависит от типа падающей волны.

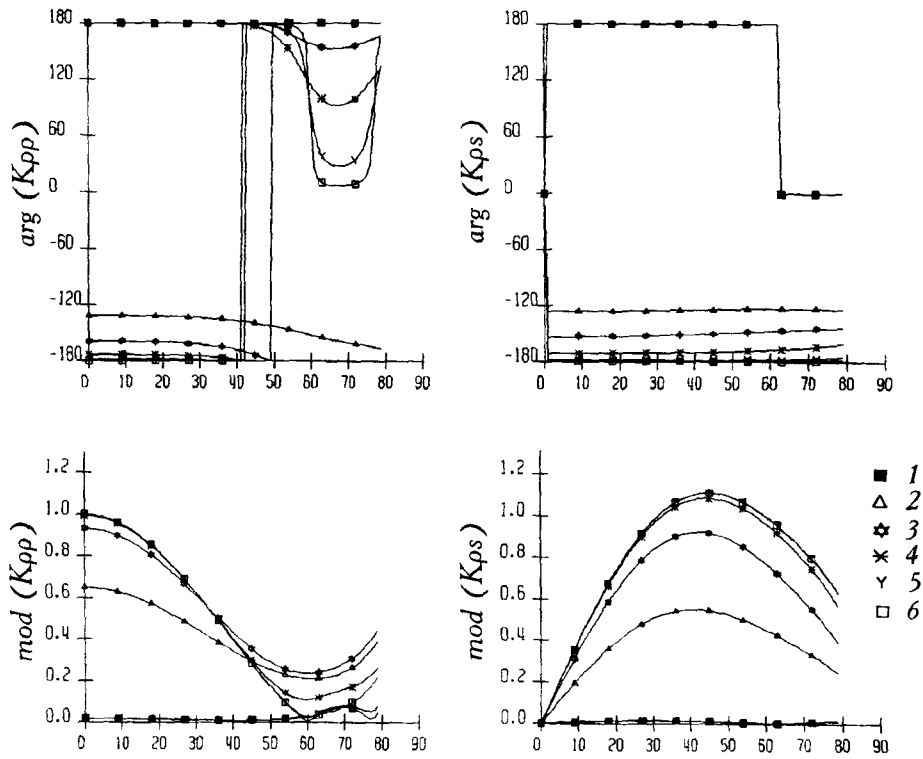
2. Амплитуда преломленных монотипных волн равномерно уменьшается, а обменных возрастает

в 2-5 раз при увеличении коэффициентов нежесткости.

3. Значительное искажение формы сигнала на нежестком контакте при любых углах падения. Форма импульса образующихся волн может значительно отличаться от формы импульса падающей волны вплоть до изменения полярности. Последнее при интерпретации может трактоваться как инвер-

а

Отражение



Преломление

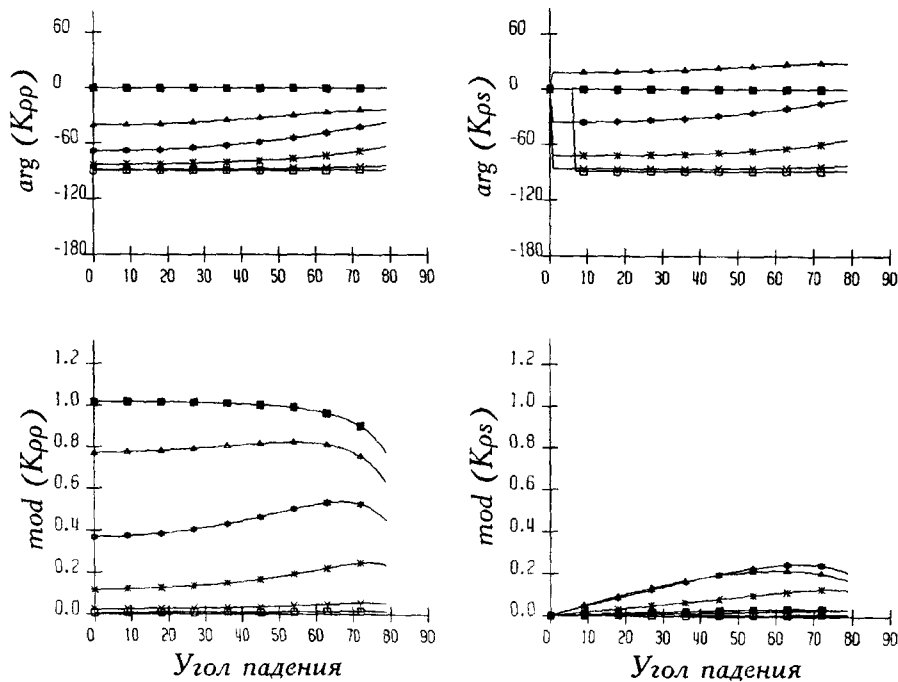


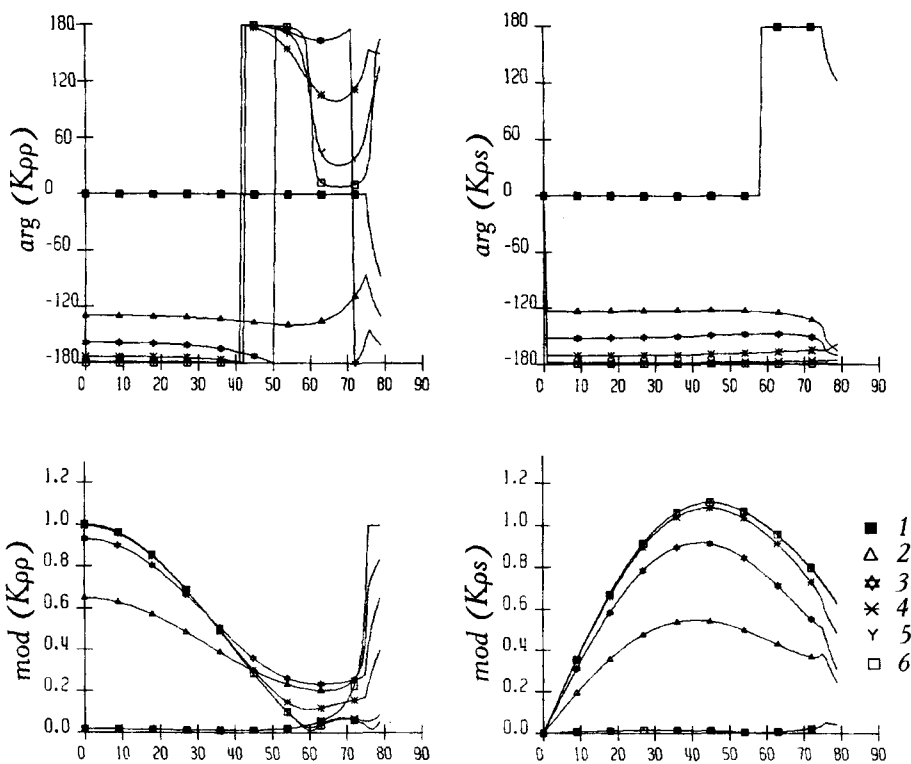
Рис.3. Изменение модуля и аргумента коэффициентов отражения/преломления монотипной (PP) и обменной (PS) волн от угла падения Р-волны, распространяющейся из второй среды (а) и первой среды (б) для модели нежесткого контакта двух сред с параметрами: $V_{p1}=6.0$ км/с $V_{s1}=3.46$ км/с $\rho_1=2.8$ г/см³

$$V_{p2}=6.2 \text{ км/с } V_{s2}=3.58 \text{ км/с } \rho_2=2.8 \text{ г/см}^3$$

и значением параметров нежесткости: $\eta_t = \eta_n$: 1 - 0; 2 - 0.1; 3 - 0.3; 4 - 1.0; 5 - 5.0; 6 - 20.0.

6

Отражение



Преломление

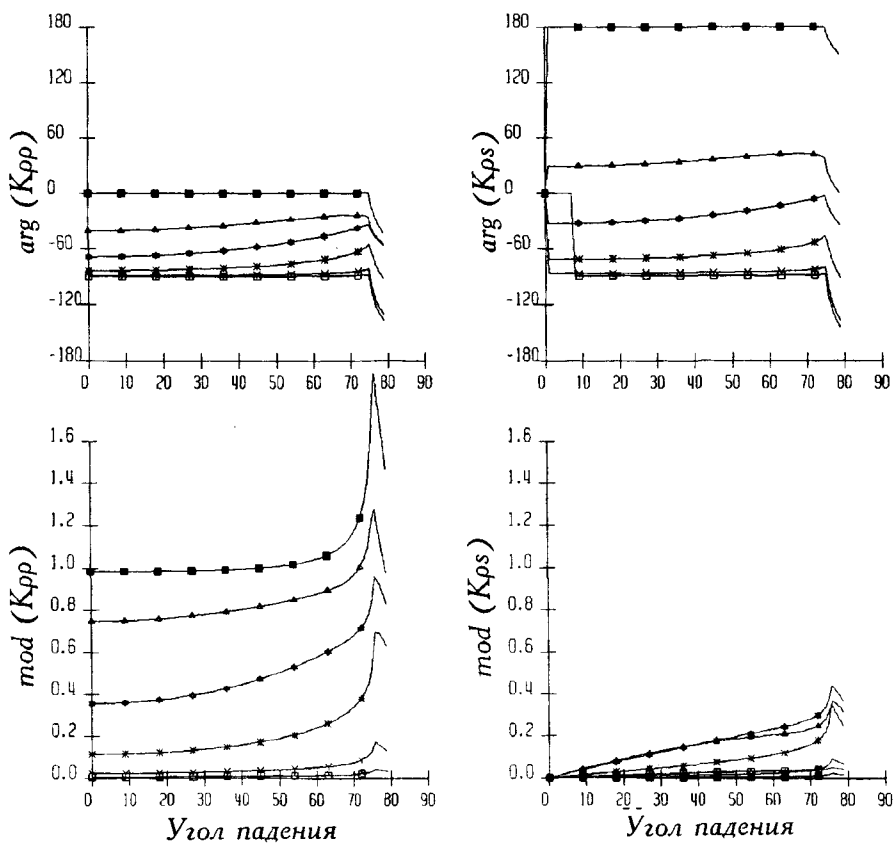


Рис.3 (продолжение)

сия скорости на контакте. В случае жесткого контакта изменение формы волны может наблюдаться только в закритической области для отраженных и головных волн.

4. Зависимость коэффициентов отражения/преломления на нежестком контакте от частотных характеристик падающей волны. Этот эффект наиболее ярко проявляется в изменении видимого периода образующихся волн для широкополосных сигналов.

5. Поведение коэффициентов отражения/преломления на нежестком контакте более сложное при падающей поперечной волне, чем при продольной.

Исходя из теоретических исследований динамики волн на контактах сред различного типа и сейсмических глубинных исследований, следует, что оба типа контакта - жесткий и нежесткий могут проявляться в земной коре в целом. Но для верхней и нижней частей коры более характерны границы раздела сред с жестким контактом, о чем сви-

детельствуют наблюдаемые "нормальные амплитуды" регистрируемых волн. Границы с нежестким контактом, по-видимому, характерны для средней коры, верхней зоны верхней коры, где могут существовать нераскристаллизованные трещины, и, возможно, для низов нижней коры. Рядом детальных исследований, особенно околоскважинных, подтверждены сейсмические эффекты, связанные с развитием трещин разного масштаба. Так например, на Шведской скважине наиболее сильным отражающим горизонтам ниже 6 км глубины соответствуют трещины, заполненные газом [9]. Лучломпольскому разлому на глубине 4.5 км Кольской скважины соответствует резкое уменьшение скорости волн и усиление амплитуд отражения и степени анизотропии, а от области зоны нарушений регистрируются интенсивные обменные волны [18]. При работах МОВЗ на Кольском полуострове регистрировались обменные волны, значения которых на порядок превышали теоретические расчеты, выполненные для границ с жестким контактом (устное со-

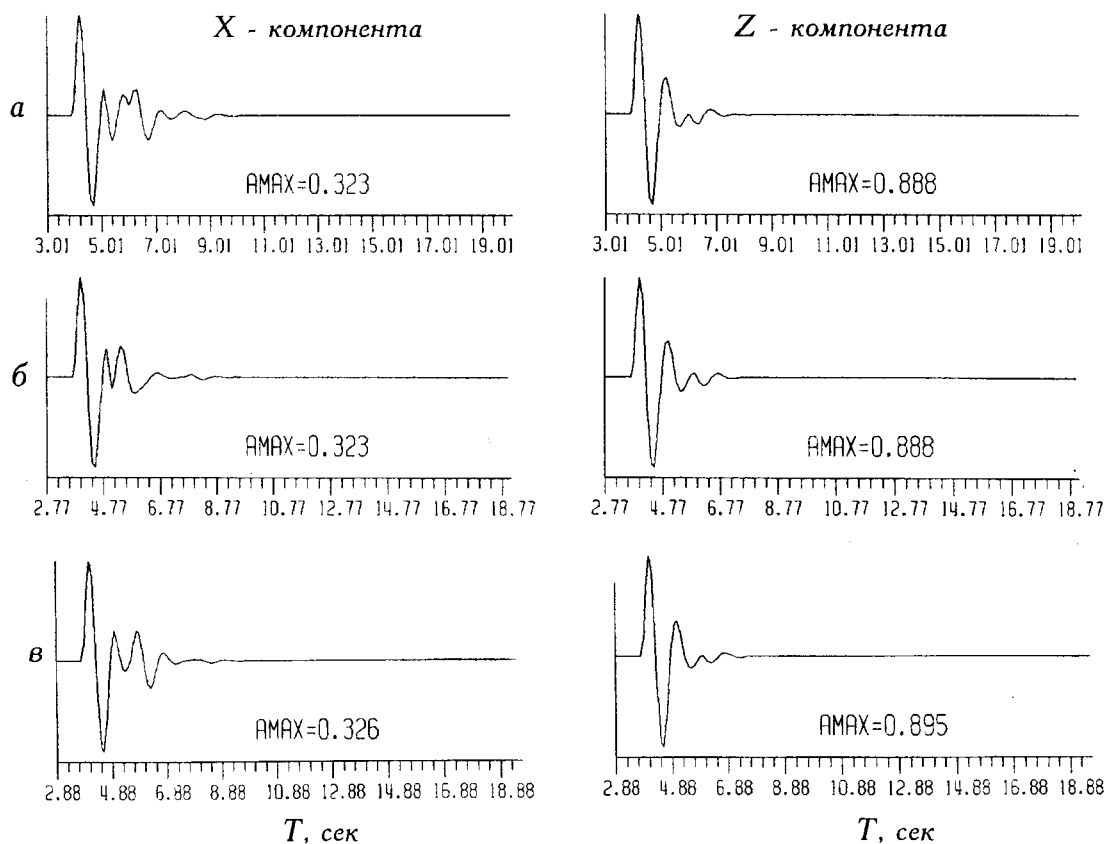


Рис.4. Сейсмограммы продольной (P) и обменной (PS) волн, проходящих через слой с пониженной скоростью на глубине 10 км. Контакт сред - жесткий. Скорости внешней среды $-V_p=5.88$ км/с, $V_s=3.6$ км/с, плотность $\rho = 2.8$ г/см³, а параметры слоя:

- а) мощность слоя 5 км, $V_p=4.39$ км/с, $V_s=2.38$ км/с, $\rho = 2.8$ г/см³;
- б) мощность слоя 1 км, $V_p=4.39$ км/с, $V_s=2.38$ км/с, $\rho = 2.8$ г/см³;
- в) мощность слоя 5 км, $V_p=4.94$ км/с, $V_s=3.02$ км/с, $\rho = 2.8$ г/см³;

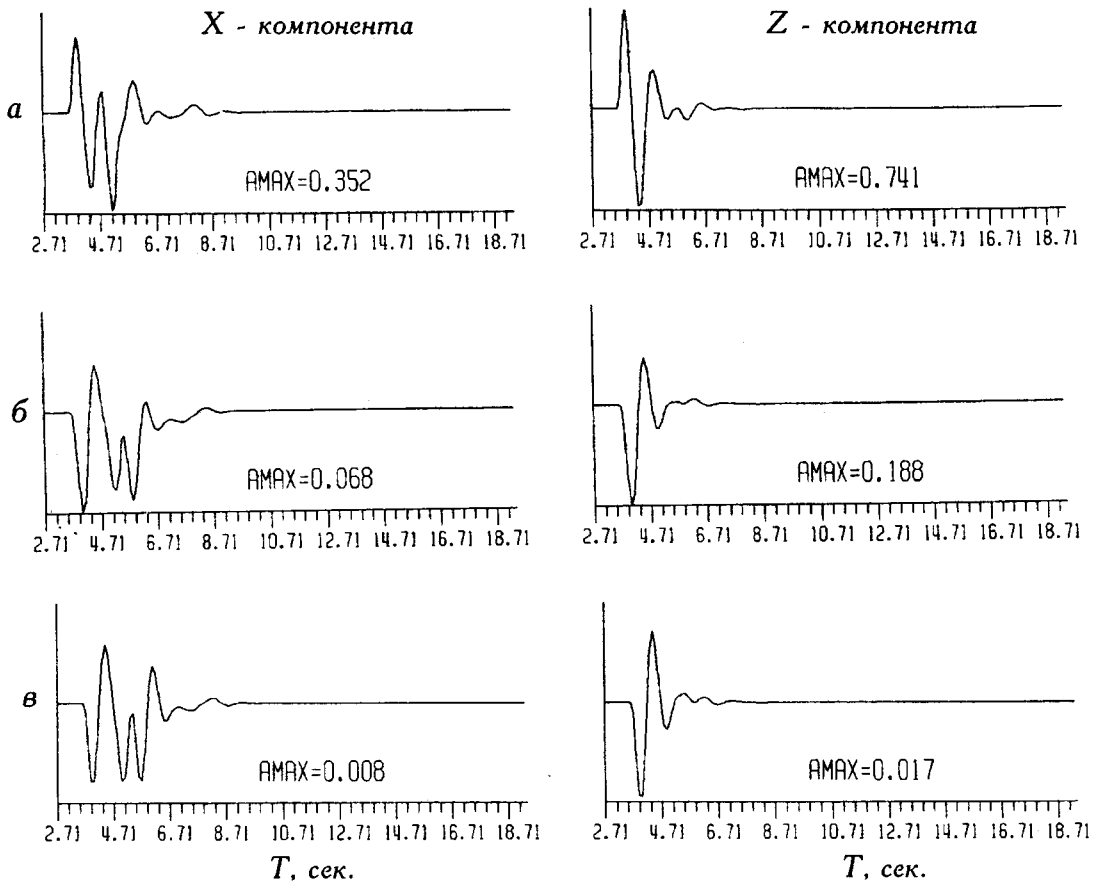


Рис.5. Сейсмограммы продольной (P) и обменной (PS) волн, проходящих в среде с параметрами $V_p=5.88$ км/с, $V_s=3.6$ км, $\rho = 2.8$ г/см³ с двумя трещинами, расположенными на глубине 10 и 15 км с коэффициентами нежесткости и параметрами промежуточного слоя:

- а) $\eta_t = 0.3$, $\eta_n = 0$, $V_p=5.88$ км/с, $V_s=3.6$ км, $\rho = 2.8$ г/см³
 б) $\eta_t = \eta_n = 0.3$, $V_p=4.39$ км/с, $V_s=2.38$ км/с, $\rho = 2.8$ г/см³
 в) $\eta_t = \eta_n = 1.0$, $V_p=4.94$ км/с, $V_s=3.02$ км/с, $\rho = 2.8$ г/см³

общение Линьковой Т.М., Поповой О.Г. по отчетам работ МОВЗ, ВНИИГеофизика, Москва).

На рисунках 4, 5 даны теоретические сейсмограммы монотипной P и обменных волн, проходящих через трехслойную среду с плоскими границами раздела. Сейсмограммы рассчитаны из предположения, что среда состоит из гранитогнейсов, но в промежуточном слое коэффициент пористости составляет 10% с полным водонасыщением пор (Рис.4б, 5б), и с коэффициентом пористости 5% с газовым насыщением пор (Рис. 4в, 5в). Промежуточный слой являет собой аналог волновода средней коры, который характеризуется понижением скорости сейсмических волн и повышенной трещиноватостью. По динамике сейсмических волн волновод выделяется по инверсии фазы колебаний отраженных и обменных волн. Но такой же эффект, но с увеличением амплитуд волн, характерен и для трещины в однородной среде. Как следует из рисунков сейсмический эффект на трещине более яркий. В

случае жесткого контакта даже при большом контрасте скорости промежуточного слоя и внешней среды амплитуды обменных волн не превышают 5% по отношению к амплитуде P-волны, в то время как при нежестком контакте, амплитуда обменных волн составляет около 50%. Поэтому при интерпретации сейсмических данных эффект изменения поляриности волны без анализа амплитуды и определения характера изменения скорости волн с глубиной может трактоваться по-разному: либо имеет место инверсия скорости в слое, либо это обмен на трещине в однородной среде, либо оба случая сочетаются.

Типы контактирующих сред

Амплитуды преломленных/отраженных сейсмических волн зависят от величины скачка упругих параметров, плотности контактирующих сред, которые в свою очередь определяются химическим составом и физическим состоянием материала. Ниже приводится классификация типов контакти-

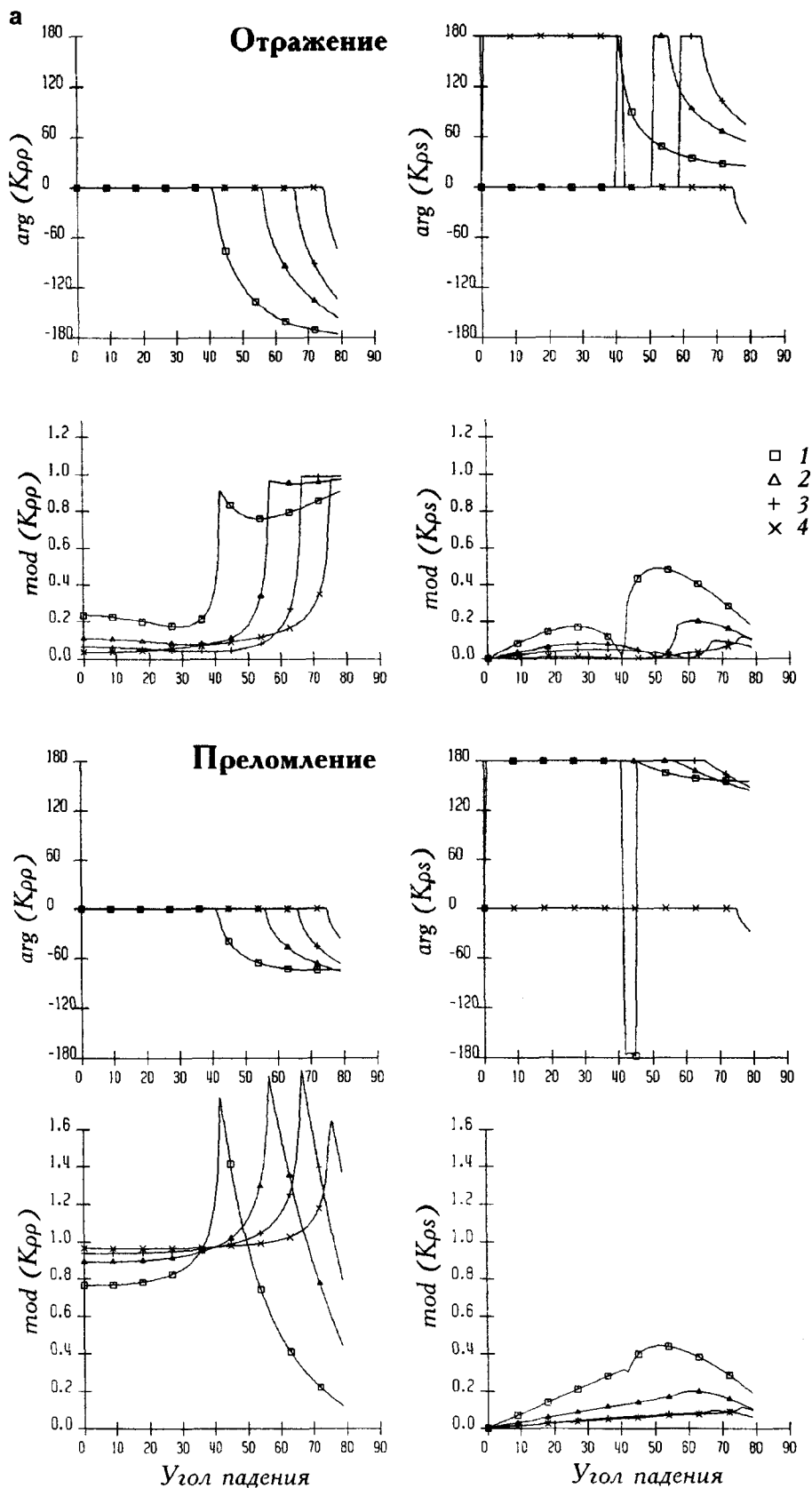


Рис.6. Изменение модуля и аргумента коэффициентов отражения/преломления монотипной (PP) и обменной (PS) волн от угла падения Р-волны, распространяющейся из первой среды (а) и второй среды (б) для модели жесткого контакта двух сред с параметрами:

$$V_{P2}=6.0 \text{ км/с} \quad V_{S2}=3.46 \text{ км/с}$$

$$\rho_2 = 2.8 \text{ г/см}^3$$

$$1 - V_{P1}=4.0 \text{ км/с} \quad V_{S1}=3.31 \text{ км/с}$$

$$\rho_1 = 2.6 \text{ г/см}^3$$

$$2 - V_{P1}=5.0 \text{ км/с} \quad V_{S1}=2.94 \text{ км/с}$$

$$\rho_1 = 2.7 \text{ г/см}^3$$

$$3 - V_{P1}=5.5 \text{ км/с} \quad V_{S1}=3.2 \text{ км/с}$$

$$\rho_1 = 2.7 \text{ г/см}^3$$

$$4 - V_{P1}=5.8 \text{ км/с} \quad V_{S1}=3.7 \text{ км/с}$$

$$\rho_1 = 2.7 \text{ г/см}^3$$

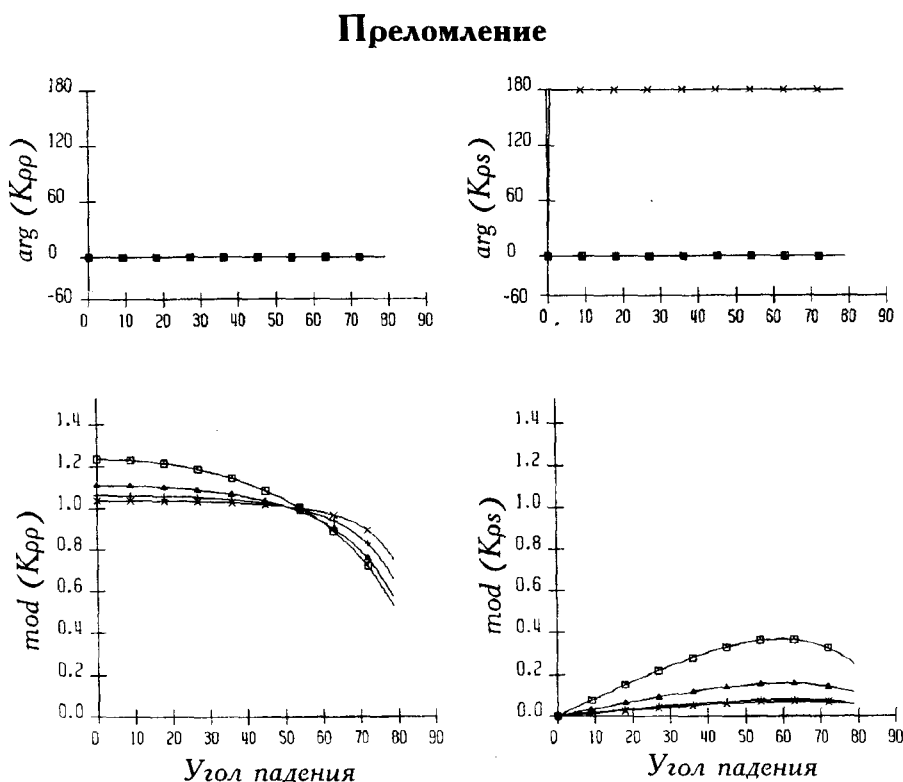
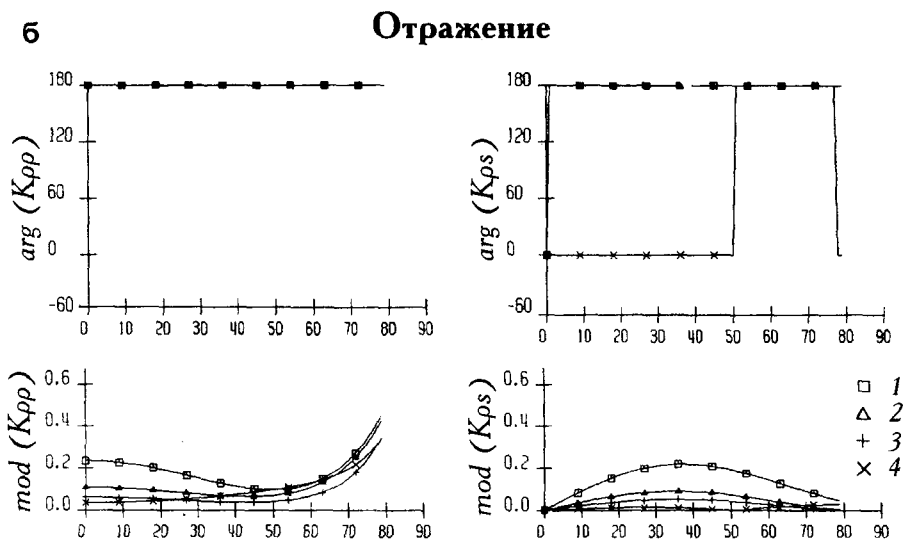


Рис.6 (продолжение)

рующих сред с оценкой возможного контраста физических параметров среды. На рисунке 6 даны коэффициенты преломления/отражения для сред с различным контрастом физических параметров.

