

МЕЖДУВОДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗОНЫ ПЕРЕХОДА
ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА
К ТИХОМУ ОКЕАНУ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1977

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

GEOPHYSICAL RESEARCHES
OF THE TRANSITION ZONE
FROM THE ASIATIC CONTINENT
TO THE PACIFIC OCEAN



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

Moscow 1977



550.2

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗОНЫ ПЕРЕХОДА
ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА
К ТИХОМУ ОКЕАНУ

2/47



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



В сборнике представлены статьи участников Советско-Японского симпозиума по изучению строения коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, проходившего в Токио в феврале 1974 г.

Приведены новые данные о глубинном строении, тектонике, сейсмичности, геофизических полях и тепловых потоках островных дуг и окраинных морей Дальнего Востока.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов – геофизиков, геологов, интересующихся вопросами строения и развития земной коры и верхней мантии и ведущих исследования в этой области.

Ответственные редакторы

кандидаты геолого-минералогических наук

Б.С. ВОЛЬВОВСКИЙ, А.Г. РОДНИКОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник и сборник "Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану" – это материалы II Советско-Японского симпозиума, который проходил в Японии (Токио) в феврале 1974 г. и был посвящен итогам сотрудничества ученых двух стран в области изучения строения земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана.

Идея о таком сотрудничестве возникла в 1966 г. во время заседания Тихоокеанского научного конгресса в Токио.

Между советскими и японскими учеными была достигнута принципиальная договоренность о необходимости научных контактов при проведении геофизических исследований в дальневосточных акваториях и в западной части Тихого океана, а также об эквивалентном обмене специалистами для участия в совместных геолого-геофизических исследованиях.

Первый этап сотрудничества (1968–1970 гг.) был посвящен ознакомлению с особенностями применяемой в каждой стране методики глубинного сейсмического зондирования, так как в этой области было накоплено больше данных и существовали расхождения в представлении результатов, вызванные различным подходом к методике обработки данных. Взаимные посещения институтов обеих стран, сравнение полученных материалов, составление единых методических указаний по проведению и обработке материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), совместное участие специалистов в океанологических экспедициях, в том числе советских ученых в составе сухопутной экспедиции на территории Японии, позволили изучить специфику и организацию японских экспериментов по ГСЗ. Этот этап сотрудничества был завершен Советско-Японским семинаром в г.Находка в 1970 г. Тематика семинара включала как вопросы ГСЗ, так и результаты исследований, выполненных другими геофизическими и геологическими методами. Материалы семинара были опубликованы в Японии и в СССР ("Окраинные моря и островные дуги". Токио, 1971 на япон. яз.; "Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг". Южно-Сахалинск, 1972 – на рус. яз.).

Советско-японское сотрудничество принесло значительные научные результаты. В пределах окраинных морей и островных дуг Дальнего Востока проведен большой объем геофизических и геологических исследований, выполненных советскими и японскими учеными. Изучено глубинное строение земной коры и верхней мантии крупных тектонических структур территории СССР и Японии, составлены карты геофизических полей акваторий Японского и Охотского морей, изучена фокальная зона землетрясений Курило-Камчатской и Японской островных дуг, проведены исследования по изучению глубинной структуры вулканических областей, что позволяет провести сейсмологическое и вулканическое районирование, приблизиться к прогнозированию землетрясений и извержению вулканов.

Во время второй встречи в Токио были обсуждены различные научные и практические проблемы следующего этапа совместных исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану, включающей окраинные моря, такие, как Японское и Охотское, и островные дуги – Курило-Камчатскую и Японо-Сахалинскую, – где в последнее время проведены обширные геолого-геофизические работы.

Были рассмотрены вопросы геологического строения региона, его глубинная структура, тектоника, сейсмичность, геофизические поля, тепловые потоки и вулканизм. В работе симпозиума приняло участие 20 советских ученых и свыше 100 японских специалистов в различных областях геофизики и геологии переходной зоны.