1. Петрологические границы. Это хорошо изученный тип границ, на котором происходит смена состава пород, наиболее характерный для верхней части коры. В этом случае скачок скорости сейсмических волн лежит пределах 10%, за исключением контактов с телами внедрения (интрузии, соляные купола и т.д.). Характерен жесткий тип контакта.

2. Метаморфические границы. Это контакт между средами, химический состав которых не изменяется, но изменяется степень метаморфизма. К ним могут быть отнесены региональные пологие границы при изменении Р-Т условий с глубиной. Как правило такие границы не резкие, а образующиеся отраженные волны слабые. Диагностика основана на методах преломленных волн. Тип контакта описывается как жесткий или как плавное, градиентное изменение физических параметров среды.

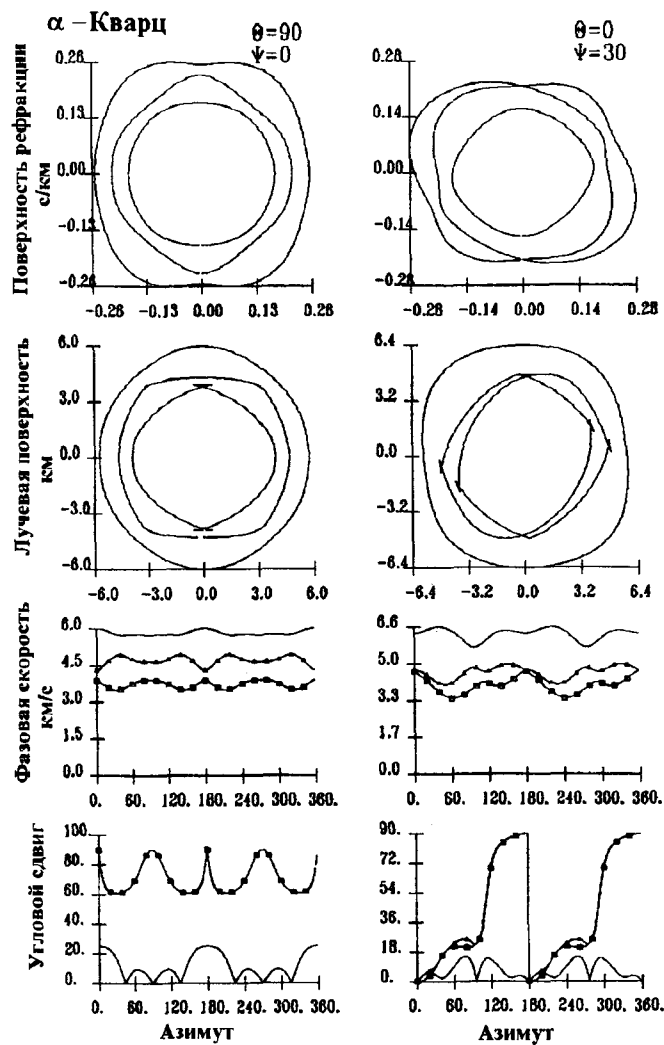


Рис.7. Изменение характеристик упругих волн, распространяющихся с направлением в кристалле кварца, в различно ориентированных плоскостях. Угловой сдвиг определяет угол между векторами поляризации qP , qS_1 , qS_2 волн и соответствующими ортогональными векторами P , SV , SH , построенными как для изотропной среды. Квадратиками и треугольниками маркируются характеристики волн qS_1 и qS_2 , соответственно. Θ и Ψ определяют углы отклонения плоскости от вертикальной оси (001) и горизонтальной оси (100), соответственно.

3. Границы раздела сред с различной газо- и флюидонасыщенностью. Контакт между средами с разной степенью газо- и флюидонасыщенности может представлять собой нежесткий контакт типа разрывного нарушения трещины или тонкого слоя инородного материала, который служит непроницаемым экраном для газов/флюидов. Как правило, такого рода контакты являются локальными образованиями и характерны для верхней коры (нефтегазоносные бассейны), для средней части коры, где проявляются как короткие отражающие площад-

ки. Так близ германской скважины КТВ методом ВСП зафиксирован сильный сеймоотражатель от площадки размером около 400 м на глубине около 8 км. Анализ типа отражения привел к предположению, что данный сейсмический эффект мог быть вызван: 1) на границе флюидонасыщенных сред, где верхняя среда является трещиноватой с высоким коэффициентом трещиноватости $> 0.1-0.2$, нижняя среда - пористая с коэффициентом пористости $> 3\%$, а между ними тонкий прослой материала типа базальт; 2) на границе трещиноватых сред с коэффициентом пористости > 0.3 , насыщенных соляным раствором (верхняя среда) и углеводородом (нижняя среда) [21].

Теоретические расчеты для различного рода пористых сред дают линейную зависимость падения скорости P - и S - волн с ростом пористости и разное соотношение V_p/V_s , в зависимости от наполнителя пор вплоть до затухания S -волны во флюидонасыщенных средах. Труднее обстоит дело с расчетами скорости волн в трещиноватых средах, когда при весьма малой пористости возможна большая удельная поверхность порового пространства и когда порода состоит из контрастных по упругим параметрам материалов. Последние представляют "микронеродные тела, для которых поверхность пор играет исключительно важную роль в процессе динамического деформирования, более важную, чем объем занимающей жидкостью или газом" [13]. Результат измерений упругих свойств образцов керна из Кольской скважины показал, что "к изменению давления наиболее чувствительны гранитогнейсы, а также породы со сланцевой или гнейсовой текстурами. Приращение скорости продольной волны при увеличении давления до 200 МПа достигает 48-72%, тогда как для образцов массивных метаалевролитов и магнезиальных базальтов не превышает 3-5%" [7]. Поэтому теоретически и практически вопрос о максимальных величинах изменения скорости P - и S - волн в трещиноватых средах, а также вопрос о контрастах скорости на границах локальных участков в земной коре остается пока открытым. Для пористых сред с изометричными зернами контраст скорости в реальных средах, по-видимому, не превышает 15-20%, а средние наблюдаемые значения - 2-10%.

4. Границы раздела сред с разной степенью анизотропии упругих параметров. В средах данного типа появляются новые свойства упругих волн, на границе раздела сред возрастает количество преломленных и отраженных волн. Создается проблема диагностики типа волн. В анизотропной среде распространяются три типа волн. В зависимости от типа симметрии среды и направления распространения все три волны характеризуются собственными значениями скорости и типом поляризации. Поверхность вол-

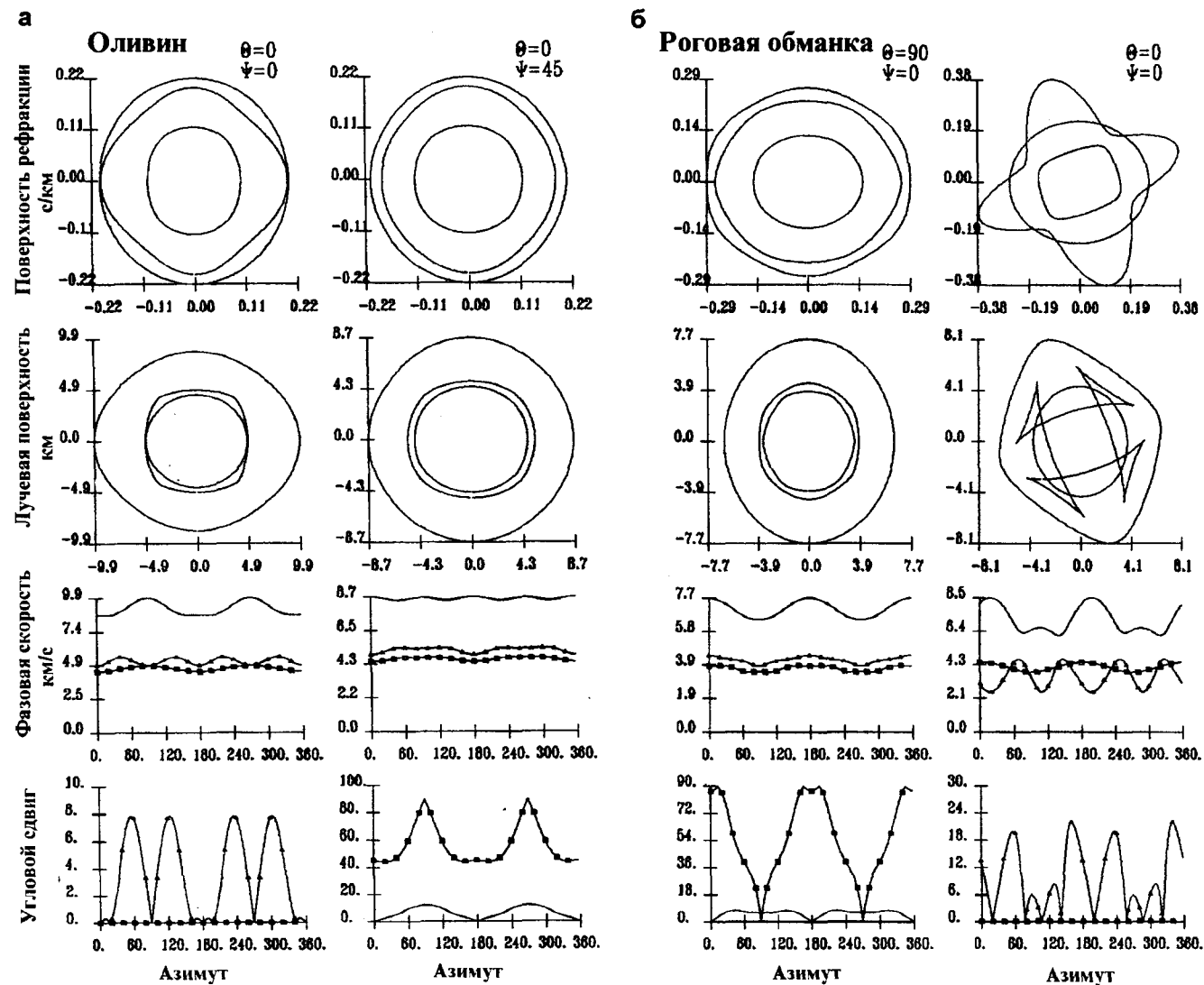


Рис.8. То же, что на рис.7: а) в кристалле оливина, б) в кристалле роговой обманки.

нового фронта (поверхность равных фаз) не совпадает с поверхностью энергии волны (лучевой поверхностью). На рисунках 7-8 показана степень изменения характеристик распространения упругих волн в кристаллах трех основных породообразующих минералов - α -кварца (тригональная сингония), оливина (ромбическая сингония) и роговой обманки (моноклинная сингония). К настоящему времени оценки степени анизотропии проведены при решении обратных сейсмических задач, в основном, для трансверсально-изотропных сред и для пород верхней мантии, анизотропия которых связана, как предполагается, с ориентацией кристаллов оливина [19]. Анизотропные свойства реальных геологических сред могут быть обусловлены следующими особенностями строения:

а) среда, составленная пачкой параллельно-ориентированных тонких слоев, описывается в рамках трансверсально-изотропной среды [24],

б) среда, составленная параллельно-ориентированными протяженными трещинами, расстояние между которыми меньше длины волны. Свойства данной среды описываются в рамках трансверсально-изотропной среды [1,20], упругие параметры которой выводятся через коэффициенты нежесткости, что подтверждено лабораторным экспериментом [20],

в) трещиноватые среды с определенной ориентировкой микротрещин,

г) среды с определенной ориентацией вытянутых включений или кристаллов породообразующего минерала. Симметрия анизотропии среды в последнем случае будет зависеть от типа симметрии кристаллов.

Автор выражает благодарность рецензенту и Ю.Ф. Малышеву за ценные замечания к статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенберг А.М., Клем-Мусатов К.Д., Ланда Е.И. Модель анизотропной сейсмической среды // Сейсмические волны в сложнопосроенных средах. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1974. С. 64-109.
2. Дружинин А.Б., Лунева М.Н. Отражение и преломление сейсмических волн на нежестком контакте упругих сред // Тихоокеан. геология. 1992. N2. С. 141-151.
3. Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. N3. С. 3-11.
4. Клем-Мусатов К.Д. Отражение и преломление упругих волн на одиночной трещине // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1965. N6. С. 45-57.
5. Кольская сверхглубокая. М.: Наука, 1984. 490 с.
6. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 144 с.
7. Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. N5. С. 62-72.
8. Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1972. 175 с.
9. Николаевский В.Н. Шведская сверхглубокая // Природа. 1988. N11. С. 40-43.
10. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. 1996. N4. С. 41-50.
11. Подъяпольский Г.С. Отражение и преломление на границе двух упругих сред в случае нежесткого контакта // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1963. N4. С. 525-531.
12. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 183
13. Сибиряков Б.П. Влияние структуры порового пространства малопористых трещиноватых сред на скорости сейсмических волн // Докл. АН. 1996. Т. 347, N2. С. 249-251.
14. Шаров В.И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. N1. С. 112-120.
15. Шаров В.И. О новой трехслойной модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. N4. С. 19-30.
16. Яновская Т.Б., Дмитриева Л.Н. Влияние нежесткости контакта на коэффициенты отражения, преломления, обмена. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. N2. С. 45-52.
17. Campillo M., Paul A. Influence of the lower crustal structure on the early coda of regional seismograms // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. B3. P. 3405-3416.
18. Digranes H., Kristoffersen Y., Karaev N. An analysis of shear waves observed in VSP data from the superdeep well at Kola, Russia // Geophys. J. Int. 1996. 126 P. 545-554.
19. Enderle U., Mechie J., Sobolev S., Fuchs K. Seismic anisotropy within the uppermost mantle of southern Germany // Geophys. J. Int. 1996. 125 P. 747-767.
20. Hsu, C.J. and Schoenberg M. Elastic waves through a simulated fractured medium // Geophysics. 1993. 58, N7. P. 964-977.
21. Luschen E., Sobolev S., Werner U., Sollner W., Fuchs R., Gurevich B., Hubral P. Fluid reservoir (?) beneath the KTB drill indicated by seismic shear-wave observations // Geoph. Research Letter. 1996. V 20. N10. P. 923-926.
22. Luneva M., Chang Y.F. Scattering of elastic waves by a thin soft layer // Jour. of Seismic Exploration. 1995. N4. P. 17-32.
23. Pavlenkova N.I. The nature of seismic boundary in the continental lithosphere // Tectonophysics. 1988. V.154. P. 211-225.
24. Postma G.W. Wave propagation in a stratified medium // Geophysics 1955. 20. N4. P. 780-806.
25. Pyrak-Nolte L.J., L.R. Myer and N.G.W. Cook transmission of seismic waves across single natural fractures // J. Geophys. Res., 1990. 95, B6. P. 8617-8638.
26. Schoenberg M. Elastic wave behavior across linear slip interfaces // J. Acoust. Soc. Am. 1980. 68. P. 1516-1521.
27. Warner M. Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust? // Tectonophysics. 1990. V. 173. P. 163-174.

Поступила в редакцию 24 декабря 1996 г.

M.N Luneva

The Earth's crust structure and seismic wave dynamics

Based on the contemporary viewpoint as to variation of physical and mechanical state and composition of geomaterial with depth within the Earth's crust, and with the account of deep drilling and geophysical data, the model of the Earth's crust is considered to understand better the realistic models for the mathematical modeling of different seismic effects. Various types of boundary conditions between media were analyzed relative to the dynamic properties of reflected/transmitted waves. It is shown that the anomalous behaviour of seismic wave dynamics is predominantly caused by the boundaries with a non-rigid contact between the media and also by contrast of coefficients of porosity, cracking or anisotropy of the contacting media.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ И НАПРЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

*Р.Г.Кулинич**, *Л.А.Маслов***, *Г.З.Гильманова**, *О.С.Комова***

**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

*** Вычислительный Центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

На основе результатов геофизических исследований последних лет выполнено гравитационное моделирование и рассчитано геодинамическое состояние земной коры в северо-западной части Японского моря. Уточнено районирование коры по генетическим типам вдоль профиля, протягивающегося от Южно-Приморского шельфа через подводную возвышенность Первенца, Центральную котловину до возвышенности Ямато. Уточнена глубинная структура возвышенности Первенца и тектонической зоны, отделяющей ее от Южно-Приморского шельфа. Сделан вывод о континентальной природе возвышенности и ее отторжении от материковой окраины в период формирования япономорского бассейна. Выявлена двухслойная структура геодинамического состояния коры и подстилающей мантии. Определены области с различным режимом напряжений и возможного движения коро-мантийного вещества: восходящего, нисходящего и латерального. В краевой части шельфа и склона Приморья имеют место нисходящие движения и переток вещества от континента в сторону возвышенности Первенца, что соответствует продолжающемуся режиму отторжения указанной морфоструктуры от континента. Сама возвышенность испытывает активный подъем. Глубоководная котловина характеризуется нисходящим движением коро-мантийных масс. В пределах возвышенности Ямато преобладают восходящие движения и некоторое латеральное перемещение вещества в сторону глубоководной котловины. Это можно рассматривать как признак надвигания указанной морфоструктуры на котловину и начала процесса ее одностороннего закрытия.

ВВЕДЕНИЕ

Японское море можно отнести к одному из наиболее изученных окраинных бассейнов Востока Азии. В настоящее время известны или достаточно хорошо прогнозируются генеральные черты его глубинного строения, успешно формируются общие представления о происхождении этой морфоструктуры. Так, по мнению многих исследователей, в том числе и авторов статьи, возникновение Японского моря, как и других приконтинентальных морей Восточной Азии, связано с деструкцией и рифтогенезом материковой окраины, спредингом и образованием глубоководной котловины с молодой океанической корой [7, 13, 15, 17 и др.].

На этом фоне остаются неясными вопросы механизма бывших эволюционных процессов и пространственного распределения структур растяжения. Именно это требует детального изучения внутренней структуры и динамического состояния коры.

В течение последних пяти лет Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН выполнялись детальные геофизические работы в северной части Японского моря. В район исследова-

ний была включена Центральная глубоководная котловина и обрамляющие ее морфоструктуры: континентальный шельф и склон Приморья, а также северная окраина подводной возвышенности Ямато.

Одним из методов в комплексе исследований была гравиметрия. Наблюдения выполнялись шестью наборными гравиметрами ГМН-К с цифровой и аналоговой регистрацией. Навигационное обеспечение осуществлялось на базе спутниковых систем СЧ-2 и GPS. Плотная сеть наблюдений (в среднем 1.5 x 10 км) и небольшая суммарная погрешность вычисленных аномалий (2.1-2.3 мгал) позволили использовать гравиметрию для решения широкого круга задач: от детального моделирования внутренней структуры земной коры до оценки общего динамического состояния изученного района.

Ниже излагаются некоторые результаты интерпретации аномалий гравитационного поля в свободном воздухе. В основу положено плотностное моделирование и расчет напряжений в земной коре с использованием профиля, пересекающего Центральную котловину Японского моря от юго-

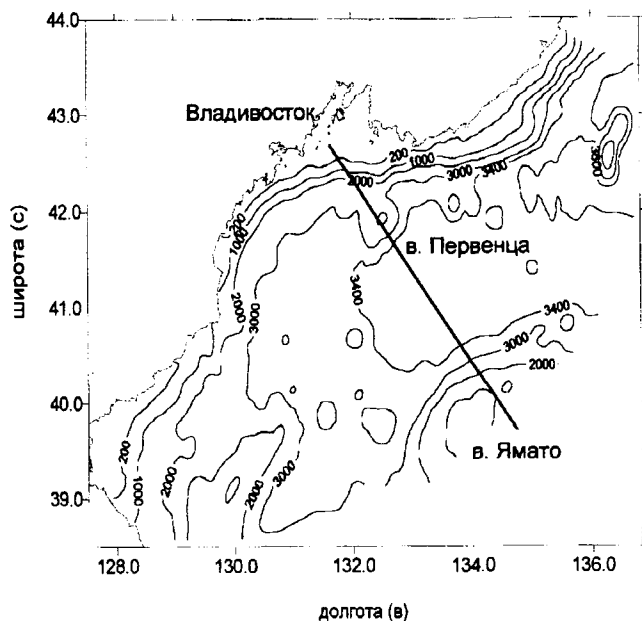


Рис. 1. Батиметрическая схема исследуемого района Японского моря и положение расчетного профиля (жирная прямая линия). Изобаты оцифрованы в метрах.

западного Приморья через подводную возвышенность Первенца до северного хребта подводной возвышенности Ямато (Рис. 1).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исходная плотностная модель строилась с использованием новейших сейсмических и батиметрических данных, а также с учетом результатов геологического опробования коренных пород и осадков, полученных когда-либо в окрестностях профиля. В частности, сведения о рельефе дна и мощности осадочных отложений под профилем были получены по данным эхолотного промера и сейсмического профилирования, проводившихся одновременно с гравиметрическими наблюдениями.

В качестве опорной информации о глубинах залегания и скоростных параметрах консолидированных слоев коры, а также поверхности Мохо использовались результаты сейсмического зондирования с автономными донными станциями, выполненного в 1990 г. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН совместно с Токийским университетом в пределах глубоководной котловины восточнее расчетного профиля и в непосредственной близости от него [3,12]. Кроме того, была использована карта изоглубин поверхности Мохо, построенная нами ранее для рассматриваемого района по результатам совместного анализа сейсмических и гравиметрических данных [2].

Для трансформации скоростных характеристик в плотностные были использованы известные статистические зависимости по Дж. Нейфу и К. Дрейку [16] и С. С. Красовскому [5]. Из-за отсутствия достоверных сведений о латеральных вариациях скоростных характеристик поверхности Мохо в зоне профиля плотность мантии на границе с корой была принята постоянной и равной 3.25 г/см^3 .

Расчеты выполнялись в интерактивном режиме по программе, в основу которой были положены разработки В.Н. Страхова о вычислении гравитационного эффекта от двухмерных тел, поперечное сечение которых аппроксимируется многоугольником.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 представлена плотностная модель земной коры рассматриваемого района. В ее пределах наибольший интерес представляют участки коры под возвышенностью Первенца и ближайшего к нему континентального подножия Приморья, а также возвышенности Ямато.

Первый из них характеризуется максимальным знакопеременным возмущением гравитационных аномалий (от $+60$ мгал до -50 мгал), что оказалось следствием очень сложного глубинного строения этого участка.

Возвышенность Первенца, располагающаяся вблизи южного подножия континентального склона Приморья, изучалась и ранее. Уже по первым гравиметрическим наблюдениям было предположено, что эта морфоструктура не является одной из многочисленных вулканических построек глубоководной котловины Японского моря, поскольку вызывает необычное для таких случаев понижение гравитационных аномалий. На этой основе и в результате соответствующих расчетов было сделано предположение о наличии в фундаменте данной возвышенности фрагмента коры континентального происхождения, а сама возвышенность стала рассматриваться в качестве отторженца Южно-Приморской материковой окраины по широтному тектоническому шву, проходящему вдоль основания континентального склона [6].

Результаты геодинамического моделирования, представленные здесь, на наш взгляд, подтверждают указанные выводы и существенно детализируют внутреннее строение данной морфоструктуры.

Прежде всего обращает на себя внимание присутствие в разрезе коры возвышенности мощного (до 10-12 км) комплекса пород с диапазоном плотностей, характерных для гранитно-метаморфических образований соседнего континента ($2.55-2.8 \text{ г/см}^3$). Во-вторых, общая мощность коры под возвышенностью превышает 20 км. Эти особеннос-

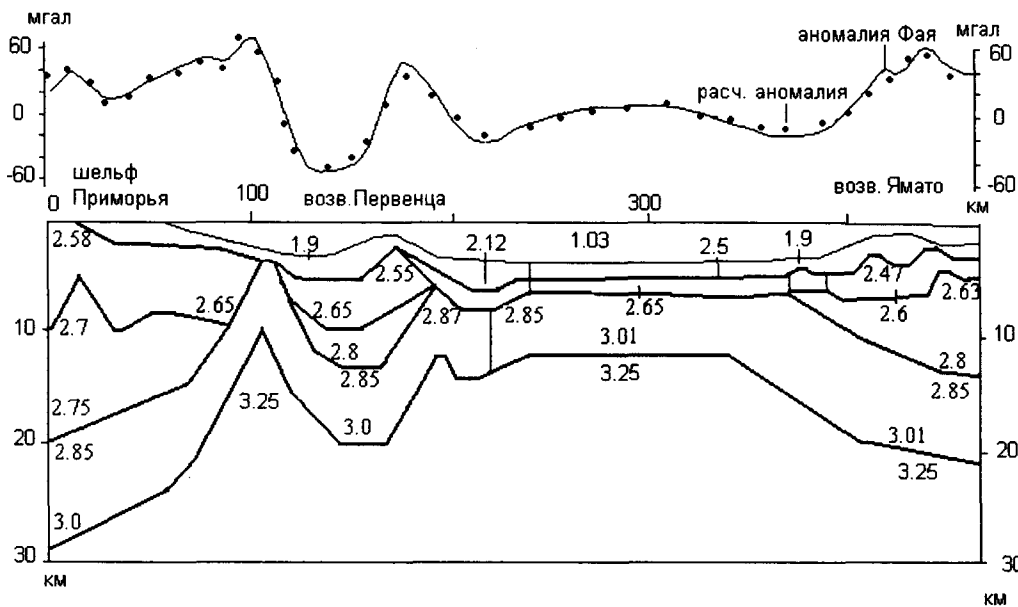


Рис. 2. Плотностная модель земной коры вдоль расчетного профиля.

Цифрами обозначены величины плотности основных слоев земной коры и верхней мантии (в $\text{г}/\text{см}^3$).

ти, на наш взгляд, являются существенными признаками того, что данная морфоструктура сложена редуцированной корой континентального происхождения и может рассматриваться в качестве фрагмента краевой части прилегающего материка.

Глубинным выражением разломной зоны, обособившей возвышенность Первенца, может служить необычно высокий локальный подъем нижнекоровых и мантийных масс между этой морфоструктурой и основанием континентального склона Приморья. Как видно из разреза, на указанном участке базит-гипербазитовые комплексы ($2.8-3.25 \text{ г}/\text{см}^3$) практически выходят на уровень дна, а поверхность Мохо образует клинообразный выступ с подъемом до глубины около 10 км. Подобные перемещения могли реализоваться только в тектонически ослабленных зонах. Этот участок отмечается также высокими магнитными аномалиями, что дополняет сведения в пользу магматогенного заполнения указанной ослабленной зоны [11].

Кроме этого, драгированием в северной части возвышенности Первенца были обнаружены преимущественно базальты от нижнемиоценовых низкощелочных толеитовых разностей до верхнемиоценовых-плиоценовых разностей щелочного состава [1]. По нашему мнению, это лишь излившаяся часть базитовых масс, занимающих гораздо больший объем уже на незначительной глубине.

К участку между материковым склоном и возвышенностью Первенца приурочено накопление мощного слоя слабоуплотненных пород ($1.9 \text{ г}/\text{см}^3$), в состав которых, видимо, входят осадочные и осадочно-вулканогенные отложения. Образование благоприятных седиментационных условий мы

связываем с растяжением и тектоническим разрушением ранее существовавшей краевой части материкового шельфа и склона, транзитным выносом осадков с материка и образованием барьера на этом пути в виде возвышенности Первенца.

Южная часть рассматриваемой возвышенности существенно отличается от северной. Здесь на коротком расстоянии резко выклинивается и исчезает сиалическая составляющая коры, а также существенно сокращается мощность осадочных отложений. В результате, на стыке южного подножия возвышенности Первенца с глубоководной котловиной происходит полная трансформация субконтинентальной коры в субокеаническую. К заметным деталям участка сочленения возвышенности с глубоководной частью Японского моря можно отнести существование здесь менее значительного по амплитуде, но столь же узко локализованного выступа границы Мохо, как и на северном ограничении данной морфоструктуры, а также существование небольшого осадочного прогиба у ее подножия.

Строение коры в пределах глубоководной котловины значительно упрощается, ее образуют три субгоризонтальных слоя, присущие океанической коре. Лишь большая мощность осадочных отложений ($1.5 - 2.0 \text{ км}$) отличает ее от последней и дает основание рассматривать в качестве субокеанической. Согласно расчетам, глубина залегания границы Мохо здесь составляет около 13 км.

Разрез коры возвышенности Ямато в редуцированном виде повторяет структуру континентальной окраины. Глубина залегания поверхности Мохо под изученной частью этого поднятия со-

ставляет 22 км. Обращает на себя внимание большая мощность верхней части коры, включающей два верхних слоя с весьма низкой плотностью масс: 1.9 г/см^3 и $2.47\text{-}2.6 \text{ г/см}^3$. Мощность первого из них, отождествляемого с осадочными отложениями, достигает 3-х км, а второго, куда, по всей вероятности, входят вулканогенные и верхние (катаклазированные?) части кислых интрузивных образований составляет около 3.5 км. По данным И. И. Берсенева здесь действительно широко развит сложный комплекс разновозрастных гранитоидов и их производных, разбитых на многочисленные тектонические блоки [1]. Мощность нижележащего слоя ($2.63\text{-}2.8 \text{ г/см}^3$) составляет около 9 км, что хорошо согласуется, например, с оценками мощности гранито-гнейсового комплекса в пределах Ханкайского массива в Приморье.

При наличии общих черт в составе коры возвышенности Ямато и ближайшей материковой окраины, указанная возвышенность существенно отличается высокой степенью деформированности коровых слоев. Безусловно, это связано с различием характера геодинамического воздействия на указанные морфоструктуры, как в прошлом, так и, возможно, в настоящее время. Для исследования этой проблемы нами были выполнены соответствующие исследования.

На основе описанной плотностной модели произведены расчеты геодинамического состояния изучаемого разреза по методике, изложенной в работе [9, см. также: 4, 8]. Согласно данной методике, в структуре рассчитываются напряжения, создаваемые ее собственными плотностными неоднородностями. В этом случае учитываются только силы, создаваемые глубинными неоднородностями среды и

рельефом поверхности. Но даже в таком простом случае нельзя провести простого соответствия (не основанного на расчетах) между аномалиями гравитационного поля, создаваемого данными неоднородностями и структурой напряжений и движений среды. Дело в том, что массы рельефа и глубинные плотностные тела, находящиеся под этим рельефом могут создавать систему сил, приводящую к движениям, фиксируемым на поверхности, например, как восходящие. В то же время, в гравитационном поле в силу близости измерительного прибора к массам рельефа могут наблюдаться аномалии поля как положительные, так и отрицательные. В первом случае восходящие движения поверхности будут коррелировать с положительными аномалиями силы тяжести, во втором - с отрицательными. Если же к рассматриваемому объему приложены другие силы, то качественная оценка напряжений на основе геофизических данных становится вообще невозможной. Поэтому, мы подчеркиваем: всегда необходимо проведение расчетов, основанных на решении строгой математической задачи.

Аномалии плотности определялись как разность между плотностью в данной точке разреза и арифметической средней для всего слоя, которому принадлежит эта точка.

На рис.3 показана векторная картина современного мгновенного поля скоростей вязкого движения среды. Здесь же дана нулевая изолиния аномалий плотности, разграничивающая области повышенных и пониженных значений этого параметра. Максимальный вектор скорости (отмечен на рисунке буквой V) составляет 0.12 мм/год . Исходя из его длины можно оценивать численное значение

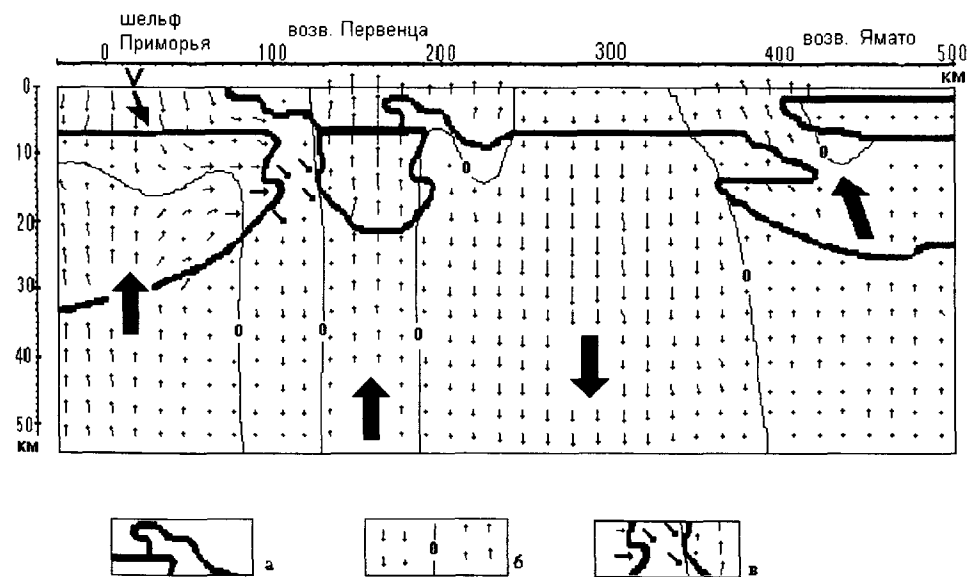


Рис. 3. Векторное поле скоростей вязкого движения среды.

а. Нулевая изолиния аномальной плотности,

б. Изолинии нулевой вертикальной компоненты скорости, т.е., границы, разделяющие области восходящих и нисходящих потоков вещества,

в. Область горизонтального перетока вещества верхней мантии в районе возвышенности Первенца.

V - максимальный вектор вязкого движения среды, равный по абсолютной величине 0.12 мм/год :

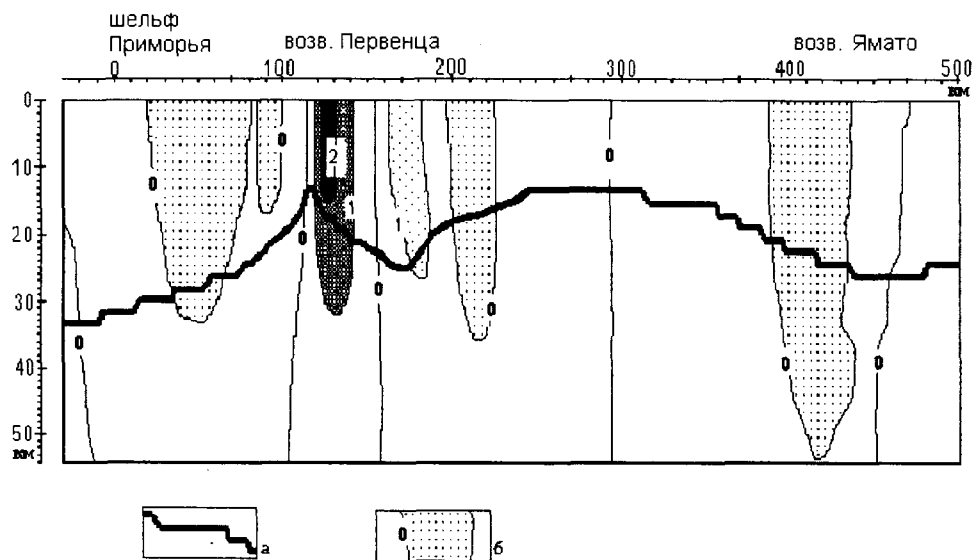


Рис. 4. Изолинии касательных напряжений и плотностная модель среды:

а. Граница Моховоричича, построенная по рис.2,

б. Области повышенных значений и изолинии скоростей касательных напряжений : 0 - 0 МПа, 1 - 317 МПа, 2 - 634 МПа.

векторов и их горизонтальной и вертикальной составляющих в других точках разреза. Вязкость среды принята равной 10^{20} Па с.

Как видно из рисунка, в структуре поля скоростей до глубины примерно 10 км отчетливо проявляются по две области восходящего и нисходящего движения коровых масс. Приповерхностное нисходящее движение (погружение) отмечается для внешнего шельфа и склона Приморья (0.12 мм/год). Если предположить, что указанная скорость сохраняется, например, с миоцена, то суммарная амплитуда погружения, должна составить около 3 км, что неплохо согласуется с общей глубиной морского дна в Центральной котловине Японского моря. Избыточное погружение данного бассейна на величину мощности осадочного комплекса может быть объяснено дополнительной нагрузкой последнего. Более слабое погружение (со скоростью, примерно на порядок меньшей) отмечается для Центральной котловины.

Восходящие движения достаточно интенсивно проявляются на возвышенности Первенца (около 0.1 мм/год) и менее интенсивно в районе банки Ямато.

На глубинах 10-30 км распределение скоростей имеет иные особенности. Нисходящее движение мантийного субстрата со скоростью порядка 0.08 мм/год наблюдается в области Центральной котловины. Кроме этого обнаруживается латеральное перетекание коро-мантийных масс от континента в сторону корневой части возвышенности Первенца со скоростью порядка 0.03 мм/год. Такое перемещение отвечает высказанным выше представлениям о данной структуре как отторжение материковой окраины. Расчеты однако показывают, что указанная скорость недостаточна, чтобы за период с миоцена возвышенность Первенца заняла свое совре-

менное положение. Действительно, если использовать формулу $S=Vt$, где $V=0.03$ мм/год, $t=25$ млн лет, то суммарное смещение данной морфоструктуры окажется равным порядка 750 метрам, что весьма далеко от реальной ситуации. Данное несоответствие мы склонны объяснять упрощенностью исходной физической модели, которая не учитывает прежде всего двухфазности среды и динамики расплавленной компоненты в ней. Кроме того скорость рассматриваемых движений могла меняться во времени.

В пределах возвышенности Ямато на указанных глубинах в общем сохраняется режим восходящих движений. Помимо этого по всему разрезу данной морфоструктуры наблюдается и латеральная составляющая векторов скоростей перемещения, направленная в сторону глубоководной котловины. Это может служить признаком надвигания возвышенности Ямато на указанную котловину и, следовательно, начавшегося ее одностороннего закрытия (?).

На рис.4 приводятся изолинии касательных напряжений. Как видно, напряжения концентрируются в виде узких вертикально ориентированных полос, приуроченных к участкам повышенных градиентов плотностных границ разреза. На уровне изолинии 1 напряжения составляют 317 МПа; на уровне изолинии 2 - 634 МПа. Напряжений данной величины вполне достаточно для образования в земной коре вертикально ориентированных разломов или ослабленных зон [14]. С этой позиции наиболее мощная зона разрывов должна иметь место между краем континента и возвышенностью Первенца, что предполагалось по другим вышеописанным признакам. Формирование зон тектонических разрывов весьма вероятно также в пределах континентально-

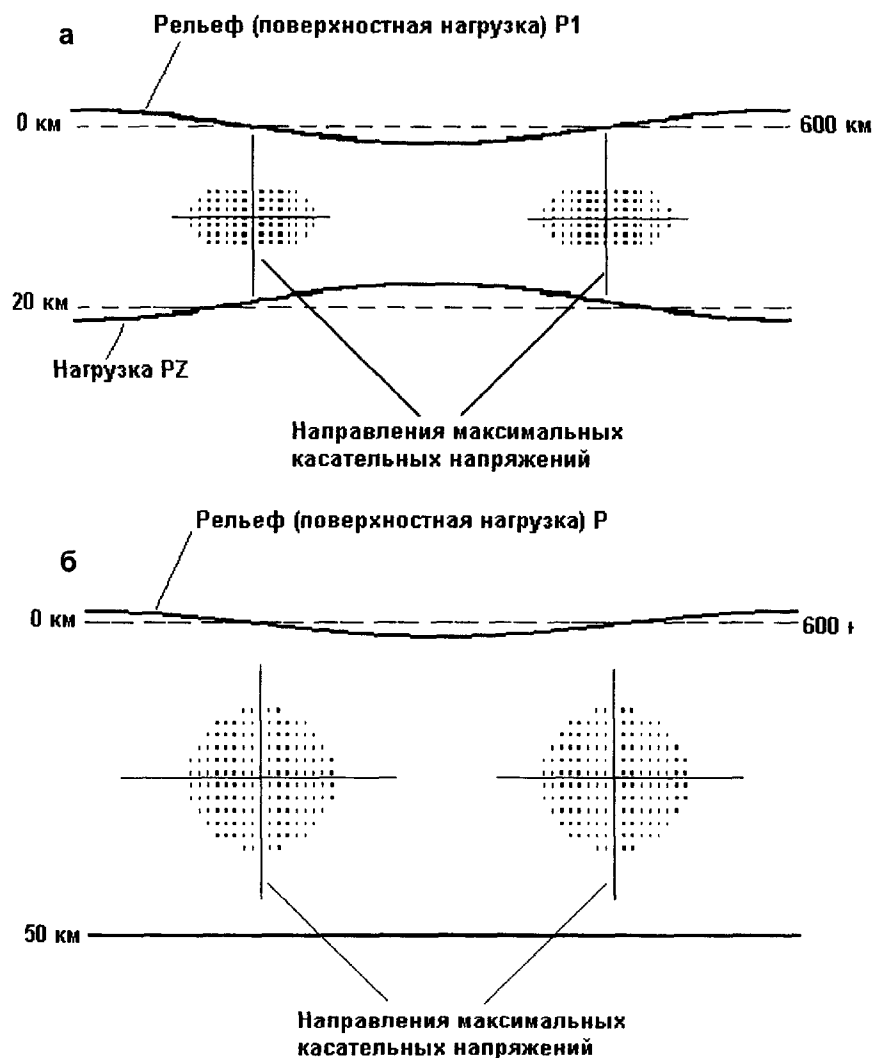


Рис. 5. Распределение касательных напряжений в слое Эри и в слое Пратта. Модельная задача.

а. Слой Эри средней мощностью 20 км. Вариации рельефа создают в слое механические напряжения. Точками показаны области, в которых абсолютное значение касательных напряжений $abs(\tau)$ больше 12 МПа.

б. Слой Пратта средней мощностью 50 км. Точками показаны области, где абсолютное значение касательных напряжений $abs(\tau)$ больше 45 МПа.

Указаны направления главных касательных напряжений.

го склона Приморья и вдоль северной периферии возвышенности Ямато.

В работе [10] показано, что наибольшие касательные напряжения в слое концентрируются в областях максимальных градиентов его мощности (Рис.5), что приводит к образованию разломов (ослабленных областей), внедрению в них мантийного вещества и последующего раздвижения разделенных таким образом блоков. Расчеты механических напряжений для рассмотренного выше разреза подтверждают выводы, сделанные на теоретической модели и дают дополнительные аргументы в пользу представлений об одностороннем характере рифтогенеза и несимметричном спрединге при формировании приконтинентальных окраинных морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа позволила получить новую информацию по одному из интересных районов северо-западной приконтинентальной части Японского моря. К наиболее значимым результа-

там описанных исследований можно отнести следующее:

1. Уточнена общая структура земной коры вдоль профиля: шельф Южного Приморья - возвышенность Первенца - Центральная котловина - возвышенность Ямато.

2. Детализирован глубинный разрез возвышенности Первенца и тектонической зоны, отделяющей ее от материка. Поддержано ранее высказанное предположение о континентальной природе этой морфоструктуры, оторгнутой от материка в период формирования глубоководной япономорской котловины. Обнаружен аномально высокий подъем поверхности Мохо и базитового корового комплекса в тектонической зоне между возвышенностью Первенца и основанием континентального склона.

3. Оценено современное геодинамическое состояние изученного района. Выявлены области с различными режимами напряжений и движения коро-мантийных масс. К областям с нисходящими

движениями отнесены внешний шельф и склон Южного Приморья и Центральная котловина, с восходящими перемещениями глубинных масс - возвышенности Первенца и Ямато. Наиболее активно поднимается первая из них. Помимо этого отмечается латеральный отток вещества со стороны континента под возвышенность Первенца и движение коро-мантийных масс от возвышенности Ямато в сторону Центральной котловины. Это позволяет высказать предположение, что в приконтинентальной зоне Японского моря продолжает существовать режим деструкции материковой коры, в то время как перемещение глубинных масс возвышенности Ямато в сторону глубоководной котловины, возможно, знаменует начало процесса ее одностороннего закрытия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Т., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 40 с.
2. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши/Отв. ред. Е. Н. Леликов. Владивосток: Дальнаука, 1993. 210 с.
3. Карп Б.Я., Хирата Н., Киношита Х., Суехиро К., Здоровенин В.В., Карнаух В.Н. Советско-Японский сейсмический эксперимент в Японском море. Предварительные результаты //Тихоокеан. геология. 1992. N5. С.138-147.
4. Комова О.С., Маслов Л.А., Туезов И.К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология. 1984. №3. С.110-115.
5. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук. думка, 1981. 264 с.
6. Кулинич Р. Г. О геологической природе подводной возвышенности Первенца в Японском море//Тр. ТОИ

- ДВНЦ АН СССР. 1976. Т.8. С.23-28.
7. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д., Журавлев А.В., Здоровенин В.В., Головань А.А., Обжиров А.И., Николаева Н.А. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
 8. Маслов Л.А., Строев П.А., Комова О.С. Геодинамика Япономорской переходной зоны//Гравиметрические исследования на море/Ред. Буланже Ю.Д. и Сагитов М.У. М.: Наука, 1988. С.92-97.
 9. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск-Владивосток: Дальнаука, 1996. 199 с.
 10. Маслов Л.А. Простая модель расчетов напряжений в земной коре и литосфере и результаты ее интерпретации // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, № 2. С.38-45.
 11. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.:Наука, 1978. 74 с.
 12. Hirata N., Karp B.Ya., Yamaguchi T. et al. Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition//Geophys. Res. Letters. 1992. V.19, N 20. P.2027-2030.
 13. Karnaukh V. and Karp B. The structure of the rift zone in the Japan Sea. Abstracts of the 30th International Geological Congress, Beijing. 1996. P.223.
 14. Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J. Strength of the lithosphere:Constraints imposed by laboratory experiments //Journal of Geophys. Res. 1995. V.100, NB9. P.17587-17602.
 15. Kulinich R. and Karp B. Opening of the Japan Sea and evolution of adjacent continental crust. Abstracts of the 30th International Geological Congress. Beijing. 1996. P.231.
 16. Nafe J. E. and Drake C. L. Physical properties of marine sediments/Hill M.N. (Editor), The Sea, 3. Wiley-Interscience, New York, N. Y. 1963. P.794-815.
 17. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bull. of the Geol. Surv. of Japan, 1988. V.39, N 5. P.269-365.

Поступила в редакцию 9 июля 1997 г.

R.G.Kulinich, L.A.Maslov, G.Z.Gilmanova, O.S.Komova

Density model and crust stress in the northern part of the Sea of Japan

On the basis of new geophysical data, density modeling and calculation of the geodynamic conditions of the Earth's crust in the NW part of the Sea of Japan were carried out. The Earth's crust zonation for genetic types was specified. The structure of the Siberian Seamount and the tectonic fracture zone separating it from the continent during the Sea of Japan Basin opening was specified. Areas with various modes of geodynamic stress and possible movement of the crust-mantle substance were defined. Descending movement of the substance takes place on the continental shelf's edge and slope of Primorye. The substance flow moving from the continent to the Siberian Seamount is additionally revealed, which corresponds to a proceeding mode of crust stretching in this area. Now the Siberian Seamount is actively rising. Deep-water Japan Basin is characterized by a descending movement of crust-mantle masses. An ascending movement and some lateral motion of crust-mantle substance to the Japan Basin prevail in the Yamato Rise area. This may be regarded as an attribute of the Yamato Rise, moving onto the deep-water basin, and the beginning of its one-sided closure.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДНИХ КУРИЛ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

*Т.К. Злобин**, *С.А.Костюкевич***, *Л.М.Злобина****

* Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский

**Институт геофизики УАН, г. Киев

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Выполнено сейсмическое моделирование строения земной коры Средних Курил на основе материалов ГСЗ, полученных на 240-километровом профиле Уруп-Расшуа. Профиль отработан по системе обращенного годографа. Взрывы производились в море через 4 мили, станции устанавливались на островах через 30-80км. Моделирование осуществлено по комплексу программ «СЕЙСМОД» методами линеаризации. В результате работ в структуре земной коры выделены 5 разнопостроенных блоков. На глубинах 10-15км под островом Симушир и проливом Буссоль установлен высокоскоростной (7.5-7.7км/с) слой мощностью около 4 км. Он связывается с пластовой интрузией базальтоидов или покровом андезито-базальтового состава, излившихся на более раннем этапе формирования земной коры. В северной половине о-ва Симушир под вулканами Прево и Уратман на глубинах 12-15км и других местах установлены области пониженной скорости. Они связываются с магматическими очагами вулканов, выделенных здесь по данным МОВЗ. Мощность земной коры составила 30-32км, в связи с чем Курильская островная дуга отнесена к энсиалическому дугам зрелого типа.

ВВЕДЕНИЕ

Островные дуги привлекают к себе особое внимание геологов и геофизиков. Это связано с их ключевой ролью в решении фундаментальных проблем геотектоники и, особенно, в концепции литосферных плит, поскольку они расположены в зонах субдукции - наиболее сложнопостроенных зонах, вызывающих наибольшее число вопросов.

В связи с вышесказанным строение Курильской островной дуги давно представляло большой интерес. Первые крупные сейсмические исследования ГСЗ на акваториях Охотского моря и Тихого океана в районе островной дуги были выполнены экспедицией ИФЗ АН СССР в 1957-1958 гг. под руководством С.М.Зверева [12]. В интерпретации полученного материала участвовали ведущие специалисты по сейсморазведке И.П.Косминская, П.С.Вейцман, С.М.Зверев, Ю.В.Тулина и др. Позже в 1961-1963 гг. на юге дуги работы были продолжены ИМГиГ ДВО РАН под руководством А.А.Суворова [13].

Следующий этап изучения Курильской дуги наступил лишь через 20 лет после первых работ. В 1977-1978 году экспедицией ИМГИГ ДВО РАН под руководством одного из авторов настоящей статьи были выполнены работы ГСЗ, впервые поставленные непосредственно на островах Южных Курил - Кунашире и Итурупе [5].

Однако принципиально важным было изучить глубинное строение Средних Курил - ключа к пониманию строения всей дуги. Такие работы методом ГСЗ были поставлены ИМГИГ ДВО РАН в

1983-1984 гг. Экспедицией руководил Т.К.Злобин, организацией работ - Г.И.Аносов. В результате работ был получен ценнейший экспериментальный материал, который был обработан по стандартной, известной тогда методике [1].

Однако, благодаря развитию методов решения обратной задачи сейсмометрии, примером чего могут служить работы [4,9,10], в настоящее время стало возможным на основе разработанных методов интерпретации сейсмических данных ГСЗ получить принципиально новые сведения о глубинном строении земной коры, значительно расширяющие существовавшие ранее представления. Изложению результатов такой интерпретации сейсмических данных ГСЗ, полученных по профилю Уруп-Расшуа и посвящена настоящая статья.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

Протяженность профиля ГСЗ, отработанного на Средних Курилах составила 240 км. Наблюдения осуществлялись по методике обращенного годографа, обеспечивающей получение встречных и нагоняющих годографов. Регистрация сейсмических волн осуществлялась донными и радиобуйковыми станциями, которые располагались вдоль линии профиля через 10-20 км одна от другой. Кроме того, для этого использовались пять наземных станций «Черепаша», размещенных на островах Уруп, Черные Братья, Симушир, Ушишир, Расшуа на расстоянии от 30 до 80 км, а также сейсмологическая станция региональной сети, расположенная на ост-

рове Симушир (рис.1). Упругие колебания возбуждались взрывами, которые производились вдоль профиля в море через 3 мили. Величина заряда составляла 130 кг, глубина погружения -90 м. Это обеспечило получение качественных записей на всех точках наблюдения без пропусков.

В результате были получены системы встречных и нагоняющих годографов, позволивших построить сейсмические разделы в земной коре и получить основные сведения о ее строении [1]. При этом, помимо ГСЗ непосредственно на островах были вы-

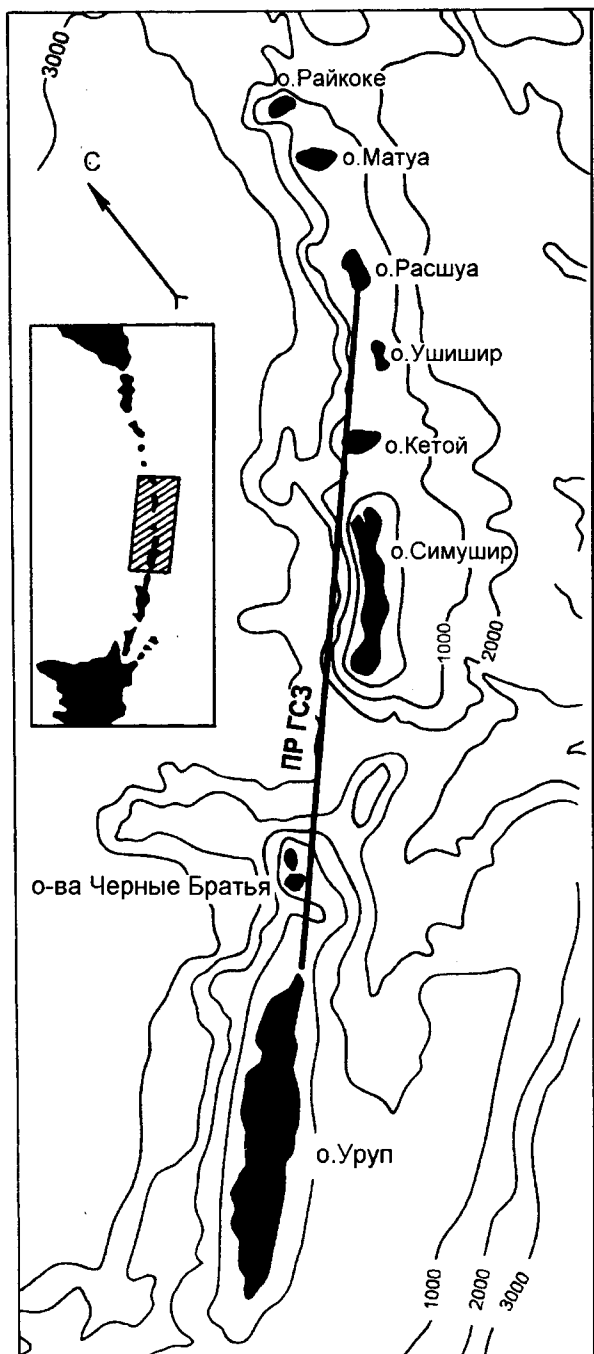


Рис.1. Схема расположения профиля ГСЗ Уруп-Расшуа.

полнены сейсмические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ), дополнивших представления о глубинном строении коры [6].

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Решение прямой и обратной кинематической задачи на ЭВМ было выполнено вдоль профиля ГСЗ Уруп-Расшуа по программе СЕЙСМОД. Основные принципы метода сейсмического моделирования и алгоритм, положенные в основу автоматизированной системы были впервые изложены в работах [2,8,11]. Методика была успешно применена в различных регионах, в частности на Камчатке [4]. В настоящей работе впервые представлены материалы интерпретации сейсмических данных на Курилах по профилю ГСЗ Уруп-Расшуа, полученные по вышеуказанной методике. При этом для сложных двухмерных скоростных моделей рассчитывались полные системы рефрагированных лучей и осуществлялся выбор системы по критерию невязки к наблюдаемым годографам.

Для решения обратной многомерной кинематической задачи сейсмометрии применялся метод последовательных приближений, в основе которого использовалась линейризованная кинематическая задача. При применении метода последовательных приближений в связи с сильной скоростной дифференцированностью среды, особенно в верхней части, применялось до 10 итераций и более.

Согласно [11] скоростная модель строилась в рамках лучевой теории распространения сейсмических волн и является результатом решения в автоматизированном режиме обратной кинематической задачи сейсмометрии. При этом на ЭВМ возлагаются расчеты по решению линейризованной задачи, на интерпретатора - окончательное построение скоростной модели $n+1$ -го приближения, получаемой в итоге редактирования результатов расчетов на n -м шаге, а также общее управление процессом. Описание вычислительной схемы решения прямой задачи, использованной при реализации предлагаемой методики, приведено в работе [2].

При построении скоростной модели описываемым методом первоначально структура разреза определялась по годографам первых вступлений в предположении, что они формируются проходящими (преимущественно рефрагированными) волнами. Затем для годографов последующих вступлений, которые соответствуют отраженным волнам, строились основные отражающие границы с учетом скоростной модели, полученной при подборе первых вступлений. Итоговая модель является согласованной по годографам первых вступлений и некоторым годографам последующих вступлений, которые удается сравнительно четко идентифицировать.

Программа, реализующая указанный способ решения прямой задачи, проверялась на тестовых моделях, допускающих аналитические решения. Она

проходила проверку на тестах Москва, Zurich, и California, а также на практическом материале. Результаты апробирования системы на тестах Zurich и California опубликованы [2,11].

Расчеты показали, что ошибки вычислений не превосходят десятых долей процента как по временной, так и по пространственной координатам. Кроме того, «подбор тестовой модели показывает, что общая структура скоростного разреза может быть правильно определена даже при наличии заметных погрешностей в исходных данных» [11,с.43].

По вышеописанной программе СЕЙСМОД были обработаны экспериментальные сейсмические материалы, полученные нами на Средних Курилах по профилю ГСЗ Уруп-Расшуа. Используемые для расчета прямой и обратной кинематической задачи наблюдаемые годографы по профилю Уруп-Расшуа были предварительно проредуцированы. После выполнения итераций расчетный годограф (t_p) хорошо соответствует наблюдаемому (t_n) (Рис.2). Соответствующая этим годографам и расчетам лучевая схема приведена на рис.3. В связи со сложностью изображения на ней всех лучей нами были приведены не все лучи, полученные при расчетах, а часть из них и изображена на рис.3 как пунктиром, так и сплошной линией.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Основным результатом решения обратной задачи является скоростной разрез земной коры по профилю ГСЗ Уруп-Расшуа (рис.4). Он позволяет установить распределение скорости в земной коре Средних Курил. Правильность построения скоростного разреза подтверждается решением прямой задачи и его соответствием ранее полученным данным ГСЗ. Из анализа полученного разреза вытекают следующие основные выводы: раздел со скоростью 8,0-8,3 км/с устанавливается на глубинах 25-32 км; в западной части профиля на глубинах 10-15 км выделяется тонкий слой повышенной скорости (7,5-7,7 км/с); земная кора Средних Курил расчленена на ряд блоков.