Участники симпозиума отметили эффективность советско-японского сотрудничества в изучении глубинного строения северо-западной части Тихого океана, протекавшего в рамках Международного геодинамического проекта. Научные результаты, доложенные на симпозиуме, вызывают взаимный интерес и указывают на возможность получения в обеих странах сравнимых данных по геофизике и геологии изучаемого региона. Была подтверждена необходимость дальнейшего согласования усилий по накоплению фактических материалов и периодического обсуждения. Включенные в сборник статьи советских и японских ученых выражают важные вопросы строения земной коры и мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану, вулканизма и сейсмичности островных дуг.

Большую помощь в подготовке сборника статей к опубликованию оказали Е.А. Любимова, А.Е. Сузюмов, Е.Г. Мирлин, П.А. Строев, которым редакция выражает искреннюю признательность.

**СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ПОД ТИХИМ ОКЕАНОМ, ЯПОНСКИМИ ОСТРОВАМИ
И ЯПОНСКИМ МОРЕМ**

Введение

Эта статья подводит краткий итог последним работам автора (Yoshii, 1972–1973), в которых продемонстрированы структурные изменения в верхней мантии не только под тектонически активным районом Японских островов, но и в районе Тихого океана.

Главным в указанных выше статьях является введение двумерной или одномерной остаточной аномалии силы тяжести (*RGA*), определяемой как разность между наблюдаемой аномалией и аномалией, теоретически вычисленной для определенной модели земной коры. Например, одномерная остаточная аномалия силы тяжести выглядит следующим образом:

$$RGA = FA - 2\pi k^2 \sum_i H_i (\rho_i - \rho_m),$$

где *FA*, *k*² и ρ_m – соответственно гравитационная аномалия в свободном воздухе, постоянная силы тяжести и плотность верхней мантии; *H_i* и ρ_i – мощность и плотность *i*-го слоя коры, определяемые по наблюдениям сейсмических волн взрывов; ρ_i определяется по скорости сейсмических волн *V_i* с помощью подходящего соотношения между скоростью и плотностью (например, зависимости Нейфа и Дрейка (Nafe, Drake, 1957)), ρ_m предполагается постоянной. Суммирование по *i* производится по всему разрезу коры.

RGA, или мантийную, аномалию силы тяжести, можно рассматривать как своего рода аномалию Буге, которая означает, что в верхней мантии имеется аномальная масса.

Строение верхней мантии вблизи Японских островов

Весьма характерная неоднородность верхней мантии под островными дугами (к числу которых относятся Японские острова) хорошо известна (например, Utsu, 1971). Эта неоднородность отчетливо обнаруживается в *RGA* на участке профиля от западной части Тихого океана до северо-восточной части Японского моря, как видно на рис. 1 (Yoshii, 1972a). На рис. 1, *a* изображен разрез земной коры в северо-восточной Японии, построенный в результате регистрации сейсмических волн от взрывов (Ludwig et al., 1966; Yoshii, 1972a). Несмотря на меньшую глубину воды, граница Мохоровичча под Японским морем залегает приблизительно на том же уровне, что и в западной части Тихого океана.

На рис. 1, *b* показаны теоретическая аномалия силы тяжести, соответствующая разрезу на рис. 1, *a*, и наблюденная аномалия, а на рис. 1, *c* – разность между ними, т.е. остаточная аномалия силы тяжести. В общей картине распределения *RGA* наиболее важными особенностями являются положительная аномалия в окрестности Японского желоба и отрицательная аномалия в Японском море.

На основании главным образом модели Уцу (Utsu, 1971) была построена модель верхней мантии (рис. 2, *a*, пример 1). Глубина слоя малой скорости, а соответственно и малой плотности, была принята равной 70 км в западной

части Тихого океана (Капамоти, Press, 1970) и 30 км в Японском море (Abe, Капамоти, 1970). На рис. 2, б приведены аномалии силы тяжести, рассчитанные для этой модели. Разность плотностей $\Delta\rho$ предварительно была принята равной $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$. Легко видеть, что рис. 2, б весьма близок к рис. 1, б. Отрицательные аномалии в Японском море возникли из-за того, что слой с малой скоростью залегает ближе к поверхности, а положительные аномалии вблизи Японского желоба объясняются наклонным слоем более высокой плотности.