Сопоставление полученного скоростного разреза с результатами ранее проведенной интерпретации по стандартной методике, показывает хорошее соответствие установленных ими основных черт (определенные положения раздела М и других границ в коре). Главной особенностью полученного скоростного разреза является то, что он позволяет впервые так детально судить о скоростных неоднородностях земной коры Средних Курил в изолиниях скорости и выявить ранее неизвестные черты внутреннего строения.

СКОРОСТНОЙ РАЗРЕЗ

Основные черты полученного разреза следующие. В целом, в его пределах выделяется 5 блоков, разделенных четырьмя субвертикальными и на-

клонными границами, отвечающими, видимо, глубинным разломам.

Первый блок (с юго-запада) простирается от начала профиля до 45 км, т.е. от северного окончания о-ва Уруп до до о-вов Черные Братья. Блок характеризуется горизонтальным залеганием изолиний скорости со значением 3,0 км/с и прогибом сейсмической границы характеризующийся скоростью (V) волн вдоль нее -6,2 км/с, а над ней - 5,0 км/с. Под о-вами Уруп и Черные Братья эта граница залегает на глубине около 3 км, а между ними, в проливе Уруп, она погружается до глубины 4,0-4,5 км. На рассматриваемом разрезе (рис.4), полученном по вышеописанной методике, граница с V =6,2 км/с резко сброшена и, видимо, ограничена вертикальными разломами, образуя под вышеназванным проливом Уруп грабен. Однако, не исключено, что борта этого грабена субвертикальны. Особенностью этого блока является то, что после роста скорости от 6,0,-6,2 км/с до 6,8-7,5 км/с на глубине 8 км устанавливается инверсия скорости и понижение ее до 5,5 км/с.

Второй блок наиболее протяженный (до 95 км). Он простирается от 45 км профиля до 140, т.е. от о-вов Черные Братья до средней части о-ва Симушир. Главной его особенностью является выделение в средней части земной коры слоя повышенной скорости. Высокоскоростной слой резко выделяется в земной коре. Он характеризуется перепадом скорости от 7,0-7,5 км/с на кровле до 7,7-8,0 км/с на подошве. Выше этого слоя залегают породы со скоростью 5,0-6,2 км/с, а ниже - 6,2-6,5 км/с. Кровля слоя повышенной скорости залегает на глубинах от 9 до 15 км, подошва - от 11 до 19 км. Мощность порядка 4 км. В восточной части блока под южной половиной о-ва Симушир в районе кальдеры вулкана Заварицкого (140 км профиля) кровля слоя резко воздымается до глубин 5 км, подошва залегает на глубине 12 км. Под остальной частью о-ва Симушир, а также под о-вом Кетой и восточнее него высокоскоростной слой отсутствует. В низах разреза на глубине 35 км в блоке 11 устанавливается скачок скорости с 7,0 до 8,0 км/с, что соответствует разделу Мохо.

Третий блок, протяженностью около 30 км, отвечает северо-восточной половине о-ва Симушир. Здесь имеет место нарастание скорости от 2,9 (вблизи поверхности) до 6,2 км/с (на глубине около 6 км), после чего устанавливается ее инверсия и понижение значений до 5,0 км/с. Ниже по разрезу скорость возрастает до 6,0 км/с на глубинах 12 км.

Четвертый блок имеет размеры около 55 км и простирается от 170 до 220 км профиля. В центральной части его расположен о-в Кетой, к западу и востоку от него, соответственно, проливы Дианы и Рикорда. Этот блок является единственным, где имеет место нормальное распределение скорости с глубиной. Скорость здесь постоянно возрастает от 2,9 км/с на глубинах 1-2 км до 6,9-7,0 км/с на глубинах 20-30 км, т.е. в основании коры, где она скачкообразно

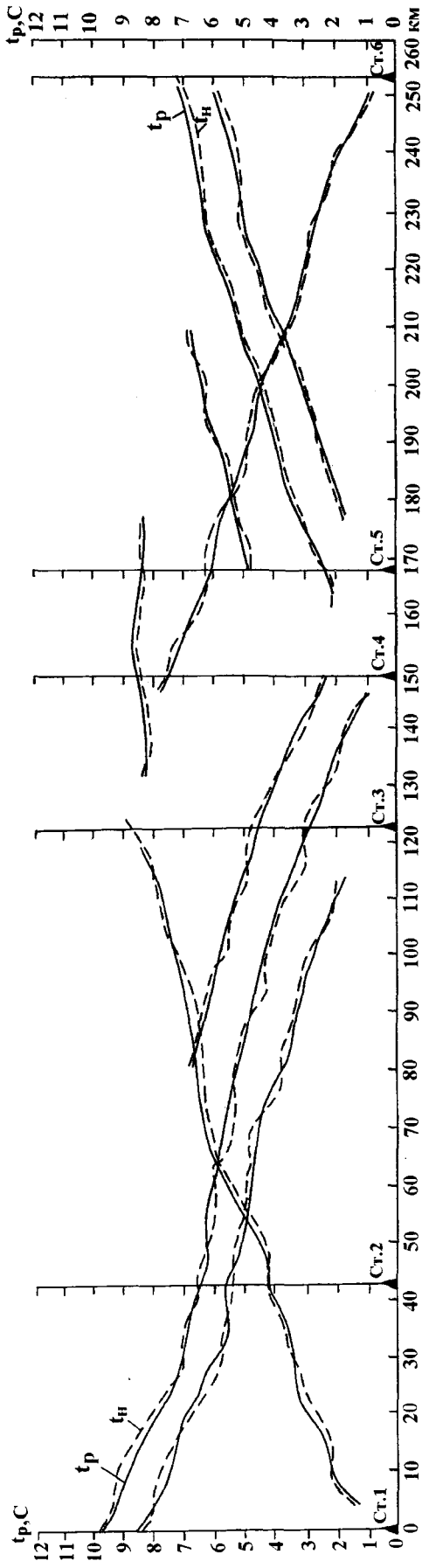


Рис.2. Наблюденные (t_n) и редуцированные (t_p) годовые профили ГС3 Уруп-Расшу. 1-положение станций записи.

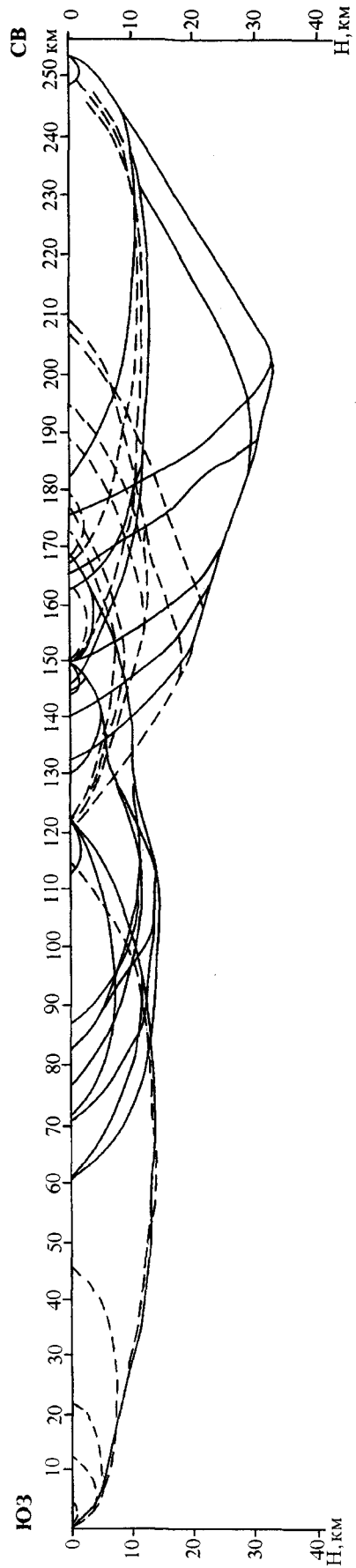


Рис.3. Лучевая схема по профилю ГС3 Уруп-Расшу.

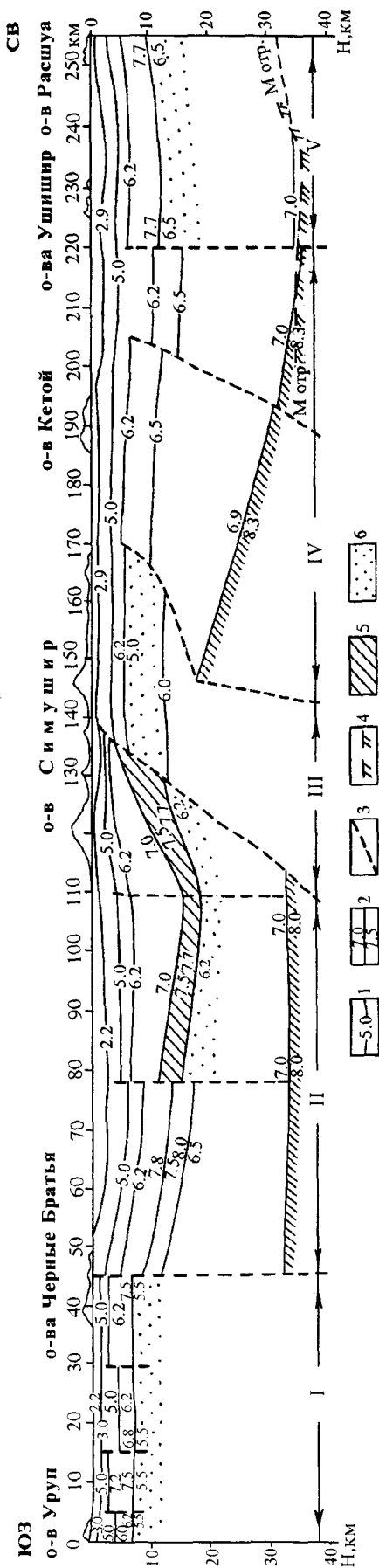


Рис.4. Скоростной разрез земной коры по профилю Уруп-Расшуа

1-изолинии скорости; 2-сейсмические границы и значения скорости над границей и под ней, км/с; 3-границы скоростных блоков; 4-поверхность границы М; 5-слой повышенной скорости; 6-слой пониженной скорости.

увеличивается до 8,3 км/с на границе М - подошве земной коры.

Пятый, северо-восточный блок имеет небольшие размеры (около 35 км). Он выделяется от 220 км профиля до его северо-восточной оконечности и включает острова Ушишир и Расшуа, а также разделяющий их пролив Средний. В этом блоке скорость возрастает от 2,9 км/с в самой верхней части разреза до 7,7 км/с на глубинах 10-11 км. Ниже устанавливается резкое скачкообразное уменьшение скорости до 6,5 км/с, т.е. выделяется зона пониженной скорости. На глубинах 30-35 км устанавливается граница первого рода с четким скачком скорости от 7,0 до 8,3 км/с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Положение в разрезе и геологическая природа сейсмических границ 1 рода, т.е. границ со скачком скорости, аналогична вышеописанным. Так, граница раздела с $V = 6,0-6,2$ км/с, выделенная на глубинах 3-4 км в блоке 1, отвечает кровле консолидированной коры или поверхности ее первого (верхнего) гранитного слоя. Раздел с $V = 7,5$ км/с, залегающий в блоке Т на глубинах 9-15 км, отвечает полностью границе с $V = 7,2$ км/с, установленной на этих же пикетах профиля на глубине 10-13 км и, согласно, данной выше интерпретации, отвечает кровле так называемого «базальтового» слоя (гранулито-базитового, нижнего) земной коры (рис.4.). Раздел М, характеризующийся скоростью 8,0-8,3 км/с, залегает на глубинах 32-35 км. Это полностью отвечает границе с $V = 8,2$ км/с установленной на глубинах 30-32 км по профилю ГСЗ Уруп-Расшуа, построенному на этих же пикетах (200-250 км) по стандартной методике интерпретации и отождествлявшемуся с подошвой земной коры.

После получения настоящих данных и построения скоростного разреза становится понятна основная причина существования ранее двух принципиально разных вариантов моделей земной коры Средних Курил: согласно первому варианту, представленному в 1957-1963 гг. [12], мощность коры составляла 10-12 км, согласно второму, полученному нами в 1984 году [1] - 25-30 км.

При анализе полученного нами разреза стало очевидным, что вывод о малой глубине залегания границы М на Средних Курилах хорошо объясняется наличием высокоскоростного слоя (7,5-7,7 км/с), выделенного нами сейчас на глубинах 8-12 км на 45-145 км отрезке профиля, т.е. под проливом Буссоль и южной частью острова Симушир. С противоположной северо-восточной стороны профиля граница М, имеющая безусловно мантийные скорости (8,3 км/с), резко воздымается с глубин 32 км до 18-20 км к центральной его части (145 км), вследствие чего она приближается к границе со скоростью 7,5-7,7 км/с. В результате этого обе границы могли быть идентифицированы как одна и объединены при интерпретации сейс-

мических материалов в 1957-1963 гг. Таким образом, видимо, и объясняется сделанный ранее ошибочный вывод о малой глубине залегания (10-12 км) границы М на Средних Курилах.

Выяснение положения земной коры в средней части Курильской дуги является принципиально важным результатом, поскольку до сих пор некоторые авторы [14] придерживаются старой, как теперь еще раз подтверждается, требующей пересмотра, концепции. Значение этого вывода связано с тем, что полагая мощность Курильской островной дуги в средней части сокращенной (тем более - до 10-12 км) земную кору здесь отождествляли с иным типом дуг (второго типа, молодых энсиматических). Полученные же сейчас данные подтверждают сделанный нами вывод о том, что Курильская островная дуга имеет значительную мощность коры (25-30 км) на всем протяжении и она относится к зрелым дугам (энсиалическим, по классификации В.Е.Хаина). Тип коры можно определить как субконтинентальный, отвечающий 4-ой модели по классификации В.В.Белоусова и Н.И.Павленковой [3]. Поэтому неправомерно деление коры Курильской островной дуги на субокеаническую или энсиматическую (в центральной части) и субконтинентальную или энсиалическую (на флангах). Судя по мощности, земная кора в центральной части дуги относится к континентальному типу (хотя и специфическому) и свидетельствует о том, что вся дуга формировалась на едином энсиалическом основании. Специфика коры - в удвоенной мощности нижнего слоя, что как раз и находит место в модели Н.И.Павленковой [3].

Это первый геотектонический вывод из анализа разреза. Если попытаться дать геологическое объяснение природы высокоскоростной неоднородности, т.е. слоя силлообразной формы в средней части коры со скоростью 7,5-7,7 км/с, то его можно связывать, как нам представляется, с интрузиями базитового или более основного состава. На это указывают значения скорости, характерные для таких пород (7,5-7,7 км/с) и форма их залегания. Происхождение их, видимо, связано с подкоровым субстратом. Характерно, что в средней части о-ва Симушир в районе кальдеры действующего вулкана Заварицкого (135 км профиля) этот тонкий слой (силл) резко воздымается и кровля его поднимается с глубин 12-15 км до 5 км, т.е. залегает вблизи земной поверхности. Можно предположить, что на более раннем этапе формирования земной коры произошло излияние покровов базальтов, которые и обусловили формирование искомого геологического тела. При этом заметим, что зона разграничения блоков 11 и 111 отвечает, очевидно, глубинному разлому, выявленному здесь по данным МОВЗ [6] в верхней (глубины 2-8 км) и нижней частях коры (по разделу М).

Это свидетельствует о возможной взаимосвязи глубинных и поверхностных структур, проникновении и подъему по этому глубинному разлому основных пород, внедрении (или излиянии) базальтоидных

пород в верхней части коры, формировании выделенного тонкого высокоскоростного слоя. Такая интерпретация хорошо согласуется с имеющим здесь место широким распространением лавовых потоков андезитового и базальтового состава, слагающих сомму вулкана Заварицкого.

Природа зон пониженной скорости, имеющих широкое развитие, может трактоваться по-разному. С одной стороны пониженные скорости могут быть обусловлены минералогическим составом пород, наличием вещества менее плотного (среднего или кислого) состава. Это может иметь место в юго-западной части блока 11 (на 45-75 км профиля) и в блоке V, где высокоскоростной слой подстилается образованиями со скоростью 6,5 км/с. Однако наличие скорости равной 6,2 км/с в центральной и северо-восточной части второго блока под о-вом Симушир, а также скорости 5,5 км/с в блоке 1 и, тем более, скорости 5,0 км/с под северной частью о-ва Симушир (140-170 км профиля, под вулканами Прево и Уратман) указывает, видимо, на то, что такое понижение скорости объясняется частичным плавлением вещества, понижением его плотности и увеличением пластичности вследствие залегающих здесь магматических очагов.

Подтверждением этого вывода является и выделение именно здесь под вулканами Прево и Уратман на 150-165 км профиля в средней части коры по данными МОВЗ [6] области отсутствия обмена, которая, как было показано нами ранее [7], может быть связана с наличием магматических очагов вулканов. Присутствие такой же зоны магмообразования и частичного плавления вещества на глубинах 30-40 км в центральной части блока Ш на 125-135 км профиля хорошо согласуется с исчезновением («размывом») сейсмических границ и поверхностей обмена в нижней части коры этого блока, что может быть следствием метаморфизма. Кроме того, с этим выводом хорошо увязывается и резкий взброс северо-восточного крыла границы М, что свидетельствует о наличии здесь между 120 и 145 км профиля глубинного разлома. Такой вывод подтверждается данными МОВЗ, согласно которым на 130 км профиля выделен глубинный разлом [6].

ВЫВОДЫ

В результате выполненных исследований показана целесообразность применения вышеназванной методики интерпретации и возможность получения дополнительной информации о внутреннем строении земной коры, имеющей принципиальное значение.

Установлено, что в разрезе земной коры Средних Курил выделяются пять разнопостроенных блоков. Раздел М залегает на глубинах от 20 до 30-32 км. В центральной части профиля, под о-вом Симушир, он претерпевает разрыв и смещение, причем, северо-восточное крыло взброшено до глубин около 20 км.

В средней части коры выделен высокоскоростной слой с $V=7,5-7,7$ км/с, мощностью около 4 км и за-

легающий на глубинах 10-15 км. Он связан с пластовой интрузией базальтов. С сейсмическими волнами, преломленными на его поверхности и интерпретированными как волны от подошвы земной коры, связывается причина ошибочной интерпретации при ранее выполненных сейсмических работах, существенно заниживших мощность земной коры. Подтвержден вывод о том, что мощность земной коры Средних Курил в среднем составляет 25-30 км, и она относится к субконтинентальному типу, а Курильская дуга в целом - к энсиалическому зрелым дугам.

Кроме того, выделены слои пониженной скорости. Их природа связывается как с соответствующим изменением литологического состава (более кислым), так и частичным плавлением вещества (под вулканами Заварицкого, Прево и Уратман на о-ве Симушир выделены магматические очаги). Таким образом, благодаря применению вышеназванной методики интерпретации, получены существенно новые данные о строении земной коры под Средними Курилами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В., Злобин Т.К., Снеговской С.С., Киктев Ю.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988. N1. С. 10-18.
2. Баранова Е.П., Костюкевич А.С. Программа трассирования сейсмических лучей и ее использование при составлении моделей земной коры // Применение численных методов в исследовании литосферы. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1982. С.24-28.
3. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Гео-

4. Гонтовая Л.И., Ефимова Е.А., Костюкевич С.А., Пийп В.Б. Сейсмический разрез вулкана Авачинский по данным МПВ-ГСЗ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. N3. С.73-81.
5. Злобин Т.К. Глубинное строение литосферы и геодинамика Курильской островной дуги. Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1990. 43с.
6. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т.293, N2. С.185-188.
7. Злобин Т.К., Федорченко В.И. Глубинная структура вулкана Головинина по данным изучения обменных волн от землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1982. N4. С.99-103.
8. Козленко В.Г., Костюкевич А.С., Мирошникова О.В. Методика СЕЙСМОД при изучении рудных районов // Геофиз. журн. 1986. Т.8. С.74-81.
9. Соколов Б.А., Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Строение фундамента Центральной части Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным // Докл. АН СССР. 1994. Т.334, N1. С.93-98.
10. Соколов Б.В., Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Строение земной коры Баренцева моря и севера Западной Сибири по сейсмическим данным // Докл. АН. 1995. Т.343, N5. С.687-691.
11. Старостенко В.И., Костюкевич А.С., Козленко В.Г. Комплексная интерпретация данных сейсмометрии и гравиметрии. Принципы и методика // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N4. С.33-49.
12. Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. 162 с.
13. Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск.: Наука, 1975. 102 с.
14. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.

Поступила в редакцию 18 марта 1997 г.

T.K.Zlobin, S.A.Kostyukevich, L.M.Zlobina

The Earth's crust structure of the Middle Kurils from seismic modeling

Seismic modeling was made of the Earth's crust structure of the Middle Kurils on the basis of deep seismic sounding data obtained on the 240-km Urup-Rasshua profile. The profile was made by the method of the inverse travel-time curve. Explosions were performed in the sea every 4 miles, stations were installed on the islands every 30-80 km. The modeling was carried out under a set of programs "Seismod" by linearization methods. As a result, 5 different-structure blocks were distinguished in the structure of the Earth's crust. At depths of 10-15 km beneath Simushir Island and the Bussol Strait a high-velocity (7.5-7.7 km/sec.) layer about 4 km thick was revealed. It is related to sheet intrusion of basalts or a cover of andesite-basalt composition which outflowed at an earlier stage of the Earth's crust formation. In the northern part of Simushir Island beneath the Prevo and Uratman Volcanoes, at depths of 12-15 km and elsewhere were established low-velocity areas. They are linked to magmatic chambers of volcanoes defined in the area by the method of the converted waves. The thickness of the Earth's crust was estimated at 30-32 km; in this connection the Kuril island arc is referred to mature-type ensialic arcs.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПО ПРОФИЛЮ П. ОБЛУЧЬЕ-ОЗ. ГАССИ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

В.Б. Каплун

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Рассмотрены результаты глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ), выполненных по близширотному профилю, начинающемуся в пределах Буреинского массива, пересекающему его восточную границу, Среднеамурскую впадину и оканчивающемуся в западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы. Сделан анализ искажений амплитудных кривых, построен геоэлектрический разрез и одномерная модель первого приближения. Выявлены геоэлектрические неоднородности в пределах верхней мантии, отмечена их связь с крупными разрывными нарушениями и тектоническим строением изучаемой территории.

ВВЕДЕНИЕ

Электропроводность является важным параметром, характеризующим физическое состояние земных недр и тесно связана с такими характеристиками горных пород как химический состав, температура и давление. Вполне вероятно, что глубинная электропроводность должна иметь хорошую корреляцию с зонами сейсмической активности, которые характеризуются аномальными значениями напряжения, повышенным тепловым потоком, изменением химического состава. Большое значение приобретает знание этих вопросов в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, к которому относится изучаемая территория.

Данная статья является более подробным рассмотрением проблемы сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы изложенной в работе [15] на основании новых данных по магнитотеллурическому зондированию, полученных в данном регионе в период 1990 - 1994 гг. Геофизическим государственным горно-геологическим предприятием (ГГГПП) г. Хабаровска. Исследования были выполнены цифровыми электроразведочными станциями ЦЭС-2 вдоль того же близмеридионального профиля в количестве 76 зондирований в диапазоне периодов 0.1 - 1000-10000 с, но в данной статье использовано лишь 15 наиболее длинных кривых в диапазоне 0.1 - 10000 с (рис.1), а интерпретацию остальных кривых предполагается выполнить в дальнейшем. Материалы представлены амплитудными r_t и фазовыми φ_t кривыми, рассчитанными с использованием программы [21]. Здесь также рассмотрены методы нормирования амплитудных кривых к уровню «стандартной кривой» и к уровню «опорной кривой»; построен геоэлектрический разрез земной коры и подстилающей ее верхней мантии и выявлена его связь с тектоническим строением региона; пока-

зана возможность использования МТЗ как независимого метода для целей тектонического картирования и изучения глубинного строения региона.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Описание геологического строения района исследований дано по работам [9,20]. В его состав входят такие основные структурные элементы как Буреинский массив и Сихотэ-Алинская складчатая система.

Буреинский массив представляет собой крупный блок позднебайкальского складчатого сооружения, которое отделено зонами структурных швов и системой наложенных разновозрастных пригеосинклинальных и окраинных прогибов от соседних подвижных систем. Чехол массива сложен орогенными и плитными комплексами, образующими различные тектонические структуры.

Вдоль юго-восточного обрамления Буреинского массива синхронно развитию на западе платформенного чехла шло образование структурно-вещественных комплексов рифтогенного класса (Среднеамурская впадина). В Среднеамурской впадине, в мелу и кайнозойе, в узких грабенообразных структурах, вытянутых в северо-восточном направлении, происходило накопление терригенных, нередко угленосных и вулканогенных толщ. В конце плиоцена - начале четвертичной эпохи на бортах этой впадины произошли трещинные излияния базальтовых лав, ознаменовавших стадию новейших сводово-глыбовых движений.

Сихотэ-Алинская складчатая система расположена к востоку от Буреинского массива; она вытянута почти на 1500 км в субмеридиональном направлении от залива Петра Великого на юге до широты северной оконечности о. Сахалин.

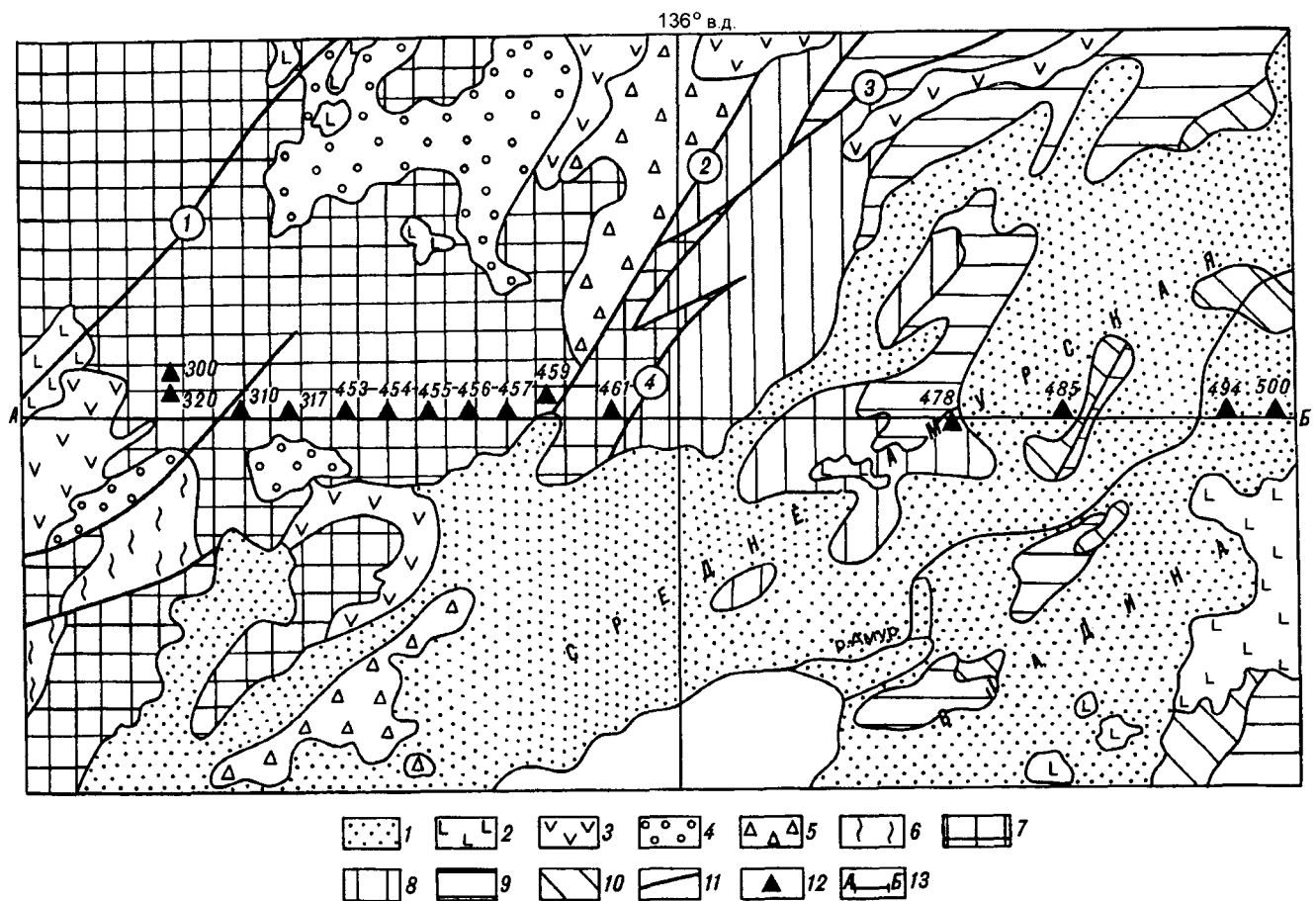


Рис.1. Схема основных структурных элементов [20].

1 - кайнозойские впадины, выполненные рыхлыми отложениями; 2 - кайнозойские базальты; 3 - меловые вулканиты; 4 - 6 - наложенные прогибы и впадины: 4 - раннемезозойские; 5 - палеозойско-раннемезозойские; 6 - позднеротерозойско-раннепалеозойские; 7 - кристаллический фундамент Буреинского массива; 8 - палеозойские комплексы; 9 - раннемезозойские комплексы; 10 - позднемезозойские комплексы; 11 - основные разломы (1-Хинганский, 2-Куканский, 3-Курский, 4-Уликинский); 12 - пункты зондирования и их номера; 13 - линия профиля.

Для тектонического плана Сихотэ-Алинской системы характерна отчетливая продольная зональность, обусловленная процессами миграции (омоложения) складчатых комплексов в направлении с запада на восток.

Существенное значение в строении района принадлежит разрывным нарушениям различных порядков, главнейшими из которых являются Куканский, Курский и Хинганский разломы.

Куканский разлом отделяет Буреинский массив от Сихотэ-Алинской складчатой системы, протяженность его более 500 км, а глубина залегания около 140 км. Он является одной из ветвей крупной разломной зоны Танлу, протягивающейся на расстояние свыше 3600 км. Разлом хорошо выражен гравитационной ступенью, а отдельные разрывы, входящие в его состав, контролируются узкими линейно вытянутыми положительными магнитными аномалиями. В современной структуре разлом представляет собой региональную ступень, к западу от которой фундамент Буреинского массива поднят, а к востоку

погружен и переработан разнонаправленными тектоническими движениями.

Курский разлом имеет дугообразную форму, протяженность более 400 км.

Хинганский разлом разделяет Туранский и Мало-Хинганский блоки фундамента Буреинского массива, отличающиеся друг от друга степенью позднепалеозойской активизации. В пределах Буреинского массива отмечается линейными аномалиями магнитного поля и линейными же минимумами силы тяжести.

В гравитационном поле изучаемая территория, согласно работе [22], расположена частично в Континентальном, а частично в Переходном районах. Граница между ними проходит по восточному краю Буреинского массива с Буреинским вулканическим поясом и называется Пограничной зоной. Континентальный район характеризуется резкостью границ и структур крупных региональных аномалий, а Переходный - имеет отчетливое полосовое строение с общим северо-восточным простираем

аномальных полос. Западная часть профиля расположена в Амуро-Зейской аномалии регионального максимума второго ранга, средняя часть профиля пересекает Амуро-Ханкайский максимум второго ранга, связанный со Среднеамурской впадиной. Восточная часть профиля расположена на границе Среднеамурской впадины с Сихотэ-Алинской складчатой системой, которая характеризуется региональным минимумом второго ранга. Среднеамурская впадина, согласно работе [6], имеет в средней части земной коры достаточно крупное тело с большой избыточной плотностью, в то время как по ее ограничениям зафиксированы разуплотненные тела. Наиболее крупный и разуплотненный объект приурочен к восточному флангу впадины.

Сейсмическая модель базируется на результатах ГСЗ [18]. Вдоль восточной части профиля исследований проходит сейсмический профиль Литовко - Иннокентьевский. По сейсмическим данным, Буринский массив отличается от Сихотэ-Алинской складчатой системы согласным залеганием слоев земной коры и ее пониженной мощностью, достигающей 30-34 км. Он отделен системой Куро-Бичинских разломов, пересекающих всю земную кору с наклоном на запад и погружающихся в верхнюю мантию. Среднеамурская впадина занимает промежуточное положение в системе Буринский массив - Сихотэ-Алинская складчатая система и по особенностям глубинного строения близка к молодой платформе. Мощность земной коры, равная средней для региона, составляет 34 км, хотя и отмечаются понижения ее мощности до 30 км. Основание впадины раздроблено на блоки более низкого порядка, смещенные относительно друг друга по разломам, среди которых преобладают глубинные. Собственно Сихотэ-Алинская складчатая система характеризуется увеличением мощности земной коры под Центрально-Сихотэ-Алинским антиклинорием, т.е. в крайней восточной части профиля исследований.

Результаты МТЗ в сопредельных районах представлены в работах [1, 2, 5, 7, 12-14, 16, 17].

В пределах Буринского массива слои пониженного сопротивления выделены на глубинах 30-50 и 80-100 км в южной его части [1], на глубинах 20-50 км в центральной части [7], 25-30 км и от 100 до 250 км в северной части при движении с запада на восток [20].

В западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы слои пониженного сопротивления выделяются на глубинах 30-50 и 100-120 км [14] и в северной - на глубинах 25-30 км, сопротивлением 90-100 Ом и мощностью 20-40 км, и 200-250 км [17]. В работах [2, 5, 7, 16] были получены близкие результаты.

В Среднеамурской впадине хорошо проводящие слои отмечены на глубинах 30-35, 100-120 и 200-220 км [12, 13].

Сопоставляя все полученные результаты МТЗ в сопредельных районах, можно сделать следующие выводы. Практически везде выделяется два слоя повышенной проводимости. Первый слой отмечается в низах земной коры, мощность которой в данном регионе составляет примерно 30-40 км [18], а глубина залегания второго слоя варьирует в широких пределах и выделяется в диапазоне 100-120—200-250 км. Кроме этого с помощью МТЗ выделяются зоны повышенной проводимости в пределах земной коры, связанные с рудными объектами, и разломы разных порядков.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ

Обработка полевых материалов, полученных с ЦЭС-2, выполнялась сотрудниками ГГГП г. Хабаровска по стандартной методике. Полевые данные предварительно перезаписывались на стандартный магнитный носитель с использованием устройства ввода данных ВУ-2. На основании записей эталонировок рассчитывались величины градуировочных импульсов станций. Отбирались участки записей наименее осложненных помехами естественного и искусственного происхождения и аппаратурными шумами. Замечено, что уровень помех на большей части записей был, как правило, весьма высок. В обработку брались фрагменты рабочих записей длиной 15-30 зон памяти для режимов МТЗ-В и МТЗ-С и до 120 зон (полная длина записи) в режиме МТЗ-Н. Система координат, принятая для обработки - правая, когда положительное направление оси X направлено на восток, а положительная ось Y - на юг.

Обработка материалов велась в следующем порядке:

- 1) Узкополосная математическая фильтрация;
- 2) Отбор фильтрованных вариаций с целью контроля устойчивости их амплитуды и фазы;
- 3) Определение направления поляризации магнитной компоненты и исключение из набора вариаций, имеющих близкое направление вектора магнитного поля;
- 4) Расчет тензора импеданса для повернутой, относительно исходной, системы координат. Вращение координат осуществлялось в направлении против часовой стрелки, с шагом 15 градусов.

Процесс фильтрации заключался в поканальном взвешивании наблюдаемых полей с весовыми функциями фильтров. Достоверность полученных тензоров импеданса Z оценивалась путем расчета и сравнения с тензором адмитанса Y. Близость отношения двух величин к единице свидетельствовало о незначительном влиянии некоррелируемых помех в каналах измерительной станции. Основным спосо-

бом контроля являлась проверка сходимости по нескольким реализациям.

Опыт обработки полевых материалов показал высокую устойчивость и помехозащищенность данного метода. Он позволяет уверенно получать частотные зависимости практически во всем диапазоне пульсаций от Pс1 до Pс6. В благоприятных случаях импеданс устойчиво определяется от 0.2 до 2500 с (при обработке обычных записей).

Кроме метода узкополосной фильтрации часть записей, с целью расширения частотного диапазона, была обработана с применением аппарата гармонического анализа линейных систем и случайных процессов [21] и способа интегральных уравнений [10]. Опытная обработка части полевого материала, проведенная с использованием метода [21], показала, что она может являться хорошим дополнением к методу узкополосной фильтрации, особенно в области высоких частот. Используя ее, удается продлить расчетные кривые в сторону малых периодов до 0.04-0.05 с, худшие характеристики наблюдаются в диапазоне длинных периодов. Обычно надежные значения импеданса при использовании метода гармонического анализа получаются для T_{\max} в 1.5-2 раза меньших, чем для метода узкополосной фильтрации. Достоверными считались такие значения импеданса, для которых коэффициент когерентности не меньше 0.7.

Способ интегральных уравнений применялся в несколько упрощенном виде - сочетание полосовой фильтрации, расчета временных передаточных функций и инверсии в частотную область на серии интервалов периодов в низкочастотном диапазоне - от 600 до 40000 с. При надежном определении импедансной зависимости значения, рассчитанные на серии интервалов, образуют сравнительно плавную кривую. Признаком ошибочного определения передаточной функции является разброс значений, оцененных по различным интервалам. Причиной такого разброса, по-видимому, является присутствие некоррелируемого дрейфа в одном или нескольких каналах. Таким образом, практически достижимое значение T_{\max} зависит от вышеуказанных факторов в пределах от 5000 до 30000 с (для полной записи МТЗ-Н). Расчетные значения амплитуды и фазы импеданса сглаживались с помощью сглаживающего сплайна. Сплайн-функция, аппроксимирующая амплитуду импеданса, пересчитывается в удельное кажущееся сопротивление $p_k(T)=0.2T|Z||Z|$.

Анализ результатов полевых исследований

Основной задачей стоящей перед проведением интерпретации является выявление и учет искажений, выбор наименее искаженных кривых. Известно, что в случае двумерной среды у поперечных кривых

максимально искажены нисходящие ветви (эффект S), а у продольных - восходящие ветви (индукционный эффект); в случае же вытянутой трехмерной среды обе кривые могут быть искажены во всем диапазоне регистрируемых периодов, но тем не менее продольные кривые являются более предпочтительными [11]. На рис.2 показаны амплитудные и фазовые кривые вдоль профиля. Рассматривая амплитудные кривые можно видеть, что на каждом пункте зондирования они представлены восходящей левой ветвью, имеющей максимум, и ниспадающей правой ветвью с локальными минимумами и максимумами. Уровень сопротивления кривых, полученных в перпендикулярных направлениях, различен, и у кривой, имеющей более низкий уровень в области длинных периодов, правая нисходящая ветвь имеет более крутое падение, чем у кривой с более высоким сопротивлением в этом диапазоне периодов. Подобное поведение амплитудных кривых может свидетельствовать о двумерном характере изучаемого разреза [11] и можно предположить, что максимальные кривые являются квазипродольными. Однако, рассматривая рис.3, где показаны вместе максимальные (рис.3,а) и минимальные (рис.3,б) кривые, можно видеть их большой разброс по оси сопротивлений при близости формы. Это свидетельствует о влиянии трехмерных поверхностных неоднородностей на амплитудные кривые при любой ориентации осей и охватывающих интервалы S и h [11]. Исходя из сложного тектонического строения региона нельзя исключить и влияния глубинных трехмерных неоднородностей. Рассматривая форму амплитудных кривых можно отметить, что левый максимум лежит в диапазоне периодов $lgT=0.0-0.5$ с, следующий за ним минимум - в районе $lgT=2.0$ с, затем следует слабо выраженный максимум и полого ниспадающая ветвь со слабо выраженным, на некоторых кривых, минимумом на периодах $lgT=3.0-3.7$ с. При движении вдоль профиля с запада на восток происходит смена ориентации максимальных кривых. До зондирования №461, включительно, максимальными кривыми являлись меридиональные, а с МТЗ №478 - широтные, что свидетельствует о смене направления поляризации в этом районе. Согласно тектоническому строению региона в этом районе проходит граница между Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской СС совпадающая с Куканским разломом. Кроме этого, начиная с пункта №478, зондирования были выполнены в пределах Среднеамурской впадины, являющейся переходной зоной от массива к складчатой системе.

Для оценки влияния осадочного чехла на поведение амплитудных кривых было выполнено численное моделирование теллурического поля на неоднородной пленке по программе [19] на основании схемы суммарной продольной проводимости осадоч-

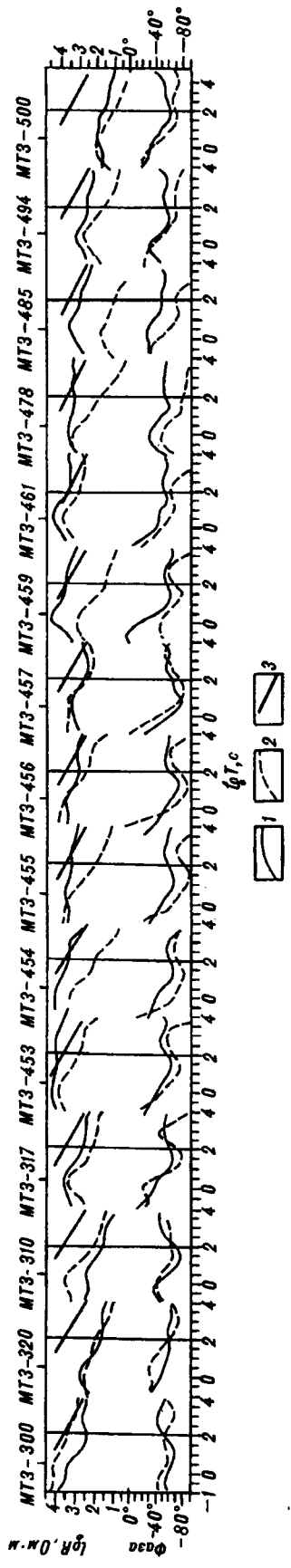


Рис.2. Амплитудные и фазовые кривые МТЗ вдоль профиля. 1 - квазипролонжные кривые ; 2 - квазипоперечные кривые; 3 - стандартная кривая.

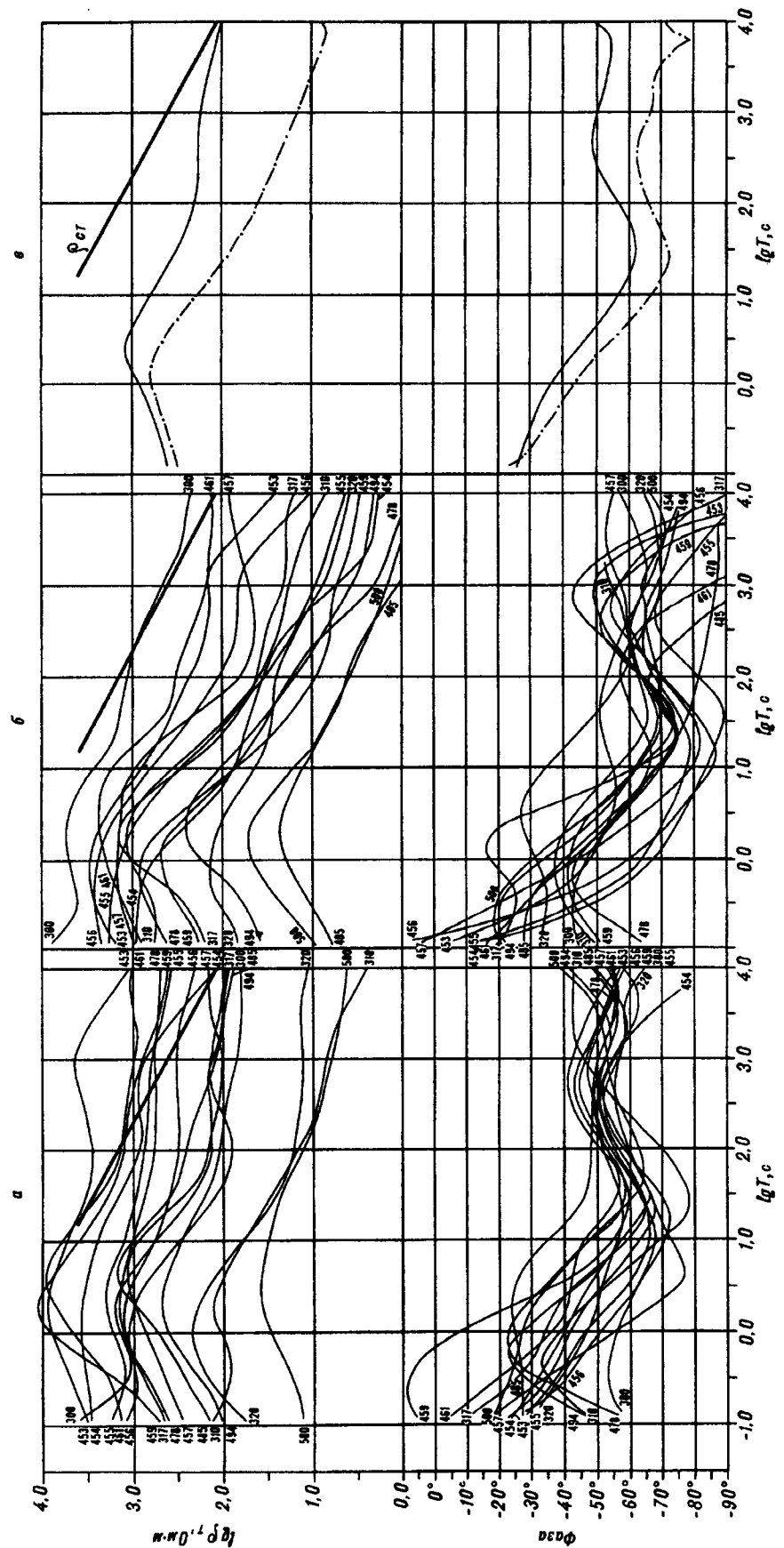


Рис.3. Совмещенные кривые всех МТЗ и их средние кривые.

а - квазипролонжные; б - квазипоперечные; в - средние (сплошной линией - квазипролонжная, штрихпунктирной - квазипоперечная); ρ_{cr} - стандартная кривая.

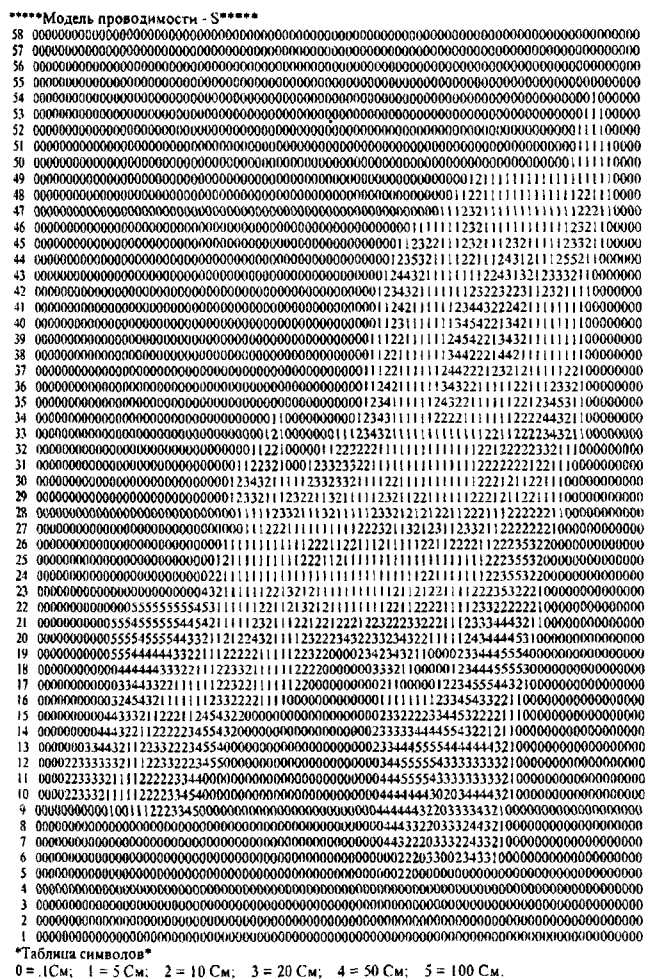


Рис.4. Модель проводимости осадочного чехла Среднеамурской впадины.

ного чехла мезокайнозойских наложенных и межгорных впадин масштаба 1:2500000 [2]. Расчеты выполнялись по равносторонней сети размером 6.25x6.25 км, модель показана на (рис.4), а результаты вдоль профиля - на рис.5 и 6. Из рисунков видно, что при изменении проводимости от точки к точке иногда в десять раз, большая ось (А) теллурических эллипсов почти на два порядка превышает малую ось (В). Можно также наблюдать плавное уменьшение средней величины большой оси при приближении к восточному борту впадины при практически постоянной средней величине малой оси. Большая ось в пределах впадины имеет широтное направление и в среднем составляет 10-15°, что хорошо подтверждает результаты полевых исследований. Из результатов моделирования также хорошо видно, что в случае расположения пункта зондирования в условия с резкими геоэлектрическими неоднородностями произойдет сильное изменение параметров теллурического поля, что в конечном счете приведет к искажению кривой зондирования. Таким образом из результатов численного моделирования теллу-

рического поля можно сделать вывод, что различный уровень кривых расположенных в восточной части профиля в пределах Среднеамурской впадины может быть вызван влиянием поверхностных неоднородностей.

Влияние регионального индукционного эффекта, вызванного Среднеамурской впадиной, на поведение кривых, скорее всего незначительное, т.к. форма кривых близка друг другу. Вероятно, его воздействие ослаблено эффектами обтекания и концентрации, которые могут иметь место в пределах впадины из-за сложного блокового строения ее фундамента, представляющего собой сочетание многочисленных, сравнительно крупных грабенов и грабеноподобных погружений, разделенных поднятиями, горстами и выступами [8]. Тем не менее отмечается плавное уменьшение уровня амплитудных кривых в пределах впадины при движении с запада на восток.

Рассмотрим поведение фазовых кривых (рис.3). Из рисунка видно, что фазовые кривые, соответствующие как квазипродольным, так и квазипоперечным амплитудным кривым, представлены в центральной части ниспадающей ветвью под углом близким к 45°, переходящей в хорошо выраженный минимум и последующий за ним максимум. На некоторых кривых в их левой части отмечаются восходящие ветви и максимум. Это отмечается для зондирований полученных в пределах Среднеамурской впадины и в самой западной части профиля. Левые ветви остальных зондирований являются крутопадающими, особенно это хорошо выражено на квазипоперечных кривых, где угол наклона составляет около 65°. На правых частях фазовых кривых отмечаются как просто ниспадающие ветви, так и дополнительный минимум и восходящая ветвь, что наиболее характерно для большинства квазипродольных и квазипоперечных кривых близко друг другу, что наиболее заметно у первых кривых в диапазоне периодов $\lg T = 1.5-3.5$ с. Такое устойчивое положение промежуточного высокоомного слоя может служить в дальнейшем хорошим репером. На квазипоперечных кривых восходящие ветви, отмечающие этот слой, также близки друг другу, но положение максимума имеет большой разброс. Можно также отметить, что средний уровень квазипродольных кривых выше, чем у квазипоперечных.

Для выявления связи зондирований между собой, был выполнен корреляционный анализ квазипродольных амплитудных кривых. Коэффициент корреляции для большинства кривых лежит в диапазоне от 0.71 до 0.99. Более подробное рассмотрение результатов позволяет выделить четыре группы кривых, где величина коэффициента корреляции превышает 0.9. В первую группу входят кривые самой за-

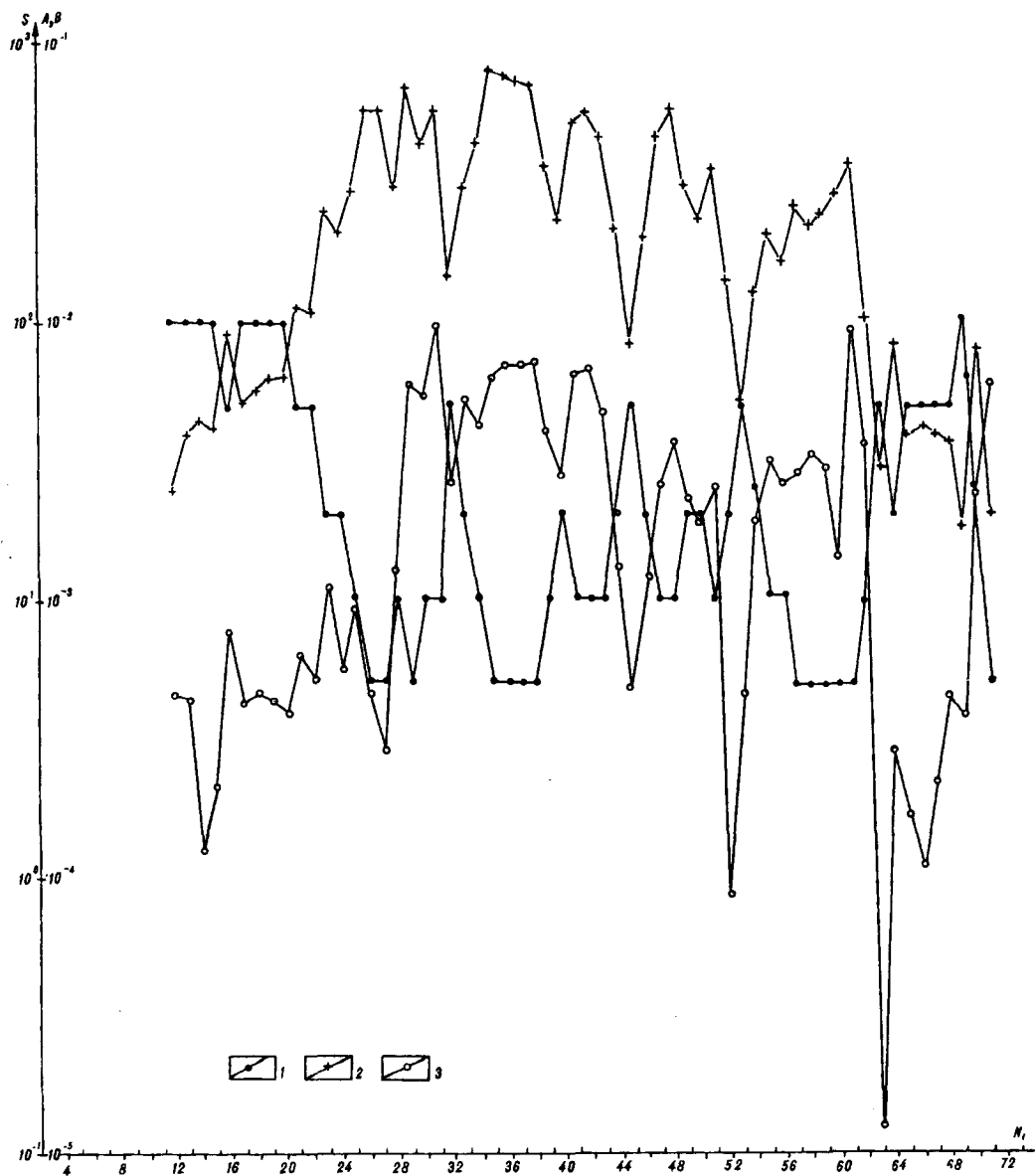


Рис.5. Графики изменения проводимости S (1) и значений большой (2) и малой (3) полуосей теллурических эллипсов вдоль линии номер 30 модели (см.рис.4).

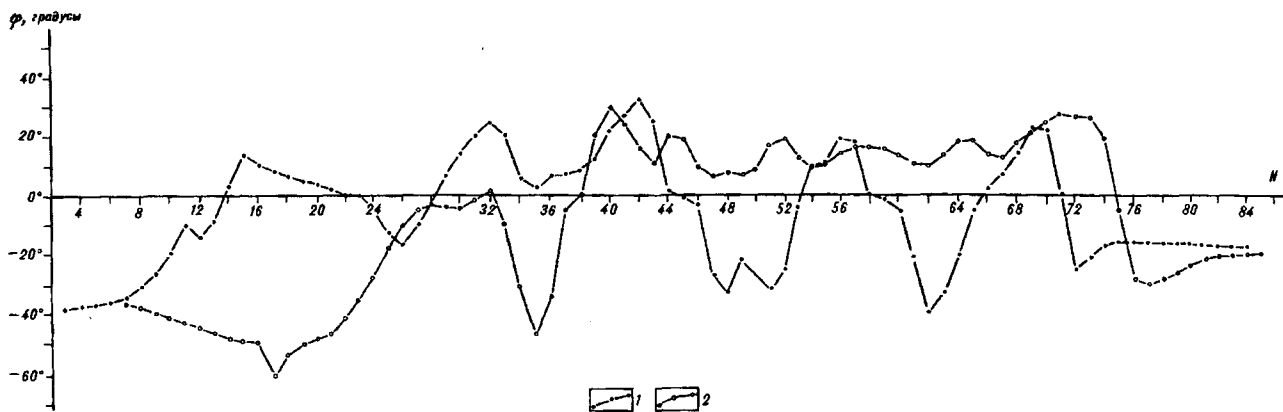


Рис.6. Графики изменения угла φ между основной осью эллипса и направлением на восток, в градусах. 1 - вдоль линии номер 20 (см.рис.4); 2 - вдоль линии номер 30.

падной части профиля - №№300, 320 и 310, две в средней части профиля - с №317 по №456 и с №457 по №461 и в четвертую - зондирования расположенные в пределах Среднеамурской впадины (№№478, 485, 494, 500). Кроме этого близость формы и высокая степень корреляции позволяет построить средние квазипродольную и квазипоперечную амплитудную и фазовую кривые (рис.3,в), которые можно использовать для анализа величины и, возможно, определения типа искажений, а в дальнейшем для построения опорного разреза или модели первого приближения. Рассматривая средние амплитудные кривые можно видеть, что квазипродольная и квазипоперечная кривые имеют левые восходящие ветви, переходящие в максимум, и правые нисходящие ветви. Левые ветви близки друг другу, а правые, после максимума, начинают расходиться, причем квазипродольная кривая пологая, а квазипоперечная - более крутая. Положение максимума у кривых различное, $\lg T = 0.3$ с - у квазипродольной и $\lg T = 0.1$ - у квазипоперечной. На квазипродольной кривой хорошо виден минимум в средней части на периоде $\lg T = 2.2$ с переходящий в пологую площадку и последующую слабонаклонную правую ветвь приближающуюся к стандартной кривой [23]. На правой ветви квазипоперечной кривой отмечается ее незначительное изгибание на периодах близких к минимуму выделенному на квазипродольной кривой, а остальная ее часть представлена прямой ниспадающей ветвью. Средние фазовые кривые представлены нисходящими левыми ветвями переходящими в хорошо выраженный минимум и последующий широкий максимум и правой ниспадающей ветвью. В крайней правой части квазипродольной

кривой отмечается ее резкое воздымание, что может быть вызвано ошибкой в определении фазы на длинных периодах в исходных кривых. Это же касается и средней квазипоперечной кривой. Форма средних фазовых кривых близка друг другу, но квазипродольная кривая лежит в среднем на 10^0 выше квазипоперечной, причем их левые ветви сближаются, а правые расходятся примерно на 5^0 .