На рис. 3, а изображена модель (пример 3), построенная по положению гипоцентров землетрясений. Теоретические мантийные аномалии силы тяжести

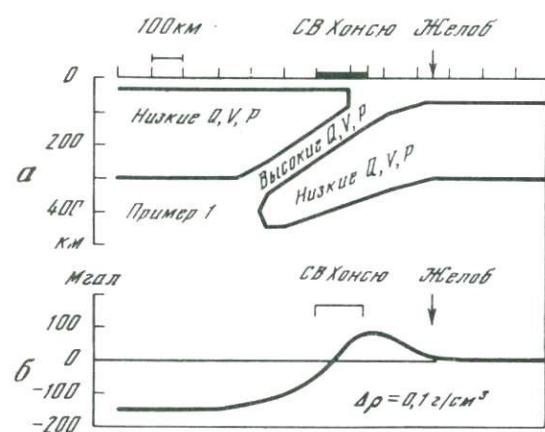
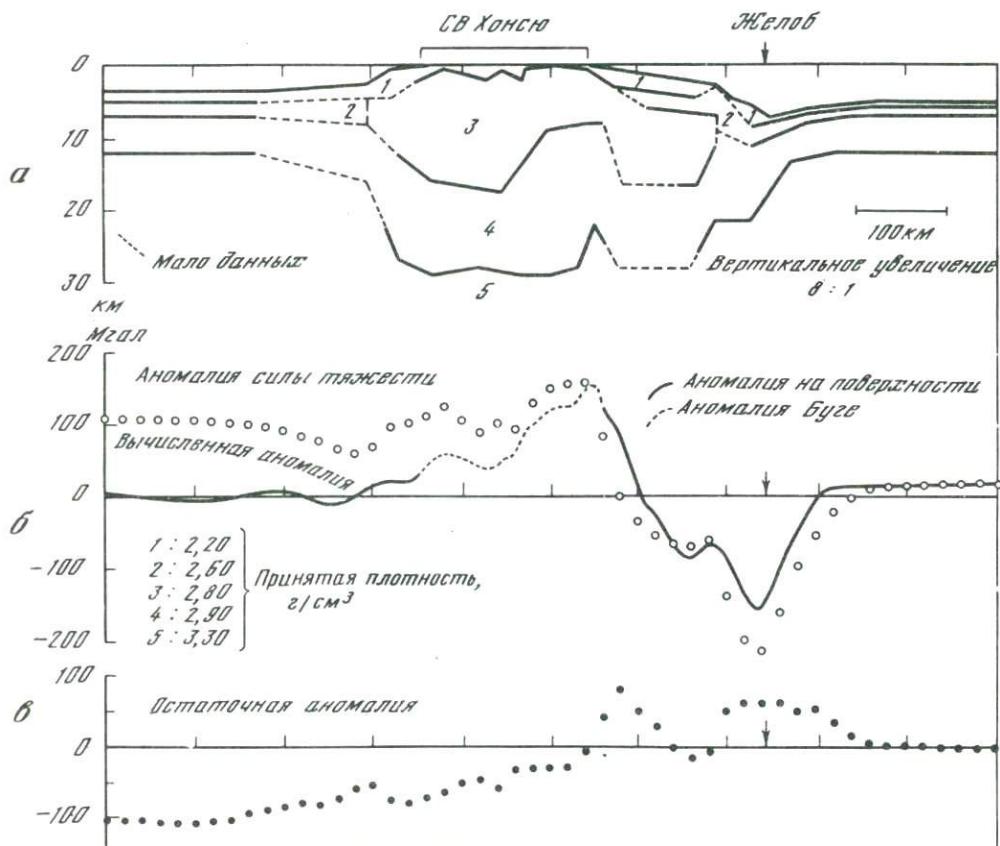