Таким образом, из анализа кривых видно, что наименее искаженными кривыми являются квазипродольные и их лучше использовать для интерпретации. Они близки по форме, но сильно отличаются друг от друга по уровню сопротивлений, что связано с влиянием гальванических искажений от поверхностных неоднородностей. Для компенсации влияния этого эффекта используем коррекцию амплитудных квазипродольных кривых к уровню стандартной кривой. Выбор именно этого вида редукции обусловлен наличием правой ниспадающей ветви до 10000 с и возможностью учесть не только локальные, но и региональные эффекты. Она также не накладывает ограничений на сопротивление верхних слоев литосферы, размерность приповерхностных структур, масштаб искажающих эффектов и с ее помощью можно нормализовать даже кривые одиночных МТЗ [4]. Положение нормированных кривых показано на рис.7а, их разброс уменьшился более чем в два раза, а наибольшее сближение происходит в области длинных периодов. На рис.7 показаны средние кривые, рассчитанные по ненормированным и нормированным квазипродольным кривым. Из рисунка видна близость уровня обеих кривых. Это свидетельствует о правильном выборе способа компенсации и позво-

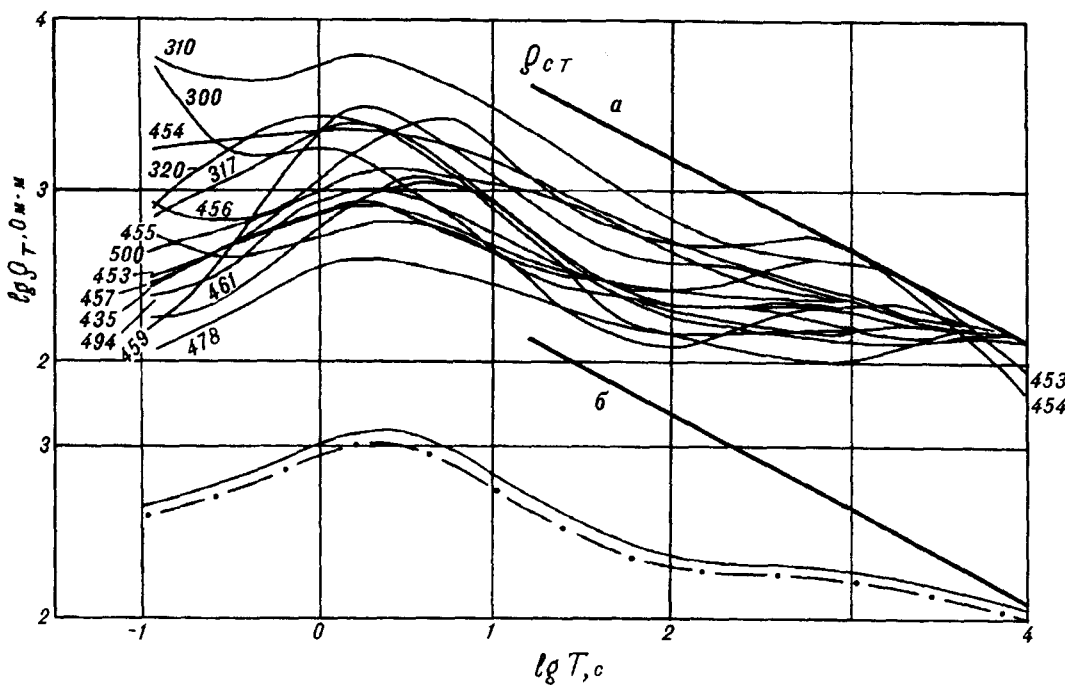


Рис.7. Нормированные и средние квазипродольные амплитудные кривые МТЗ.

а - нормированные квазипродольные кривые; б - средние кривые (сплошной линией - нормированные, штрихпунктирной - ненормированные); $\rho_{ст}$ - стандартная кривая.

ляет в дальнейшем использовать ее для построения опорного геоэлектрического разреза. С другой стороны это также свидетельствует о преимущественном влиянии поверхностных неоднородностей на уровень кривых. Теперь мы можем использовать нормированные квазипродольные кривые для построения геоэлектрического разреза в каждом пункте зондирования с учетом их индивидуальных особенностей.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.

По результатам анализа полевых данных, для интерпретации были взяты квазипродольные кривые и интерпретация проводилась в рамках одномер-

ной модели. Согласно работе [3], при зондировании квазидвумерных проводящих зон при помощи продольного МТ-зондирования, МТ-кривые могут быть интерпретированы в классе одномерных моделей, если ширина проводящей зоны в 4 раза превышает глубину ее залегания, а ее длина должна быть по крайней мере в 10 раз больше ширины. Проведенный выше анализ кривых показывает, что проводящий слой устойчиво проявляется на всех пунктах зондирования, и это дает возможность предположить с большой долей вероятности, что его поведение отвечает выше приведенному условию. Для качественной интерпретации строились геоэлектрические разрезы удельного сопротивления ρ и фазы ϕ в зависимости от квадратного корня из периода T и от глубины h .

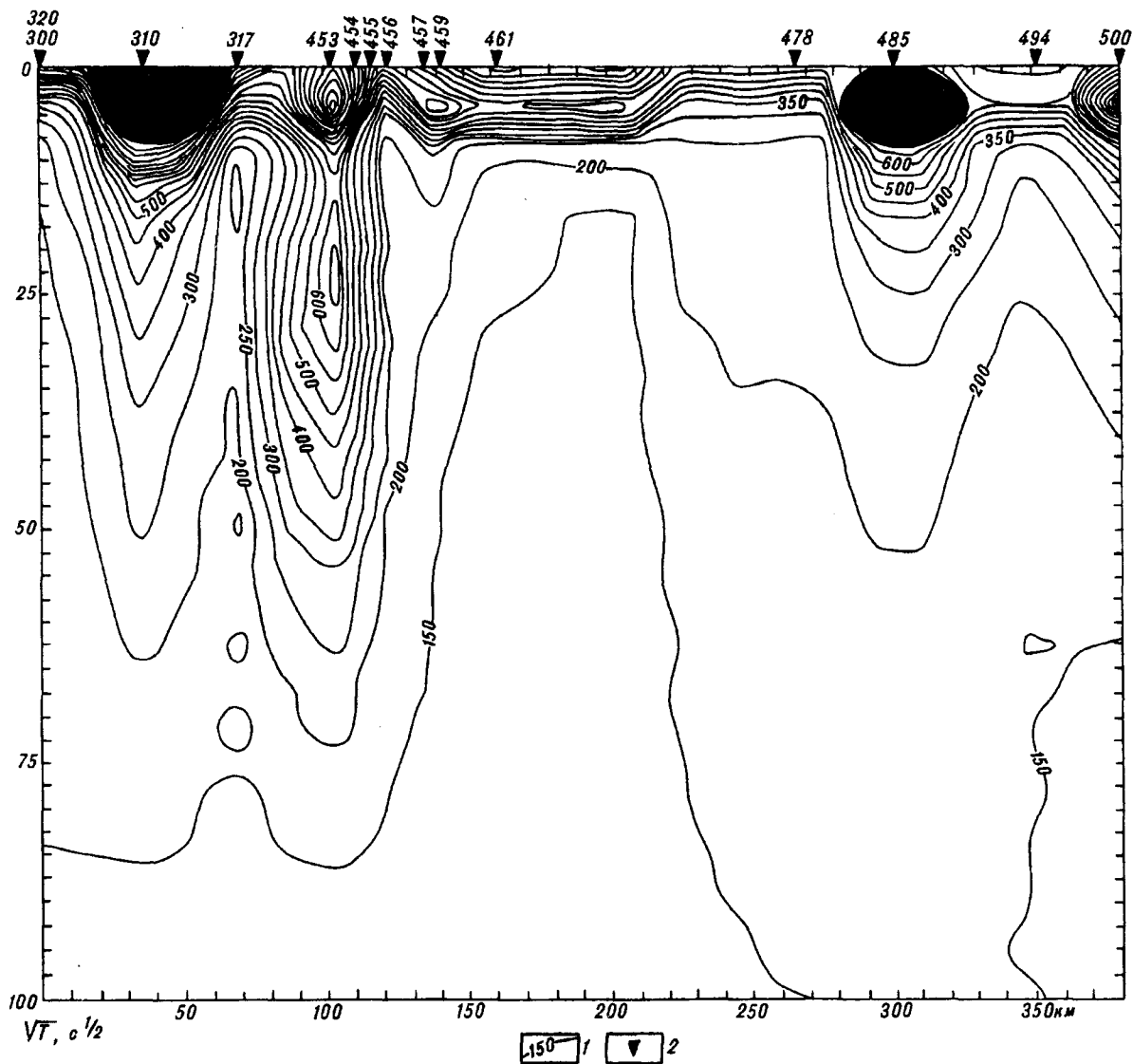


Рис.8. Геоэлектрический разрез $\rho(T)$ для нормированных кривых

1 - изолинии сопротивлений, Омм, 2 - пункты МТЗ и их номера.

При использовании в построениях ненормированных амплитудных кривых $\rho(T)$ геоэлектрический разрез представляет из себя последовательность вертикальных изолиний практически не отражающих глубинное строение, а лишь подтверждающих наличие влияния поверхностных неоднородностей на уровень кривых. На геоэлектрическом разрезе, полученном по нормированным амплитудным кривым $\rho(T)$, появляются субгоризонтальные границы и на нем можно выделить две структуры различные по уровню сопротивлений (рис.8). Первая, - с более высоким средним уровнем сопротивления, расположена в пределах Буреинского массива, а вторая - в пределах Среднеамурской впадины - Сихотэ-Алинской складчатой системы. Для качественной интерпретации использовались также геоэлектрические разре-

зы, построенные для нормированных амплитудных кривых $\rho(H)$. Они получены путем пересчета кривых $\rho(T)$ с помощью трансформации Ниблетта [23] (рис.9). Геоэлектрический разрез построен в диапазоне глубин 3 - 370 км при длине профиля 395 км и практически не имеет линейных искажений. Верхняя граница разреза взята с учетом того, что данная глубина присутствует на всех трансформированных кривых. В связи с тем, что пункты зондирования расположены вдоль профиля неравномерно, было выбрано 8 зондирований, расположенных на более близких расстояниях друг от друга. Они представляют все описанные выше группы кривых. Для проверки достоверности полученного разреза предварительно был построен геоэлектрический разрез для всех 15 зондирований. Сравнение разрезов показало

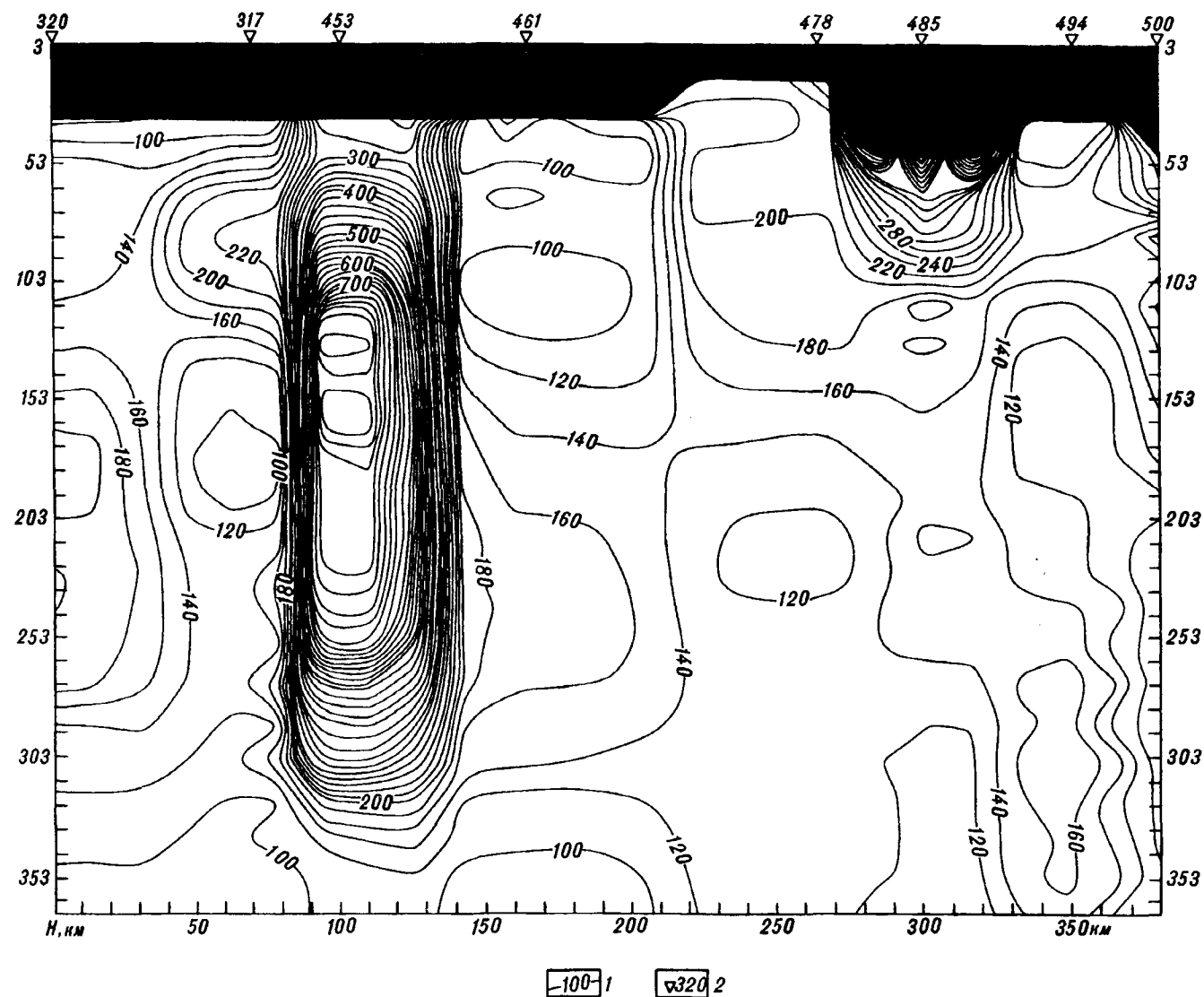


Рис.9. Разрез $\rho(H)$ нормированных квазипродольных амплитудных кривых.

1 - изолинии сопротивления в Ом; 2 - пункты зондирования и их номера. Черным цветом показана высокоомная земная кора.

их подобие, но разрез по восьми зондированиям стал более наглядным в связи с отсутствием мелких подробностей. На разрезе отчетливо выделяется верхний высокоомный горизонт, подошва которого залегает на глубине 30-40 км, что соответствует мощности земной коры. Наиболее стабильно мощность этого горизонта выдержана в пределах Буреинского массива, а при переходе в Среднеамурскую впадину и далее в Сихотэ-Алинскую складчатую систему, его подошва испытывает значительные колебания глубины залегания от 20 до 50 км. Это может свидетельствовать о сильной неоднородности земной коры в пределах переходной зоны к складчатой системе и под ней самой по сравнению с массивом. Характерной особенностью данного геоэлектрического разреза является субвертикальная неоднородность повышенного сопротивления, начинающаяся от подошвы земной коры и достигающая глубины 350 км. Расположена она под пунктами №453 -:- №456. В данном районе зондирования выполнены с шагом 7-8 км, но при построении геоэлектрического разреза введение в расчеты всех зондирований или одного из этой группы не изменяло ни положения ни характера самой границы, т.е. данная граница не является следствием сгущения сети при построении или ошибкой выбора одной кривой из данной группы при разряжении сети. Выделенная геоэлектрическая неоднородность совпадает с Куканским разломом, являющимся продолжением разломной зоны Илань-Итун, входящей в состав разломной системы Танлу [24]. Интересно отметить, что подобная картина в геоэлектрическом разрезе наблюдалась и при пересечении Фушунь-Мишань ветви этой системы [14]. Повышенное сопротивление в зоне разлома объясняется тем, что он является зоной сжатия, приводящей к закрытию электроннопроводящих каналов. На геоэлектрическом разрезе видно, что субвертикальная неоднородность обрамлена с обеих сторон зонами пониженных сопротивлений, расположенных на разных глубинах верхней мантии. Кроме выделенной субвертикальной высокоомной неоднородности на разрезе отмечаются субвертикальные изолинии, отвечающие границам блоков земной коры. Подобное распределение сопротивления может свидетельствовать о глубинных корнях крупных тектонических структур, выделяемых на земной поверхности. Наиболее отчетливо эти субвертикальные границы прослеживаются до глубин 100-150 км. В этом диапазоне глубин можно выделить субгоризонтальную границу проходящую вдоль всего профиля. Пространственно эта граница совпадает с предполагаемой глубиной залегания астеносферы. При рассмотрении общего распределения сопротивления в пределах профиля можно отметить, что его среднее значение под массивом выше, чем под складчатой системой, т.е. происходит

плавное уменьшение сопротивления верхней мантии при переходе от одной структуры к другой.

Для количественной интерпретации строилась геоэлектрическая модель (рис. 10) при помощи автоматического подбора параметров геоэлектрического разреза до наилучшего совпадения практической и расчетной кривых для каждого пункта зондирования и последующим соединением слоев с наиболее близкими параметрами. В качестве исходной выбиралась модель, соответствующая средней нормированной квазипродольной кривой, которая строилась с учетом априорной информации о геоэлектрическом разрезе данного района. Результаты расчетов показали, что удовлетворительные результаты получаются при использовании 8-слойной модели имеющей два хорошо проводящих слоя и идеальный проводник в основании. Увеличение количества слоев качественно не меняет характер разреза, а лишь показывает более плавное изменение сопротивления при переходе от одного слоя к другому. На рис. 10 справа от разреза показана колонка сопротивлений построенная по результатам интерпретации кривой, полученной путем осреднения всех квазипродольных нормированных кривых. Проводящие слои на колонке расположены на глубинах соответствующих низам земной коры-верхней мантии - 25-70 км и астеносферы - 105-125 км. Подобное распределение сопротивления с глубиной близко лишь для центральной и восточной частей профиля, т.е. в Среднеамурской впадине и Сихотэ-Алинской складчатой системе, и нарушается в западной части профиля (Буреинский массив), где положение проводящих слоев значительно варьирует по глубине от точки к точке. Наиболее сильно искажена картина распределения среднего сопротивления под пунктами №453 -:- №456. Как уже отмечалось выше, эти зондирования расположены в зоне Куканского разлома и очень четко картируют его поведение. Разлом имеет субвертикальное заложение и своими корнями уходит в верхнюю мантию до 300 км. Это хорошо согласуется с тем, что Куканский разлом является ветвью транс-континентальной разломной системы Танлу.

Еще одной особенностью, которую можно выделить на разрезе, является то, что "астеносферный" проводящий слой в пределах Среднеамурской впадины и Сихотэ-Алинской СС имеет большую мощность и проводимость, чем под Буреинским массивом. Это же относится и к проводящему слою в низах земной коры.

Моделирование показало, что наличие проводящего слоя, соответствующего астеносфере, не всегда являлось обязательным, однако форма амплитудных и фазовых кривых свидетельствует о большой вероятности его наличия в геоэлектрическом разрезе. Слабо выраженное проявление проводящего слоя мо-

жет быть связано как с экранированием, так и со слабой контрастностью, что хорошо видно из рис. 10.

Сравнивая полученный разрез с разрезом построенным только по четырем зондированиям [15], можно сказать, что их основные черты и сделанные выводы в основном совпадают, кроме одного элемента. Не нашло своего подтверждения наличие объекта повышенного сопротивления расположенного в верхней мантии под Среднеамурской впади-

ной на глубинах 150-250 км. Возможно это связано с тем, что используемое в работе [15] зондирование лежит примерно в 60 км южнее профиля и в несколько других геоэлектрических условиях, чем те зондирования, которые используются в данной статье и лежат в пределах Среднеамурской впадины. В связи с этим вопрос о глубинном геоэлектрическом строении Среднеамурской впадины и особенно ее центральной части остается открытым.

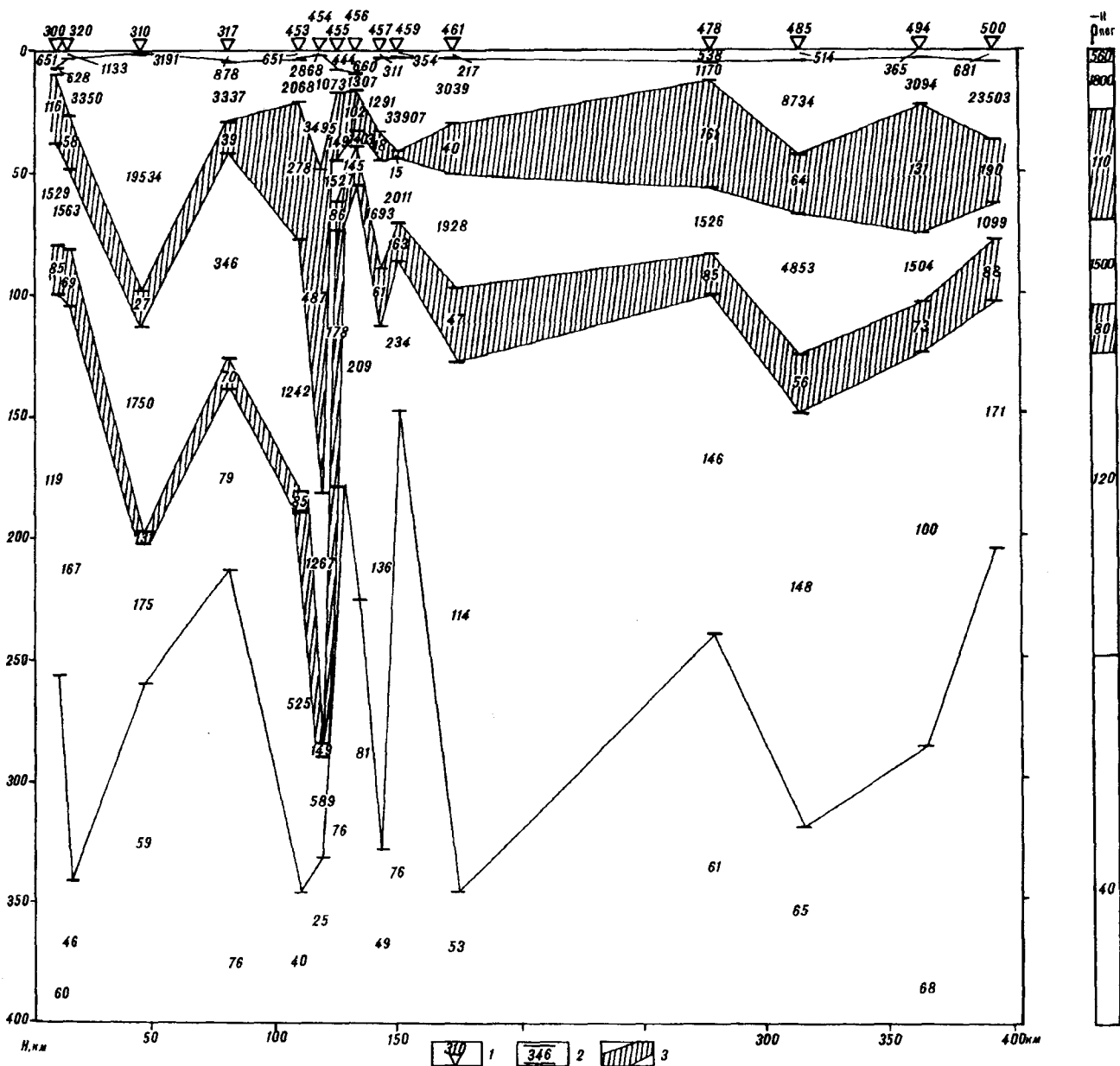


Рис. 10. Одномерная геоэлектрическая модель для квазипродольных нормированных кривых по профилю А - Б (рис. 1).

1 - пункты зондирований и их номера; 2 - границы слоев и значения величины их сопротивления в Омм; 3 - слоев пониженного сопротивления. Справа от модели - геоэлектрический разрез построенный для средней квазипродольной нормированной кривой.

ВЫВОДЫ.

Проведенный анализ и используемая методика интерпретации позволяет выбрать наименее искаженные кривые, скомпенсировать влияние гальванических искажений и построить с большой достоверностью геоэлектрический разрез в рамках одномерной модели.

Полученная средняя кривая и построенный по ней геоэлектрический разрез могут использоваться в дальнейшем как опорные для интерпретации разведочных МТЗ в пределах структур пересекаемых профилем. Средняя кривая может также использоваться для анализа и выявления различных видов искажений. Для этих целей необходимо использовать вторую кривую зондирования и проводить двумерное моделирование. Это предполагается выполнить в дальнейшем, используя более короткопериодные кривые, которые получены от зондирований с более частым шагом.

На построенных геоэлектрическом разрезе и модели отчетливо выделена субвертикальная граница уходящая своими корнями в верхнюю мантию до глубины 300 км, которая связывается с трансконтинентальным разломом Танлу. В пределах всего профиля хорошо прослеживаются два проводящих слоя - в низах земной коры и верхней мантии в среднем на глубинах 30-60 и 100-150 км соответственно. Наличие этих двух слоев с большой степенью вероятности является обязательным в геоэлектрическом разрезе региона, т.к. они и ранее выделялись в регионе как автором, так и другими исследователями (см. раздел 1).

БЛАГОДАРНОСТИ.

Автор благодарит Геофизическое государственное горно-геологическое предприятие г.Хабаровска за предоставленные материалы и выражает особую благодарность его сотрудникам В.Л.Землянову и А.А.Войтенку за оказание технической консультации и обсуждение полученных результатов. Автор выражает глубокую благодарность д.г.-м.н. Ю.Ф.Морозу за ценные замечания и предложения по теме статьи. А также благодарит сотрудников Института тектоники и геофизики ДВО РАН, высказавших полезные замечания в ходе обсуждения статьи.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Ахмадулин В.А., Талтыкин Ю.В. Геоэлектрическая модель юга Буреинского массива // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С.36-41.
2. Ахмадулин В.А. Электромагнитные методы в комплексе исследований глубинного строения Приамурья: Дис.... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1991.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Барашков И.С., Мершикова Н.А., Кобзова В.М. О магнитотеллурическом зондировании проводящих зон в земной коре и вер-

- хней мантии // Изв.АН СССР.Физика Земли. 1982. №7. С.55-68.
4. Бердичевский М.Н.,Борисова В.П.,Голубцова Н.С. Фазовая нормализация кривых глубинного магнитотеллурического зондирования //Физика Земли. 1995. №8. С.85-88.
5. Борец В.В., Мардерфельд Б.Е., Чернявский Г.А. К результатам глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 4. С.91-96.
6. Брянский Л.И. Стандартные гравитационные модели земной коры (на примере юга Дальнего Востока СССР). Владивосток, 1988. 144 с.
7. Брянский Л.И.,Бормотов В.А.,Ахмадулин В.А.,Лойтер П.П.,Овчинников В.Е., Бормотова Н.Ф., Развозжаева Е.П. Глубинная структура Комсомольско-Балджальского рудного района по результатам комплексного моделирования //Принципы прогнозирования эндогенного оруднения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Недра. 1990. С.294-306.
8. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне - Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 184 с.
9. Геологическая карта Дальнего Востока СССР. 1:1500000. Объяснительная записка /ВСЕГЕИ С-Пб., 1992. С.100
10. Демидов А.И. Определение магнитотеллурических переходных характеристик среды методом интегральных уравнений // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1990. № 9. С.36-46.
11. Дмитриев В.И., Бердичевский М.Н., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнито-теллурического зондирования в неоднородных средах. М: Изд-во Моск. ун-та, Ч.4. 1975. 101 с.
12. Каплун В.Б., Григорица Т.В. Результаты магнитотеллурических зондирований в Средне - Амурской впадине // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С.109-111.
13. Каплун В.Б. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 111-115.
14. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С.141-153.
15. Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований выполненных в зоне сочленения Буринского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы. // Тихоокеан. геология. 1996. №5. С. 59-68.
16. Никифорова Н.Н., Ахмадулин В.А., Порай-Кошиц А.М. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С.42-49.
17. Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара - Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С.109-112.
18. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья //Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным) /ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С.43-53.
19. Разработка глубинной геоэлектрической модели Балтийского щита. Часть 1. Численные метод // (Ред. Ельт С.Э., Ваньян Л.Л.); Ин-т геофизики. Университет г.Оулу. Фин-

- ляндия. докл. №7. С.39-78.
20. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья /Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ние, 1989. 128 с.
21. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.
22. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
23. Электроразведка: Справочник геофизика./ Под ред. В.К.Хмелевского и В.М.Бондаренко. Т.1. М.: Недра, 1989. 438 с.
24. Xu, J.W., Zhu, G., Tong, W.X., Cui, K.R. and Liu, Q., Formation and evolution of the Tancheng - Lujiang wrench fault system: a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean. //Tectonophysics. 1987. V134. P. 273 - 310.