Рис. 1. Разрез коры на северо-востоке Японии (а), наблюдаемая и вычислённая аномалии силы тяжести (б), а также остаточная аномалия силы тяжести (в), полученная из рис. 1, б

Рис. 2. Модель верхней мантии (а), основанная на модели Узу, и вычислённая аномалия силы тяжести (б), соответствующая модели, изображенной на рис. 2, а

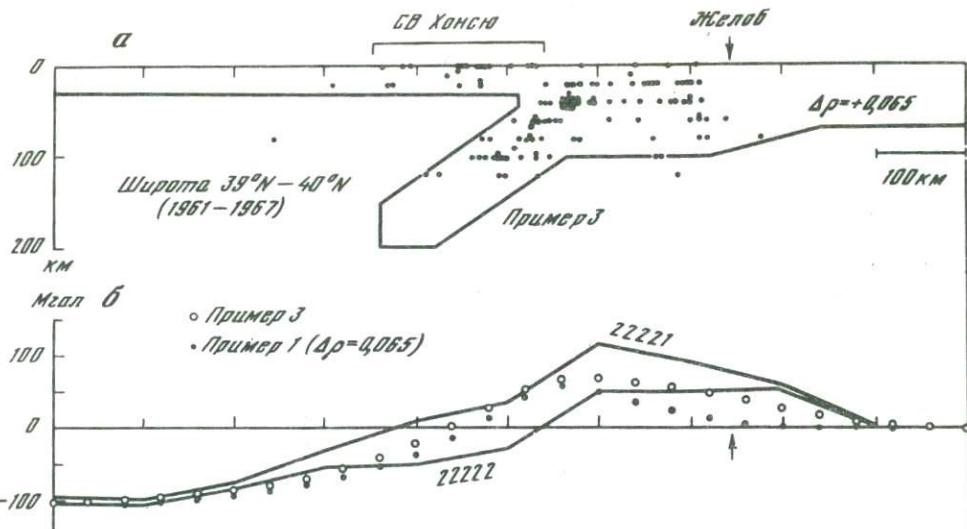
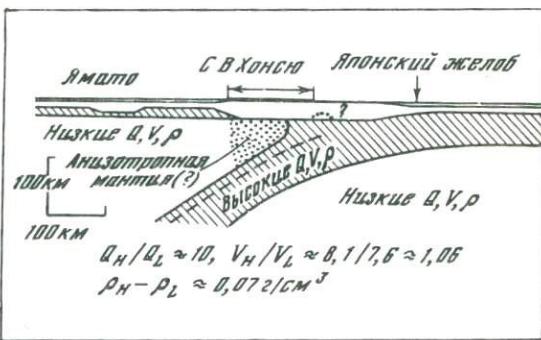


Рис. 3. Модель верхней мантии для случая 3 (а) (точками нанесены очаги землетрясений), а также модели 22221 и 22222 остаточных аномалий силы тяжести и теоретические аномалии для примеров 1 и 3 (б)

Рис. 4. Предлагаемая модель строения северо-восточной Японии

Океаническая изотерма, по Кларку и Рингвуду и пласт влажного перидотита, по Кусиро и др.



для примеров 1 и 3 приведены на рис. 3, б. На этот рисунок линиями нанесены также наблюдаемые остаточные аномалии с рис. 1, б. Плотность мантии ρ_m для модели 22221 была принята равной $3,4 \text{ г}/\text{см}^3$. Теоретические и наблюдаемые аномалии очень хорошо согласуются друг с другом.

Модель строения земной коры и верхней мантии на северо-востоке Японии, показанная на рис. 4, была получена на основе приведенных выше рассуждений. Предполагалось, что на суше в северо-восточной части о-ва Хонсю кора непосредственно контактирует со слоем малой скорости. На очень низкую скорость волн P_n указывали результаты анализа сейсмических волн взрывов (Yoshii, Asano, 1972). Недавно это предположение было подтверждено результатами измерений на большом расстоянии от взрыва; в частности, скорость волны P_n оказалась равной $7,53 + 0,05 \text{ км}/\text{сек}$ (данные Окада и др.).