Поступила в редакцию 16 июля 1997г.

V.B.Kaplun

**Preliminary results of deep magnetotelluric soundings carried out along the
Obluchie - Lake Gassi profile (Khabarovsk Territory).**

The results of deep magnetotelluric soundings are considered which were carried out along the near-latitudinal profile, starting within the Bureyan Massif and crossing its eastern boundary, the Middle Amur Depression and terminating in the western area of the Sikhote-Alin fold system. The analysis of the amplitude curve distortion is made, and the geoelectrical section and one-dimensional model in a first approximation are constructed. The geoelectrical inhomogeneities within the upper mantle are revealed, and their connection with major tectonic faulting and tectonic structure of the area under study is marked.

ФИЗИКА ПРОЦЕССОВ И ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

УДК 550.34:528.871

СПУТНИКОВЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СНИМКИ КАК НОСИТЕЛИ ИНФОРМАЦИИ О СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Л.И.Морозова

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г.Биробиджан,
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН.г.Хабаровск*

Обосновывается необходимость организации спутникового геодинамического мониторинга в Азиатско-Тихоокеанском регионе. Рассматривается динамика линейных облачных аномалий над разломами в процесс подготовки землетрясений в Нефтегорске и в Кобе. Этим землетрясениям, так же, как и в других регионах Земли, предшествовало появление большого количества аномалий по сравнению с фоновыми значениями в регионе за несколько часов или первых суток до толчка. Оперативные метеорологические сканерные космоснимки фиксируют также радиопомехи в УКВ диапазоне в виде полос искажения изображения, обусловленных сейсмическими источниками электромагнитных аномалий. Показано, что облачные аномалии и полосы искажения изображения можно использовать в качестве краткосрочного предвестника места (регион) и времени землетрясения. Спутниковое метеорологическое зондирование поверхности Земли может быть средством космического геодинамического мониторинга.

Информация, получаемая с космических снимков, позволила сделать огромный шаг в изучении геологических процессов и взаимодействия оболочек Земли. Автору удалось установить, что спутниковые метеорологические сканерные снимки играют решающую роль при выявлении тектонически активных структур. В результате анализа космоснимков (КС) в периоды, предшествующие землетрясению и следующие за ним, а также подземных ядерных взрывов на полигонах под Семипалатинском и в Лобноре (Китай), было обнаружено неизвестное природное явление - возникновение и увеличение числа линейных облачных аномалий (ЛОА) над активизировавшимися разломами в регионе будущего эпицентра [5,6,7,8,9].

Появление облачных гряд над разломами давно было известно геологам и использовалось в научно-производственной практике в качестве геоиндикатора при картировании разломов [1, 2, 3, 4, 10].

Аномальность в структуре облачного покрова проявляется в возникновении протяженных (до тысячи километров), либо облачных гряд на фоне безоблачного неба, либо узких безоблачных коридоров (размывание облаков) в существующих облачных полях. Эти атмосферные облачные аномалии возникают строго над разломами земной коры в период нарастания тектонических напряжений. По-видимому, вид облачной аномалии (гряда, коридор)

определяется знаком изменения какого-то геофизического параметра. Длительность сохранения одной ЛОА составляет несколько минут и на очередном КС она, как правило, уже не отмечается. Параметры и динамика ЛОА изучались по оперативным метеорологическим космическим снимкам со спутников системы НОАА, масштаб изображения которых 1:25000000, период обращения вокруг Земли 100 мин. Зона радиовидимости Хабаровского спутникового центра включает территорию от Байкала до Берингова пролива и от побережья Ледовитого океана до Корейского полуострова.

Одновременное появление нескольких ЛОА на одном КС сейсмоопасной территории свидетельствует об увеличении вероятности здесь землетрясения в течение текущих суток. Менее интенсивное увеличение количества ЛОА сопровождается более длительным периодом подготовки землетрясения - до трех-пяти суток. Пространственное расположение аномалий на КС отражает истинные размеры площадей, охваченных сейсмотектоническим процессом, на несколько порядков превышающих площади, оцененные по наземным данным.

В период подготовки землетрясения нарастающие упруго-пластичные деформации в земной коре отражаются в изменении некоторых физических параметров среды, которые и фиксируются на регулярных спутниковых снимках. Появление в атмосфере

(и на КС) линейных облачных аномалий делает геодинамику видимой. Автор считает, что физическая природа этих аномалий обусловлена аномалиями электромагнитного излучения (ЭМИ) из разломов.

Известно также, что при достаточной эффективности сейсмических ионизаторов процесс подготовки землетрясения сопровождается изменениями электрической проводимости приземного слоя атмосферы и других параметров волновода Земля-ионосфера. Эти факторы изменяют условия распространения радиоволн УКВ диапазона, в котором передается информация со спутника, в результате чего искажается изображение той части территории, где происходит генерация сейсмоэлектромагнитных сигналов в земной коре.

Электромагнитная природа облачных и радиоволновых предвестников землетрясений, фиксируемых на метеорологических КС, позволяет использовать эту информацию для изучения электромагнитного поля Земли, прогноза сейсмических событий и повышения надежности радиосвязи.

Функционирование регистрирующей высокочувствительной аппаратуры на спутниках позволяет использовать КС в качестве еще одного способа оперативного обнаружения и регистрирования аномалий естественного ЭМИ в процессе подготовки землетрясений. Спутниковые метеорологические снимки, многократно в течение суток фиксирующие облака и подстилающую поверхность, хранят информацию о динамике земной коры в периоды подготовки всех происшедших в последние 30 лет (с начала космической эры) землетрясений. Существующие архивы метеорологических снимков являются уникальным средством изучения геодинамики. Режимные КС можно использовать для спутникового мониторинга сейсмических процессов. К сожалению, эти снимки по истечении трехлетнего срока хранения в архивах Гидрометслужбы периодически уничтожаются, что лишает исследователей возможности ретроспективного анализа землетрясений в различных регионах планеты и использования его результатов для получения прогностических рекомендаций.

Способ оценки тектонической активности территории по спутниковым метеорологическим снимкам был запатентован автором в 1994 г. И был апробирован, в частности, при ретроспективном анализе землетрясений в Нефтегорске (о.Сахалин) 28 мая 1995 г. и в Кобе (о.Хонсю) 17 января 1995 г.

Ниже показана динамика ЛОА на КС, отражающая процесс нарастания тектонических напряжений в периоды, предшествующие этим двум катастрофическим землетрясениям.

Землетрясение в Кобе. Ущерб от землетрясения оценивался в 100 млрд долларов США, число жертв составило 6000 человек. На рис.1 нанесены все ЛОА,

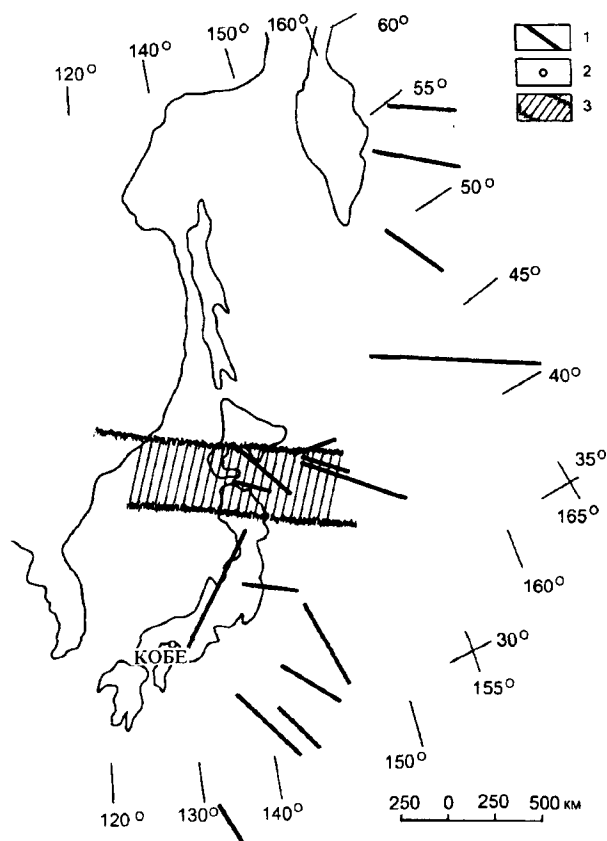


Рис.1. Схема линейных облачных аномалий и полосы радиопомех с 1 по 10 января 1995 г.

1 - проекции ЛОА на земную поверхность; 2 - эпицентр землетрясения; 3 - полосы радиопомех на космоснимках.

наблюдавшиеся на КС на территории восточнее 120° в.д. и южнее 50° с.ш. в первую декаду января. Это поле ЛОА является фоном для последующих сравнений коровых напряжений в этом регионе, связанных с землетрясением. 8,9 и 10 января ЛОА не наблюдались. Зона радиопомех (искажение изображения на КС) отмечалась 5 января только на одном КС. Ориентация ЛОА в пространстве кадра в этот период была хаотичной.

На рис.2 показаны все ЛОА над активизировавшимися разломами региона, возникшие в ближайшие несколько суток перед толчком. С целью экономии места в статье площадь рисунка ограничена с севера 45° -й параллелью - на остальном пространстве кадра не было отмечено ни одной ЛОА. На этой схеме, в отличие от предыдущего периода, ЛОА расположены компактно над островами, отражая преимущественно северо-западную ориентацию. ЛОА над сейсмогенерирующим разломом, проходящим через будущий эпицентр, сохранялась, пульсируя, в течение 11 ч, что отличает ее от остальных ЛОА. В данном случае пространственное совпадение двух последовательных появлений аномалии над одним и тем же разломом определило сейсмогенериру-

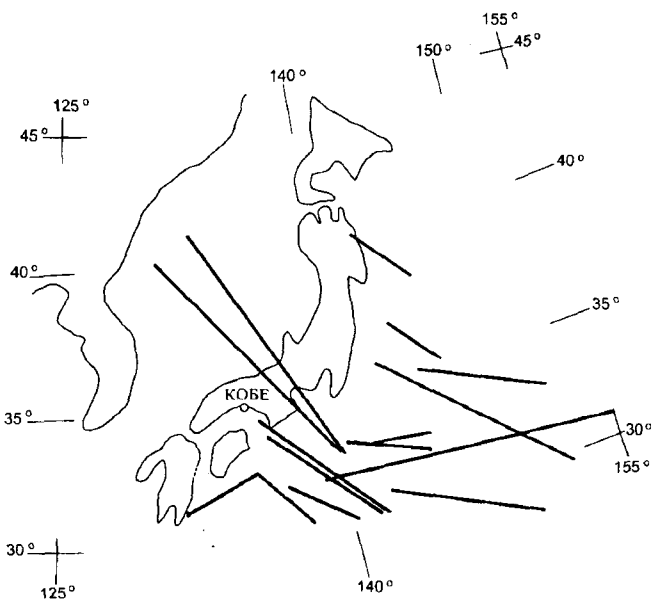


Рис.2. С 11 по 17 января.

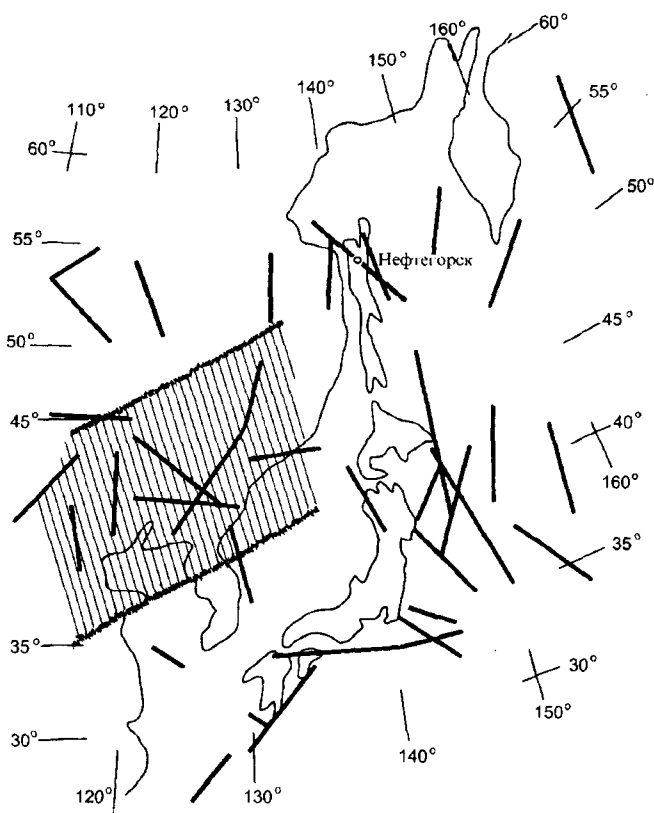


Рис.3. С 1 по 10 мая 1995 г.

ющий разлом с эпицентром землетрясения на конце активизировавшегося участка разлома. После толчка появилась только одна ЛОА 19 января; новый геодинамический цикл начался 22 января.

Землетрясение в Нефтегорске. Ущерб оценен в 58 млн долларов, число погибших - 2000 человек.

Фоновое значение ЛОА за период с 1 по 10 мая показано на рис. 3. ЛОА расположены хаотично и равномерно покрывают территорию, снятую спутником за 9 дней (10 мая ЛОА не наблюдались). Количественная оценка интенсивности появления ЛОА приводилась в квадрате 40-60° с.ш., 130-150° в.д. Фоновое значение составляет 1,1 ЛОА на одном КС. В этом квадрате с 1 по 10 мая было зарегистрировано 10 ЛОА на 9 КС. С 11 по 20 мая здесь возникло 9 ЛОА (1,2 ЛОА на одном КС); в некоторые дни они вообще не появлялись. Все ЛОА были расположены компактно и ориентированы на северо-запад.

Период 21-24 мая характеризуется тем, что ЛОА группировались, пересекаясь на схеме вдоль 140 меридиана, вблизи о.Сахалин (рис.4). Интенсивность их появления возросла до 2,5. Затем, в течение 38 ч, за два последовательных сеанса съемки 24-25 мая, не было ни одной ЛОА. 25 мая на рассматриваемой территории, запечатленной на снимках двух последовательных витков спутника, количество ЛОА резко возросло - интенсивность 6,5 ЛОА на одном КС. 26 мая здесь наблюдались только 3 ЛОА на трех снимках, последняя была над разломом, проходящим через северную половину о.Сахалина. 27 мая было зафиксировано около 50 ЛОА. По сравнению с предыдущими сутками их число возросло в 12 раз. За

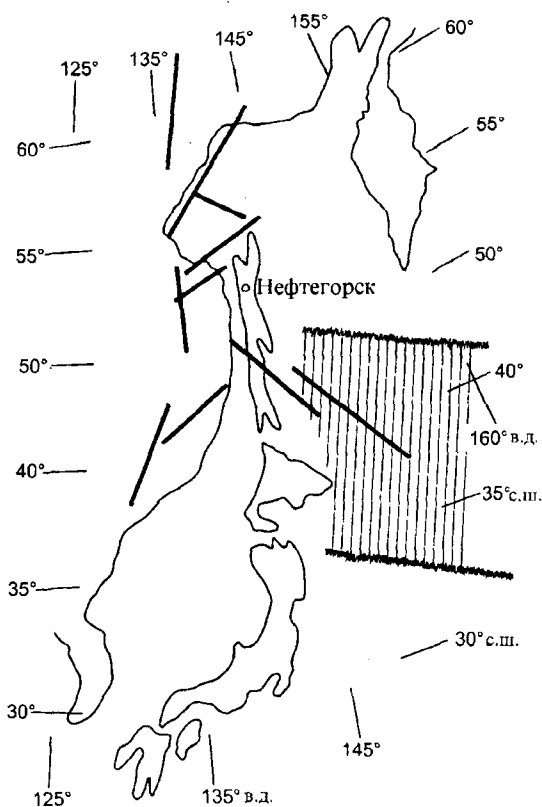


Рис.4. С 21 по 24 мая.

9 ч.20 мин. до толчка в квадрате, включающем о.Сахалин, было 16 ЛОА на одном КС, последнем, полученном непосредственно перед толчком. Тектонически активных разломов могло бы быть выявлено и больше, не будь к востоку от Сахалина безоблачной погоды. Однако, вместо облачных аномалий в кадре, включающем Охотское море, отмечено множество полос радиопомех (рис.5).

На снимке, полученном спустя 3 ч. после землетрясения, в квадрате обнаружено 9 ЛОА, т.е. почти в 2 раза меньше, чем до толчка. Не было также искажающего влияния радиопомех. С 28 мая, в течение четырех дней восточнее 120-го меридиана не появилось ни одной ЛОА.

Сравнение схем ЛОА до землетрясения и после показало, что коровое напряжение стало нарастать с 11 мая, а сам геодинамический цикл длился 16 дней. Динамика ЛОА была аналогична Сусамырскому землетрясению в Киргизии, в Северном Тянь-Шане [5]. Период подготовки японского землетрясения был таким же.

Интересно отметить общее в динамике ЛОА при подготовке землетрясений в Средней Азии и двух землетрясений на Дальнем Востоке: в какой-то момент времени перед толчком все ЛОА приобретают северо-западную ориентацию.

Почти во всех случаях после сильных землетрясений ЛОА не появлялись в регионе эпицентра в течение нескольких дней. Лишь в случае сильной афтершоковой деятельности ЛОА сохранялись, но в

значительно меньшем количестве, чем до толчка. Схема суммарного количества ЛОА перед толчком не позволяет указать место будущего эпицентра - только регион. Появление большого количества ЛОА в атмосфере региона является краткосрочным предвестником времени землетрясения. Их возникновение перед землетрясением является необходимым, но не достаточным условием тектонических подвижек, так как разрядка корового напряжения может произойти и без землетрясения.

Корреляция ЛОА с геофизическими параметрами пока не проводилась ввиду отсутствия их непрерывного мониторинга, необходимого для регистрации их отклика на кратковременное появление ЛОА над разломами. Для оценки тектонической активности территорий на данном этапе изучения ЛОА пока можно использовать только их пространственно-временные характеристики. ЛОА отражают разномасштабные взаимодействия между тектоническими блоками на различных уровнях литосферы, разные в каждом конкретном случае.

Открытие природного явления - обусловленности появления атмосферных облачных аномалий динамикой земной коры и разработанный на его основе способ оценки тектонической активности территории в реальном масштабе времени дают возможность оперативно (в течение нескольких минут после получения космоснимка) выявить регионы повышенной сейсмической опасности с помощью новейшего технического средства - космического снимка Земли.

Спутниковый мониторинг сейсмичности в условиях явно недостаточного количества сейсмических станций в Азиатско-Тихоокеанском регионе предпочтительнее наземного, основанного на обработке результатов наблюдений всех типов сейсмометров, что дает значительный выигрыш во времени - главнейшем факторе при прогнозе стихийных явлений. Однако, несомненно, космоснимки должны применяться в комплексе с другими методами для получения более надежных прогнозов положения эпицентра землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авенариус И.Г., Буш В.А., Трещов А.А. Использование космических снимков для изучения тектонического строения шельфов//Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С.163-172.
2. Ежов Б.В., Ищенко Л.И. Отображение тектонических структур в строении облачного и ледового покровов//Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток:ДВНЦ АН СССР, 1983. С.114-119.
3. Ероменко В.Я., Каттерфельд Г.Н. Использование космических снимков при изучении региональных и глобальных систем линейных элементов Земли//Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1978. № 10. С.23-29.

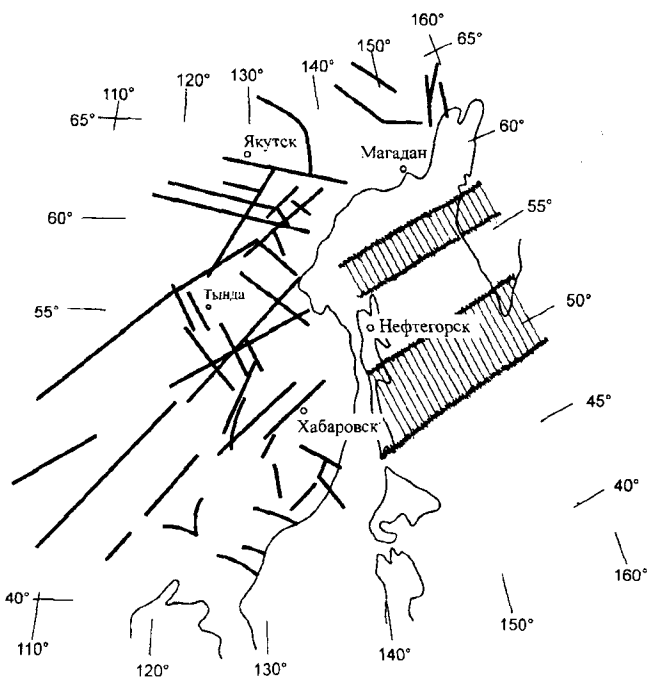


Рис.5. 27 мая, на последних перед землетрясением космоснимках.

4. Кобец Н.В. Геологическое и геоморфологическое дешифрирование морского дна по космическим фото- и телевизионным снимкам //Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л. 1976. С.21-34.(Труды ВСЕГЕИ и ЛАЭМ)
5. Морозова Л.И. Облачные индикаторы геодинамики земной коры //Физика Земли. 1993. № 10. С.108-112.
6. Морозова Л.И. Реакция облачности на атомные испытания //Физика Земли. 1994. № 1. С.89-90.
7. Морозова Л.И. Особенности проявления лито-атмосферных связей в периоды сильных землетрясений Азии //Физика Земли. 1996. № 5. С.63-68.
8. Морозова Л.И. О современных тектонических процессах Туранской плиты и ее горного обрамления (по динамике линейных облачных аномалий над разломами и землетрясением)//Физика Земли. 1997. № 5. С.65-72.
9. Морозова Л.И. Динамика облачных аномалий над разломами в периоды природной и наведенной сейсмичности//Физика Земли. 1997. № 8. С.
10. Флоренский П.В. Использование космических съемок при поисках нефти и газа//Аэрокосмические исследования Земли. М.: Наука, 1979. С.286-297.

Поступила в редакцию 28 июня 1996.

L.I.Morozova

Meteorological satellite images as the bearers of information on seismicity

Linear Cloudy Anomalies (LCA) are a long-known natural phenomenon. Above the faults of the Earth's crust, LCA are due to the crust increase and to the tectonic movements in the region. LCA dynamics was shown on meteorological satellite images before seismic developments and after them, as exemplified by the earthquakes in the Middle East, Middle Asia, India, China, Sakhalin Island (Neftegorsk), and Honshu (Kobe). All catastrophic earthquakes follow an anomalously great quantity of LCA (in comparison with the background values in the region) several hours or a day prior to the first tremor. Regular meteorological satellite images have also recorded radio interference as image distortion stripes caused by seismic sources of electromagnetic anomalies. LCA and radio interference may be considered as indicators of a seismotectonic process. They may be used as a short-term precursor of the place and time of an earthquake. Meteorological satellite images are useful means for space geodynamic monitoring.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛИТОНА ПРИ ПОДВИЖКЕ В РАЗЛОМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Г.Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

На основе представленной модели межзернового скольжения исследована возможность формирования солитона разрушения при подвижке в земной коре. Модель дает две волны, обладающие солитонными свойствами: поперечную, распространяющуюся в направлении перпендикулярном разлому, и волну разрушения, движущуюся вдоль разлома. Показано, что при определенных условиях в зернистых геоматериалах возникает уединенная волна, описываемая уравнением \sin - Гордона. Получены выражения для смещения и скорости частиц грунта вблизи подвижки, скоростей поперечной волны и волны разрушения. Результаты расчетов согласуются с реальными параметрами волн от землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Существование в природе сейсмических волн, обладающих свойствами солитонов, обнаружено и подтверждено многими исследователями [2, 9-10,18]. Авторы [9-10] при анализе сейсмограмм выявили и обосновали наличие сеймосолитонных характеристик землетрясений Гиндукуша (1972, 1974 гг.) и Импириал Вэлли (Калифорния, 1979 г.) в направлении, перпендикулярном разлому. Проявление солитонных свойств сейсмических волн зафиксировано и при сильнейшем землетрясении в Чили (1960 г.) [18]. Обнаружены также солитоны в телесеизмических Р-волнах [2]. В теории солитоноподобные решения возникают из уравнения \sin -Гордона при математическом моделировании нелинейных эффектов в деформационных процессах [11].

Уравнение \sin -Гордона в физике впервые было выведено Я.И.Френкелем и Т.А.Конторовой [4-5] при описании движения дислокаций в кристаллах, а затем получено другими исследователями в теориях ферромагнетизма и сверхпроводимости, квантовой оптике, физике элементарных частиц.

В настоящей работе модифицированная модель Френкеля-Конторовой применена для решения одной из задач сейсмологии - описания волновых процессов при подвижке в разломе земной коры.

Обычно для описания волн, формирующихся при механическом сдвиге, используется динамический источник в виде простого диполя с моментом или пары взаимноортогональных диполей. Поле смещений ищется в рамках линейной теории упругости и представляет собой решение волнового уравнения при определенных динамических условиях на поверхности разрыва [1]. Часто при описании излучения волн, включающем в себя параметры

очага, задают зависимость изменения смещения или напряжения на поверхности разлома от времени в виде ступенчатой (модель Л.Кнопфа и Ф.Джилберта), треугольной (модель Н.Хаскелла), экспоненциальной (модель Дж.Бруна) функций (рис.1,а-в) [3], что физически не всегда оправдано, т.к. резкий скачок приводит к появлению особых точек у параметров источника.

Иной подход к проблеме возникновения поперечных волн и волн разрушения, основанный на представленной здесь математической модели межзернового скольжения предложен в данной работе. Одной из решаемых задач является установление физической картины формирования солитона при подвижке в разломе земной коры.

МЕЖЗЕРНОВОЕ СКОЛЬЖЕНИЕ В РАЗЛОМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современные представления о процессе образования и развития разломов (разрывов) в земной коре основаны на теории упругой отдачи Г.Рейда (1910 г.), согласно которой разрушение горных пород, вызывающее тектоническое землетрясение, обусловлено относительным смещением прилегающих друг к другу бортов разлома [3]. Смещение бортов разлома происходит либо непрерывно (стационарный режим скольжения), либо скачкообразно (прерывисто). Прерывистое скольжение нередко сопровождается землетрясением, т.е. вспарыванием разлома. Из теории следует, что скорость распространения разрыва (смещения по разлому), называемая скоростью разрушения V , не превосходит по величине скорость волны Релея [6,12]. Однако на практике часто V сравнивается с близкой по величине к скорости волн Релея скоростью поперечных волн v_s [3,8,17]. Поперечные сейсмические волны

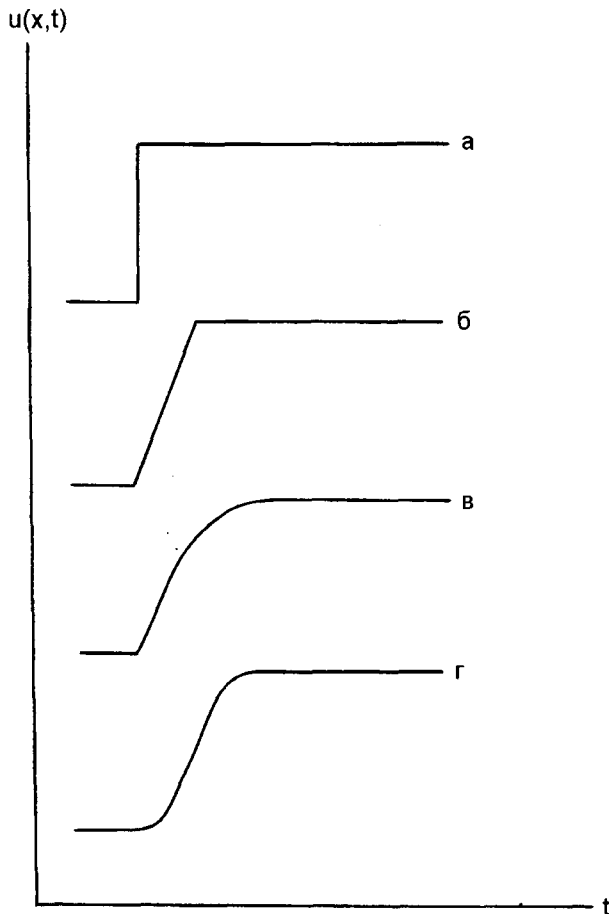


Рис. 1 Временные функции смещения:

а - модель Л.Кнопва и Ф.Джилберта; б - модель Н.Хаскелла;
в - модель Дж.Бруна; г - решение уравнения \sin -Гордона.

возбуждаются в прилегающих к разлому массивах горных пород при его вспарывании и вызывают колебания грунта, которые и являются основной причиной разрушений при землетрясениях [16].