Соотношение между RGA и тепловым потоком в районе Тихого океана и прилегающих краевых морях

Поскольку RGA является хорошим индикатором состояния верхней мантии, можно ожидать, что имеется отчетливое соотношение между значениями RGA и теплового потока. На рис. 5 показано соотношение между этими величинами в Тихом океане и прилегающих к нему краевых морях (Yoshii, 1972b). Если говорить о тихоокеанских данных (1, 2), то обнаруживается четкая зависимость, а именно: чем больше тепловой поток, тем меньше RGA .

Чтобы объяснить такое соотношение, были рассмотрены две простые модели. В примере I (рис. 6) предполагалось, что глубина залегания слоя с малой скоростью определяется пересечениями температурных кривых, соответствующих различным значениям теплового потока, с кривой температуры солидуса для "влажного периодита" (кривая 2) (Kushiro et al., 1968), и была принята постоянная разность плотностей. В примере II были принятые простые температурные кривые, а именно постоянный градиент температуры и постоянная температура в слое малой скорости и над ним, и вычислялся эффект теплового расширения.

Как показано на рис. 7, эти модели хорошо объясняют наблюдаемое соотношение между значениями RGA и теплового потока.

Весьма примечателен тот факт, что значения RGA в краевых морях (типа Японского моря) систематически выше на 100–150 мгал, чем на Тихом океане.

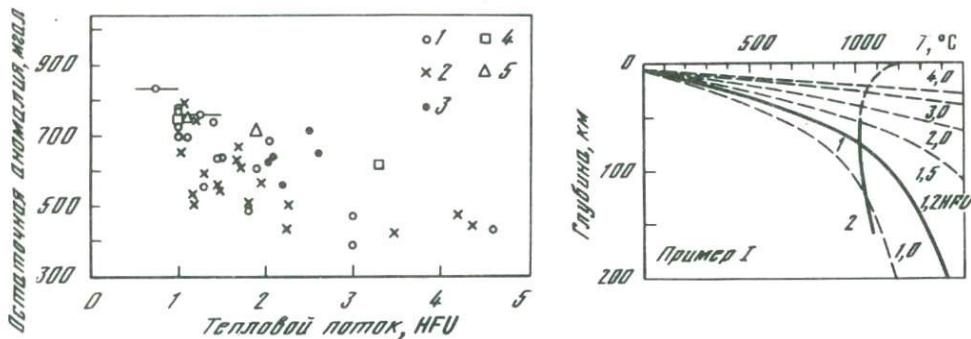


Рис. 5. Соотношение между RGA и тепловым потоком в Тихом океане и окружающих его краевых морях

1 – Тихий океан; 2 – Тихий океан ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$); 3 – Японское море; 4 – Филиппинское море; 5 – Берингово море

Рис. 6. Глубина слоя с малой скоростью, определяемая из температурных кривых и солидуса для "влажного" периодита для примера I

1 – данные Кларка и Рингвуда (1964) для океанической геотермы; 2 – данные Кусиро и др. (1968) для влажных периодитов

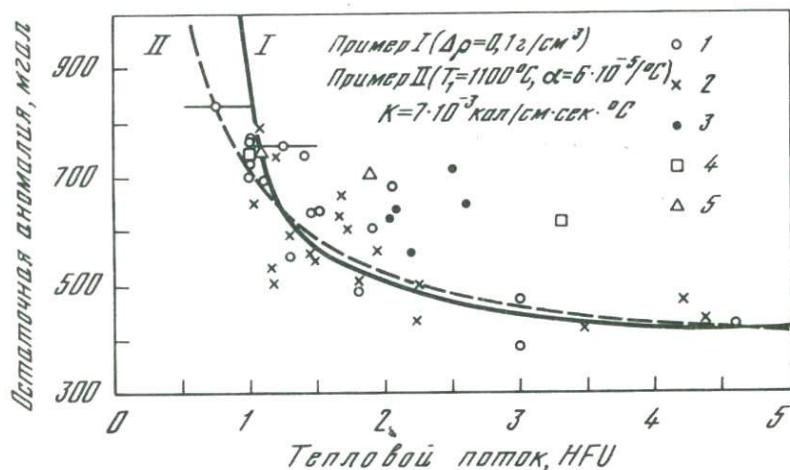


Рис. 7. Теоретические соотношения между RGA и тепловым потоком для примеров I и II в сравнении с наблюдаемыми

Условные обозначения, как на рис. 5

Соотношение между RGA и возрастом океанического дна северной части Тихого океана

Зависимость между RGA и возрастом океанического дна в северной части Тихого океана была исследована в свете теории тектоники плит (Yoshii, 1973а, б). На рис. 8 зачерненными кружками показано положение сейсмических полигонов, исследованных с помощью взрывов (всего 108 точек). Возраст океанического дна менее 80 млн. лет был определен по анализу магнитных аномалий, проведенному Т. Отутгером и Х. Менардом (Atwater, Menard, 1970). Для более старых районов были приняты изохроны Р. Л. Ларсона и К. Ж. Чейза (Larson, Chase, 1972), нанесенные на рис. 8 прерывистыми линиями. Наблюдаемые аномалии в свободном воздухе принимались равными нулю для всего Тихого океана, за исключением зоны вблизи желоба. Это допущение не оказывает особого влияния на конечный результат.

Найденное таким образом соотношение RGA/возраст приведено на рис. 9. Были вычислены осредненные значения RGA по интервалам 10 млн. лет для шести отдельных районов, обозначенных квадратами на рис. 8. Четко определена стандартная кривая, показанная пунктиром. Однако обнаружено два особых района. Первый – это район Гавайских островов (для квадратов 1 и 2 на рис. 8), где значения RGA ниже стандартной кривой примерно на 100 мгаль. По-видимому, это обусловлено недавним внедрением магмы, поднявшейся через литосферу. Вторым особым районом является впадина в районе рифа Паресе-

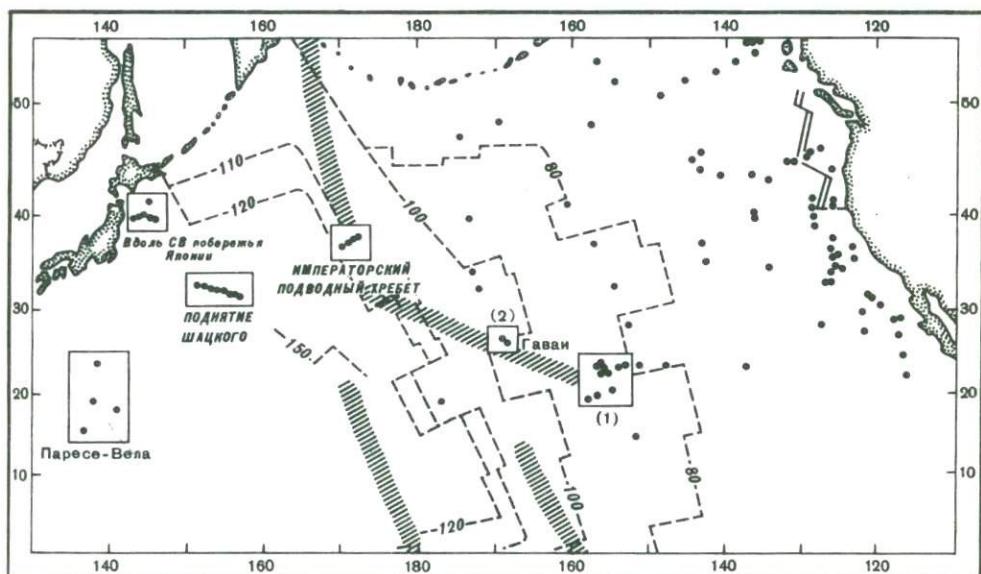
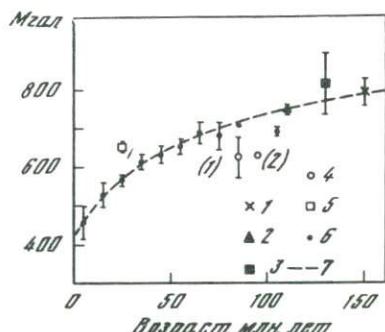