Поверхности скольжения в разломе шероховатые и зернистые, а между ними находится гранулированный геоматериал. Согласно схеме развития разломов в земной коре [13], на глубине 10-17 км происходит постепенный переход от разрушений типа хрупкого скола к псевдопластическому, а затем и пластическому разрушению, при котором массив геоматериала представляет собой зернистую среду со скольжением. На меньших глубинах в образующихся вдоль разломов зонах милонитизации дробление пород сопровождается межзерновым скольжением, т.е. перемещением отдельных зерен породы друг относительно друга [15]. Причем, физическое моделирование показало, что при величине угла сдвига больше предельного значения образуются поверхности скольжения, вдоль которых отдельные слои зерен смещаются как целое [14]. Из микроструктурных наблюдений следует, что хрупкое

дробление или раздавливание зерен песчаников с высоким содержанием кварца начинается при критическом давлении, величина которого в зависимости от типа исследуемого песчаника составляет 0,75-3,8 кбар [22]. Прерывистое скольжение для гранитов и габбро возможно при термодинамических условиях $P = 2$ кбар, $T = 200$ °С или $P = 5$ кбар, $T = 400$ °С, которые также реализуются в земной коре [13]. Межзерновые деформации, при которых зерна перемещаются друг относительно друга, вращаются, но при этом не деформируются, хорошо развиты в разломах земной коры.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Математически эффект межзернового скольжения при подвижке в разломе можно описать следующим образом. Представим прилегающие друг к другу слои зерен в виде кубической упаковки (рис.2, а), а сдвиг в плоскости скольжения - в виде некоторой схемы (рис.2, б-в). Уравнение движения отдельного зерна с учетом взаимодействия с ближайшими соседними зернами $i-1$ и $i+1$ (по аналогии с теорией дислокаций в кристаллах [4-5]) запишем как

$$m_i \ddot{u}_i = -2\pi \frac{A}{a} \sin 2\pi \frac{u_i}{a} + D_{ii} (u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}), \quad (1)$$

где u_i - смещение зерна из положения равновесия; m_i - масса зерна; a - расстояние между центрами одинаковых периодически расположенных зерен; D_{ii} - тангенциальная контактная жесткость зерен. В модели Френкеля - Конторовой постоянная A , входящая в выражение для периодического

потенциала $U(u_i) = A(1 - \cos 2\pi \frac{u_i}{a})$, характеризует взаимодействие атомов верхней цепочки с атомами соседних с ней цепочек. Физическая природа периодического поля не конкретизируется. В нашем случае будем полагать, что $A = m_i g h$ - максимальное значение потенциальной механической энергии отдельного зерна, центр которого находится на расстоянии h от линии соединяющей центры зерен из прилегающего неподвижного нижнего слоя 2. При скольжении верхнего слоя 1 величина h изменяется, т.е. изменяется положение центра зерна относительно зафиксированного при $u_i = 0$ уровня. Потенциальная механическая энергия уменьшается при спуске и увеличивается при подъеме зерна в процессе скольжения по поверхности зерен соседнего слоя, принимая максимальное значение при $u_i = na$ и минимальное - при $u_i = a/2 + na$ ($n = 0, 1, \dots$). Второе слагаемое в правой части (1) описывает изменение потенциальной упругой энергии (деформацию сдвига) вдоль плоскости скольжения в направлении

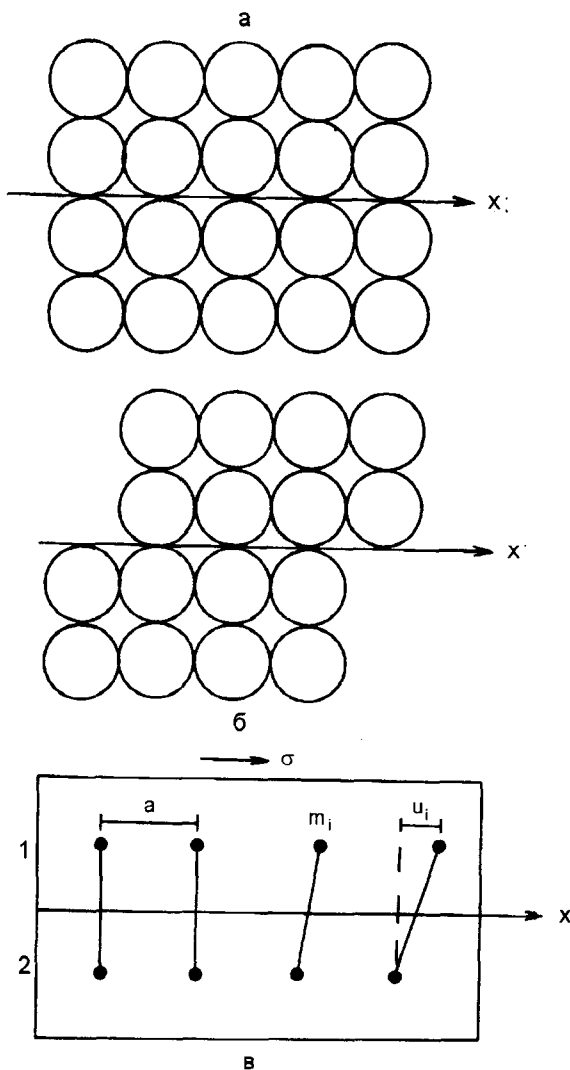


Рис.2. Сдвиг зерен в плоскости скольжения: а - равновесное состояние кубической упаковки; б - межзерновое скольжение; в - схема межзернового скольжения при сдвиговом напряжении σ .

х. При медленном изменении величины смещения u_i от одного зерна к другому можно дискретное значение u_i заменить на непрерывное. В результате

$$u_{i+1}(x) - u_i(x) = u_i'(x)\Delta x + \frac{1}{2!}u_i''(x)(\Delta x)^2. \quad (2)$$

Учитывая это обстоятельство и вводя

обозначение $\Phi = 2\pi \frac{u_i}{a}$ из (1) получим (индекс "i" в дальнейшем опускаем)

$$a^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} - \frac{m}{D_t} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \left(\frac{2\pi}{a}\right)^2 \frac{A}{D_t} \sin \Phi. \quad (3)$$

Необходимо сразу заметить, что отношение нелинейного члена к упругому по порядку величины равно $\Gamma \approx 2\pi^2 r p g \sin(2\pi u_0 / a) x^2 / 3 D_t \mu_0$. Эта оценка

показывает, что нелинейные эффекты должны проявляться при $\Gamma \geq 1$. При характерных параметрах горных пород (указаны ниже) это происходит когда $x \geq x_0 = 0.1-1$ м (в зависимости от величины смещения). Нелинейные эффекты при $x \approx x_0$ накапливаются, а упругое и нелинейное слагаемые становятся величинами одного порядка.

При переходе к независимым переменным $\xi = \frac{\pi}{ap} x$,

$$\eta = \frac{\pi}{p} \sqrt{\frac{D_t}{m}} t, \quad p = \frac{a}{2} \sqrt{\frac{D_t}{A}},$$

из (3) следует стандартный вид уравнения \sin -Гордона

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \eta^2} = \sin \Phi, \quad (4)$$

решением которого является функция [7]

$$\Phi = 4 \operatorname{arctg} \left[\exp \left\{ \frac{\xi - \beta \eta}{\sqrt{1 - \beta^2}} \right\} \right], \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n},$$

где n - некоторая постоянная разделения, превышающая единицу. Используя физические параметры, входящие в исходное уравнение (1), для смещения запишем

$$u(x, t) = \frac{2a}{\pi} \operatorname{arctg} \left[\exp \left\{ \frac{2\pi n}{a^2 \omega_0} \sqrt{gh} (x - Vt) \right\} \right], \quad (6)$$

$$V = a \omega_0 \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n} = v_s \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n}, \quad \omega_0 = \sqrt{\frac{D_t}{m}}, \quad (7)$$

Скорость смещения $v = \frac{\partial u}{\partial t}$ в точке x равна

$$v(x, t) = v_{\max} \operatorname{sech} \left(\frac{x - Vt}{\Delta} \right), \quad (8)$$

$$v_{\max} = -\frac{2n\sqrt{gh}V}{a\omega_0}, \quad \Delta = \frac{a^2 \omega_0}{2\pi n \sqrt{gh}}. \quad (9)$$

Здесь v_{\max} , Δ , V - амплитуда, полуширина и скорость солитона.

ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК СОЛИТОНА ОТ ТАНГЕНЦИАЛЬНОЙ КОНТАКТНОЙ ЖЕСТКОСТИ ЗЕРЕН И ПАРАМЕТРА n

Особую важность при определении V , v_s , v имеет выбор значений контактной жесткости D_t и параметра n . Контакты зерен и их шероховатость контролируют динамические характеристики

горных пород [20]. Наличие цемента и действие эффективного давления увеличивают прочность контактов зерен, а адсорбция флюида на поверхности зерен, наоборот, приводит к ослаблению жесткости контактов [19] и облегчает скольжение зерен.

Согласно [21] тангенциальная контактная жесткость определяется как

$$D_t = \frac{8Gb}{2-\nu}, \quad b = \left[\frac{3(1-\nu^2)rG}{4E} \right]^{1/3}, \quad (10)$$

где G , ν , E - модуль сдвига, коэффициент Пуассона и модуль Юнга материала зерен, соответственно; r - радиус зерен; b - радиус кругового контакта зерен. Величина D_t сильно зависит от параметра b , который невозможно определить непосредственно в натуральных условиях, поэтому для оценки D_t можно ограничиться формулой [21]

$$D_t = \frac{24\pi\rho}{C} \left(V_s^2 - \frac{1}{3}V_p^2 \right), \quad (11)$$

где $C = 9$ - координационное число (число контактов зерна с ближайшими зернами). Все входящие в (11) величины могут быть независимо измерены макроскопическими методами. Из лабораторных экспериментов известно [21], что с увеличением давления растет значение D_t и v_s . При $P = 0,73$ кбар (что приблизительно соответствует глубине 2,5-3 км) величина D_t для песчаника Береа, определенная по значениям скоростей $V_p = 4,272$ км/с и $V_s = 2,745$ км/с с применением (11), составила $2,9 \cdot 10^6$ Н/м. Экстраполяция дает для $P \geq 1$ кбар контактную жесткость $D_t = 4 \cdot 10^6$ Н/м и более. Величина такого порядка (если это специально не оговорено) и была использована при вычислениях. На рис.3 представлена зависимость

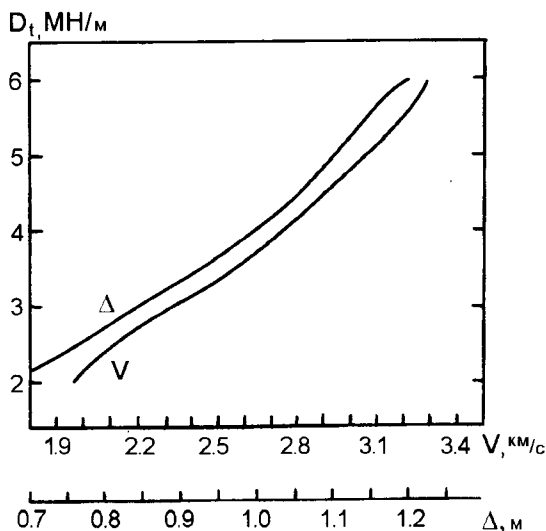


Рис. 3. Зависимость скорости V и полуширины Δ солитона от тангенциальной жесткости контактов зерен горной породы.

скорости и полуширины солитона от значений контактной жесткости. Расчеты проводились при $\rho = 2,65 \cdot 10^3$ кг/м³, $g = 10$ м/с², $n = 2$, $2r = a = 0,3 \cdot 10^{-3}$ м, $h = 0,6 \cdot 10^{-3}$ м. Из рис.3 следует, что при возрастании жесткости контактов увеличиваются значения V и Δ , поведение которых при этом носит одинаковый характер.

Величина параметра n оказывает существенное влияние на изменение отношения скорости разрушения к скорости поперечных сейсмических волн V/v_s , профиля колебательной скорости частиц в разломе v и полуширины возникающего солитона (рис.4-5). Из рисунков видно, что при увеличении n амплитуда v_{\max} солитона и его скорость V возрастают, а ширина солитона при этом уменьшается. Кроме того, из (7) и

(9) можно получить соотношение $v_{\max} = \frac{aV}{\pi\Delta}$, из

которого следует: чем выше солитон, тем он уже, а чем шире солитон, тем меньше его амплитуда и скорость. Именно по этому признаку и выявляются солитоны на сейсмограммах.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Полученные выражения для u , v , V , v_s , по-видимому, можно интерпретировать следующим образом. Отдельный разрыв приводит к деформации - поперечному смещению $u(x,t)$ в виде кинка (6) (рис.1, г). Причем функция $u(t)$, являющаяся решением уравнения (1), не имеет резких скачков и в отличие от перечисленных моделей (рис.1, а-в) заранее не задается. Профиль колебательной

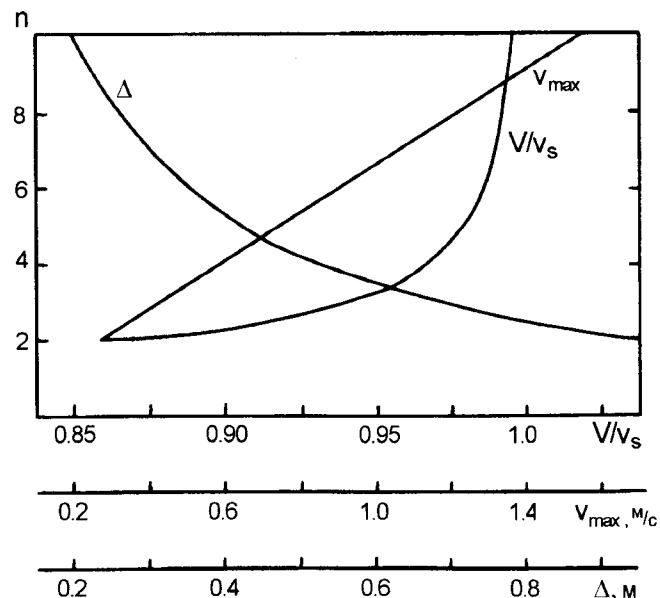


Рис. 4. Зависимость отношения скоростей V/v_s , амплитуды v_{\max} и полуширины Δ солитона $v(x,t)$ от величины параметра n .

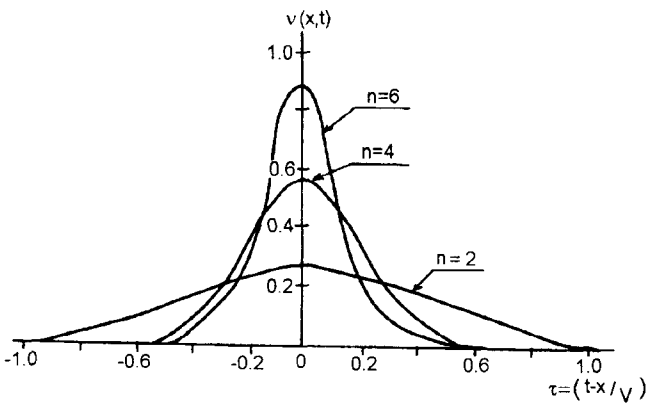


Рис. 5. Профиль колебательной скорости частиц грунта при различном значении параметра n.

скорости v “массовой” частицы имеет форму солитона (8) (рис.5), движущегося по длине разлома со скоростью разрушения V . В момент подвижки возникает сейсмическая поперечная волна со

скоростью $v_s = a\sqrt{\frac{D_t}{m}}$, которая распространяется

перпендикулярно смещению [3,6]. Причем поперечная волна в зависимости от поляризации (SH или SV) может распространяться либо вдоль, либо перпендикулярно разлому. Скорости поперечной волны и волны разрушения связаны соотношением (7). Поперечная волна также как и волна разрушения может иметь форму солитона (это следует

из замены V на $v_s \frac{\sqrt{n^2 - 1}}{n}$ в (8)), что и было уже зафиксировано в результате подвижки при землетрясении Импириал Вэлли (1979 г.) [9]. В пользу такой интерпретации свидетельствуют и полученные при указанных выше значениях ρ , D_t , n , g , r , a , h величины скоростей и их отношений: $v_s = 3,2$ км/с, $V = 2,7$ км/с, $v_{max} = 0,26$ м/с, $V/v_s = 0,86$. Полуширина

Таблица. Скорости разрушения и подвижки при землетрясениях в различных регионах Земли

Событие	Дата	Скорость разрушения, км/с	Средняя подвижка, м
Импириал Вэлли	1940	3,2	2,0
Фукуи	1948	2,3	2,0
Чили	1960	3,5	21,0
Испания	1964	1,4	0,42
Аляска	1964	3,5	7,0
Паркфилд	1964	2,7	0,6
Курилы	1966	3,5	2,9
Перу	1970	2,5	1,6
Сан-Фернандо	1971	2,4	1,4

солитона Δ , соответствующая, вероятно, в данном случае средней подвижке (разрыву смещения), приблизительно равна 1 м. Отметим, что v_{max} при изменении n от 2 до 6 увеличивается от 0,26 до 0,91 м/с (рис.4).

Приведенные значения имеют порядок сравнимый с реальными величинами при землетрясениях. Так, Х.Канамори при синтезировании сейсмограмм для землетрясения Тоттори (1943 г.) получил $V = 2,3$ км/с и амплитуду скорости “массовой” частицы $v_{max} = 0,42$ м/с. При землетрясении Паркфилд (1966 г.) зафиксированы значения $V = 2,7$ км/с и $v_{max} = 0,76$ м/с [3]. Скорости разрушения и средние подвижки при землетрясениях в различных регионах земного шара по данным [3] представлены в таблице. Анализ последствий главного толчка землетрясения Импириал Вэлли (1979г.) позволил установить среднюю скорость фронта разрушения $V=3,1$ км/с, что составило 90 % от скорости поперечных волн [17]. При землетрясении в Чили (1960 г.) также $V/v_s = 0,9$. В большинстве случаев отношение V/v_s действительно оказывается равным 0,9, что и используется при модельных расчетах [3]. Наши вычисления при $n = 2$ дают $V/v_s = 0,86$, а при $n = 3$ $V/v_s = 0,94$ (рис.4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлена математическая модель межзернового скольжения в геоматериалах. Реализация модели дает две волны, имеющие солитоноподобное поведение: поперечную волну со скоростью v_s , распространяющуюся либо вдоль разлома, либо в направлении перпендикулярном разлому, и волну разрушения, движущуюся со скоростью V вдоль разлома. Причем, поперечная волна всегда быстрее волны разрушения и $V/v_s = 0,9$. Показано, что в определенных условиях при подвижке в разломе земной коры может сформироваться солитон, описываемый уравнением $\sin -$ Гордона. Физически возникновение солитона обусловлено межзерновым скольжением. Приведены зависимости характеристик солитона разрушения от величины параметров, входящих в модель межзернового скольжения. Полученные значения колебательной скорости частиц в разломе, скоростей поперечных волн и волн разрушений, их отношения и полуширины солитона удовлетворительно согласуются с реальными величинами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций М.: Наука, 1969. 136 с.
2. Гамбурцева Н.Г., Николаев А.В., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Солитонные свойства телесеизмических волн // Докл. АН СССР. 1986. Т.291. № 4. С.814-816.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир.1985.

- 264 с.
4. Конторова Т.А., Френкель Я.И. К теории пластической деформации и двойникования. I // ЖЭТФ. 1938. Т.8, Вып.1. С.89-95.
 5. Конторова Т.А., Френкель Я.И. К теории пластической деформации и двойникования. II // ЖЭТФ. 1938. Т.8, Вып.12. С.1340-1358.
 6. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
 7. Лэм Дж. Л. Введение в теорию солитонов. М.: Мир, 1983. 294 с.
 8. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
 9. Негматуллаев С.Х., Михайлов С.Л., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Взаимосвязь сейсмокаустик и сейсмических солитонов // Докл. АН Тадж. ССР. 1987. Т.30, № 4. С.235-237.
 10. Негматуллаев С.Х., Михайлов С.Л., Хаврошкин О.Б. NORSAR: поиск каустик и солитонов сейсмического волнового поля // Докл. АН. Тадж. ССР. 1987. Т.30, № 11. С.717-721.
 11. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. АН. 1995. Т.341, № 3. С.403-405.
 12. Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. С.133-215.
 13. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологи-ческая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С.16-28.
 14. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С.5-14.
 15. Структурная геология и тектоника плит. Пер. с англ. / Под ред. К. Сейферга. Т.2. М.: Мир, 1991. С.179.
 16. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч.2. М.: Мир, 1985. 360 с.
 17. Bouin M.-P., Bernard P. Analysis of strong -motion S-wave polarization of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V.84, N 6. P.1770-1785.
 18. Lund P. Interpretation of the precursor to 1960 Great Chilean earthquake as a seismic solitary wave // Pure and Appl. Geophysics. 1983. V.121, N 1. P.17-26.
 19. Murphy W.F., Winkler K.W., Kleinberg R.L. Frame modulus reduction in sedimentary rocks: the effect of adsorption on grain contacts // Geophys. Res. Lett. 1984. V.1. N 9. P.805-808
 20. Palgiauskas V.V. Compressional to shear wave velocity ratio of granular rocks: role of rough contacts // Geophys. Res. Lett. 1992. V.19, N 16. P.1683-1686.
 21. Winkler K.W. Contact stiffness in granular porous materials: comparison between theory and experiment // Geophys. Res. Lett. 1983. V.10, N. 11. P.1073-1076.
 22. Zang J., Wong T.-F., Davis D.M. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks // J. Geophys. Res. 1990. V.95, N B1. P.341-352.

Поступила в редакцию 30 июля 1997г.

V.G. Bykov

Mechanism of soliton formation due to stick-slip in the crustal fault

The possibility of formation of the rupture soliton due to stick-slip in the crust is studied on the basis of the model of intergranular sliding which is analogous to the model by Frenkel-Kontorova elaborated for movement of dislocations in the crystals. As a result of mathematical modeling two waves appear which are characterized by the soliton properties: the shear wave propagated in the direction normal to fault and the rupture wave moving along the fault. It is shown that under certain conditions the solitary wave appears in the granular geomaterials which is described by the sin-Gordon equation. The expressions are obtained for the transverse displacement and particle velocity of the ground near the stick-slip area and also for the shear and rupture wave velocities. The results of the calculations made are consistent with the real parameters of waves from the earthquakes.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В.А. Ахмадулин

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Рассмотрены электромагнитные предвестники землетрясений, которые наблюдались в различных условиях накануне значительных толчков, но нерегулярность и разнообразие их проявления не позволяют рассчитывать на надежный прогноз. Высказывается предположение о том, что они имеют эндогенную природу и связаны с процессами подготовки землетрясений; выход электромагнитного излучения на дневную поверхность в значительной мере определяется геоэлектрическим разрезом, наличие волноводов в котором может объяснить прохождение такого рода излучения из очаговой зоны в атмосферу и ионосферу.

Электромагнитные предвестники землетрясений отмечались при многих землетрясениях, при этом интенсивность излучения и частотный диапазон изменялись в широких пределах. Нерегулярность проявления этой группы предвестников существенно затрудняет объяснение их возможной природы и установление связи с процессами подготовки землетрясений.

Г.А. Соболев (1993) в электромагнитный комплекс геофизических предвестников включает:

1. изменения геоэлектрического разреза на глубинах, позволяющих исключить влияние метеорологических факторов;
2. аномальные изменения уровня электротеллурического поля и его короткопериодные возмущения, коррелирующиеся с землетрясениями;
3. аномальные эффекты в изменениях полного вектора геомагнитного поля;
4. аномальные эффекты электромагнитного излучения в радиоволновом диапазоне (ЭМИ).

Рассмотрим последний класс явлений.

Землетрясение, сопровождающееся достаточно мощным электромагнитным излучением, впервые было отмечено в 1966 г. (Ташкент) [1]. После чего начались систематические наблюдения, при этом регистрировалось в основном изменение во времени количества электромагнитных импульсов (скорость счета). Экспериментальные данные и теоретическое обоснование этого явления и его возможной связи с процессами подготовки землетрясений обобщены в работах [2-4]. Так, крупномасштабное моделирование процессов подготовки и нарушения сплошности монолитных блоков при их нагружении показало, что имеет место корреляция между акустической эмиссией, высокочастотным электромагнитным излучением и трещинообразованием [5]. Результаты модельных экспериментов в целом не противоречат

наблюдениям за электромагнитным излучением очаговых зон, однако, как подчеркивает Г.А. Соболев [4, стр. 219]: "1. Сам факт аномальных вариаций ЭМИ за несколько суток или часов перед некоторыми землетрясениями не вызывает сомнений. 2. Ввиду того, что наблюдения в подавляющем большинстве случаев проводились на одной станции, не установлено местоположение источника. 3. Существует две точки зрения на природу такого рода предвестников: электромагнитные разряды в эпицентральной зоне или изменение ее квазистатического состояния, искажающее прохождение сигналов от удаленных источников. 4. Не исключено, что аномальные изменения ЭМИ лишь косвенно связаны с землетрясениями; и те и другие вызываются источниками тектонического или метеорологического происхождения, оказывающим триггерное воздействие на очаг. 5. Применение ЭМИ для прогноза возможно в настоящее время лишь в совокупности с другими методами, позволяющими уточнить прежде всего местоположение готовящегося очага, а также способствовать раскрытию природы аномалий ЭМИ."

Если же учесть, что глубина очагов землетрясений, как правило, превышает 10 км, то становится проблематичным выход электромагнитного излучения на дневную поверхность в силу скин-эффекта и соответствующего ему затухания высокочастотных импульсов (регистрация ЭМИ при землетрясениях обычно проводилась в диапазоне частот от 0,5 до 81 КГц). Допуская, что источник ЭМИ связан с процессами, происходящими в очаговой зоне готовящегося землетрясения, необходимо рассматривать распространение и выход ЭМИ в районе будущего эпицентра через волноводы. Эффективность этого механизма будет определяться в первую очередь геоэлектрическим разрезом, а также его изменениями в ходе подготовки землетрясения. Если такой механизм имеет ме-

сто, то становится понятным, почему он фиксируется не при всех землетрясениях и формы его проявления существенно отличаются.

Предположение об эндогенной природе источника ЭМИ, а также возможности распространения и выхода на дневную поверхность излучения через волноводы, в значительной степени проясняет вопрос о взаимодействии этого источника с ионосферными процессами, т.к. в атмосфере ЭМИ распространяется без существенного затухания. Не исключено, что зачастую фиксировался вторичный эффект, имеющий ионосферное происхождение.

Импульсный характер ЭМИ обеспечивает искажающий (шумовой) эффект в широком интервале частот, включая УКВ-диапазон. Этим может быть объяснено нарушение режимов связи при прохождении искусственных спутников Земли и пилотируемых кораблей над эпицентрными зонами (и, возможно, по наземным трассам), а также возникновение помех при приеме спутниковой информации. Выбор УКВ-диапазона предпочтителен для разработки прогностических признаков по причине линейного распространения радиоволн.

На основе этих гипотетических предпосылок можно конкретизировать задачи и методы их решения.

1. Необходимо произвести теоретические расчеты моделей волноводов при различных параметрах геоэлектрических разрезов, включая изменения проводимости в приочаговых зонах в процессе подготовки землетрясений.

2. Провести ретроспективный анализ сильных землетрясений, по которым имеются данные по помехам в УКВ-диапазоне, включая нарушения связи и наличие помех на космических снимках, а также для землетрясений, произошедших в зоне уверенного приема радилюбительских радиостанций, с целью выявления корреляционных зависимостей между изменениями условий связи по наземным трассам и этими событиями.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Воробьев А.А. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. 211 с.
2. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Герасимович Е.А., Матвеев И.В. Оперативные электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. 116 с.
3. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмо-электромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 173 с.
4. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
5. Соболев Г.А., Кольцов А.В. Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. М.: Наука, 1988. 203 с.

Поступила в редакцию 10 марта 1997 г.

V.A.Akhmadulin

Electromagnetic forerunners of the earthquakes

Electromagnetic forerunners of the earthquakes are considered which were recorded under different conditions prior to the appreciable tremors, but irregularity and diversity of their manifestation do not permit looking forward to reliable forecast. It is presumed that they are of endogenic character, and are linked to the processes of preparation of earthquakes; the emergence of electromagnetic radiation on the day surface is largely determined by the geoelectrical section, in which the presence of waveguides can explain a transition of such kind of radiation from the source zone to the atmosphere and ionosphere.

В статье Г.Л.Кирилловой «Корреляция меловых событий...» неопечатан список литературы стр.19, в связи с чем редакция приносит свои извинения и печатает недостающую часть:

- 31.Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geologic time scale. First Ed. 1989.
- 32.Hirano H., Takagi K. Cretaceous oceanic anoxias in northwestern Pacific - current conditions and prospect research. Proc. of 15 Intern. Symp. of Kyungpook Nat.Univ., Korea. 1995. P. 345-355.
- 33.Kirillova G.L. The Cretaceous in the Russian Far East. In: The Cretaceous system in East and South Asia. Newsletter special issue IGCP 350. Kyushu Univ., Fukuoka, Japan, 1994. P. 10-14.
- 34.Kirillova G.L. Late Mesozoic environmental history of southeastern Russia. Proc. of 15th Intern. Symp. of Kyungpook Nat.Univ., Korea. 1995. P.93-107.
- 35.Larson R.L., Fisher A.G., Erba E., Premoli Silva (eds.) Apticore-Albicore. A workshop report on global events and rhythms of the mid-Cretaceous, 4-9 October 1992, Perugia, Italy. 1993. 56 p.
- 36.Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an example of Japanese Islands //Tectonophysics. 1986. V. 127. P.305-329.
- 37.Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in southeastern Russia //The Island Arc, 1993. N 2. P.15-34.
38. Okada H., Sakai T. Nature and development of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentary basins in southwest Japan //Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1993. 105(1/2): 3-16.
39. Sey I.I., Repin Y. S., Kalacheva E.D. et al. Eastern Russia. In: The Jurassic of the circum-Pacific. Cambridge Univ.Press. 1992. P.225-245.

Научный редактор Быков В.Г.
Корректор Афанасьева И.А.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 20.04.98 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.18. Усл.-изд.л.17,6
Тираж 200 экз. Заказ 14.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)