Рис. 8. Расположение проанализированных сейсмических профилей, исследованных с помощью взрывов

Рис. 9. Соотношение (RGA/возраст) на севере Тихого океана и во впадине в районе рифа Паресе-Вела, осредненные для квадратов, показанных на рис. 8

1 – Поднятие Шатского; 2 – Императорский подводный хребет; 3 – Северо-Восточная Япония; 4 – Гавайский регион (см. квадраты 1 и 2 на рис. 8); 5 – рифт Паресе-Вела; 6 – вычисленные осредненные значения по интервалам 10 млн. лет; 7 – сглаживающая их кривая



Вела, где по проекту JOIDES пробурены две скважины и возраст впадины определен в 25 млн. лет. Здесь значения RGA превышают стандартную кривую приблизительно на 100 мгал. Вновь обнаружен особый характер краевых морей, аналогичный тому, который показан на рис. 6.

Заключительные замечания

Постепенные изменения значений RGA , приведенных на рис. 5 и 9, позволяют предположить, что верхняя мантия под океанами со временем уплотняется из-за охлаждения, вызываемого теплопроводностью. Если слой малой скорости рассматривать как зону частичного плавления (Anderson, Sammis, 1970), то затвердевание верхней части этого слоя вследствие диссипации молекул с высокой температурой может привести к утолщению литосферы, или "плиты", в стороне от срединно-оceanического хребта. Утолщение плиты, по-видимому,

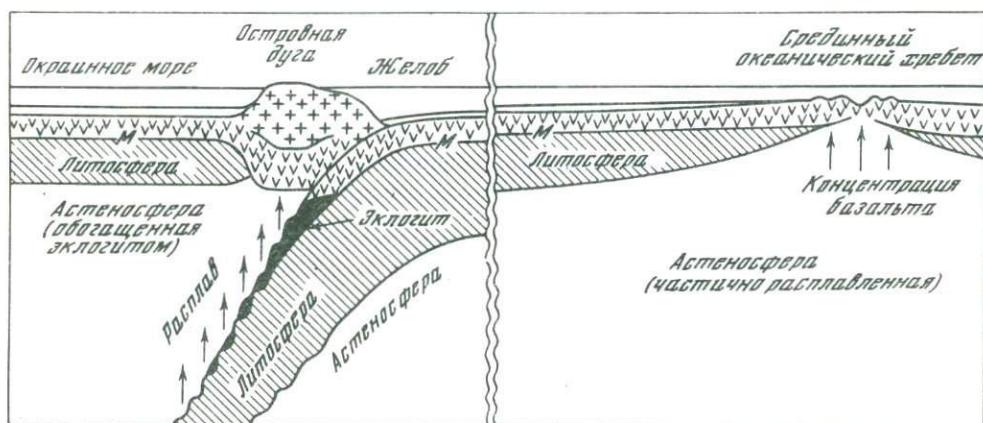


Рис. 10. Схематическая модель строения коры и мантии вблизи срединно-oceanического хребта и островной дуги

наиболее примечательное явление в процессе остывания oceanической верхней мантии (Yoshii, 1972b).

Весьма важной проблемой является специфичность краевых морей. Большие значения RGA в краевых морях, чем в Тихом океане, могут свидетельствовать о том, что вещество верхней мантии под этими морями имеет "по происхождению" более высокую плотность. Рис. 10 иллюстрирует один из возможных механизмов, создающий особое вещество верхней мантии под краевыми морями.

ABSTRACT

The residual gravity anomaly, or the mantle gravity anomaly, is introduced in order to examine the upper-mantle heterogeneity. Very complicated structure of the lithosphere beneath the Japanese Islands and the Sea of Japan is inferred from the residual gravity anomaly. A gradual but remarkable change in the Pacific Ocean is also implied by the residual anomaly.

ЛИТЕРАТУРА

- Abe K., Kanamori H. Mantle structure beneath the Japan Sea as revealed by surface waves. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1970, 48, 1011–1021.
Anderson D.L., Sammis C. Partial melting in the upper mantle. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1970, 3, 41–50.

- Atwater T., Menard H.W. Magnetic lineations in the Northeast Pacific. — Earth Planet. Sci. Letters, 1970, 7, 445–450.
- Kanamori H., Press F. How thick is the lithosphere? — Nature, 1970, 226, 330–331.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. — J. Geophys. Res., 1968, 73, 6023–6029.
- Larson R.L., Ghase C.G. Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean. — Bull. Geol. Soc. America, 1972, 83, 3627–3644.
- Ludwig W.J., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi I. Sediments and structure of the Japan Trench. — J. Geophys. Res., 1966, 71, 2121–2137.
- Nafe J.E., Drake C.L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocity of compressional and shear waves. — Geophysics, 1957, 22, 523–552.
- Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of Island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. Space Phys., 1971, 9, 839–890.
- Yoshii T. Features of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies. — J. Phys. Earth, 1972a, 20, 23–34.
- Yoshii T. Terrestrial heat flow and features of the upper mantle beneath the Pacific and the Sea of Japan. — J. Phys. Earth, 1972b, 20, 271–285.
- Yoshii T. Normal ocean, marginal seas and hot spots. — Nature Phys. Sci., 1973a, 244, 92–93.
- Yoshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific Ocean and the marginal seas. — J. Phys. Earth, 1973b, 21, 313–328.
- Yoshii T., Asano S. Time-term analyses of explosion seismic data. — J. Phys. Earth, 1972, 20, 47–58.

ПОЛЯ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН
ДЛЯ ОБОБЩЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КОРЫ
ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА¹

Современная морская сейсмика располагает различными способами регистрации и методами интерпретации, которые определяют детальность получаемых скоростных разрезов земной коры. Широкая гамма скоростей, наблюдаемая во многих частях Мирового океана, определяется не только разнообразием строения различных регионов, но зависит и от методики исследования. Так, например, регистрация отраженных волн в последующих вступлениях при использовании высококорреляционной методики² и детальных наблюдений с донными сейсмическими станциями позволила выделить в различных частях Тихого океана в низах коры новый высокоскоростной слой ($\sim 7,6$ км/сек) в тех районах, в которых он ранее не выделялся (Hussong, 1972; Sutton et al., 1971a, b).

В связи с этим возникла необходимость пересмотра прежних представлений об очень простой модели коры океанического типа. В результате была создана новая модель. В настоящей работе дается основная характеристика волновых полей отраженных и преломленных продольных волн для новой модели и сравнение полей первых волн, регистрируемых гидрофоном и различными компонентами донной сейсмической станции.

§ 1. Поля продольных волн для обобщенной сейсмической модели коры океанического типа

До последнего времени сейсмические разрезы строили по данным регистрации волн с помощью гидрофонов, расположенных вблизи поверхности воды. Волны возбуждались приповерхностным источником. При этом на записях выделялись в основном первые вступления, образованные преломленными волнами, и на основании этих данных составляли скоростной разрез. Такая методика позволяет достаточно уверенно строить простые однородно-слоистые модели коры, хотя во многих случаях они могут не освещать важных особенностей разреза, таких, как, например, тонкие выпадающие слои с повышенными скоростями или тонкослоистые пачки.

По мере накопления сейсмического материала Райтом в 1956 г. (Raitt, 1956) была составлена первая статистическая модель коры для Тихого океана, которая, наряду с разнообразием параметров скоростных моделей, вывела и их общие, достаточно устойчивые черты, присущие коре океанических глубоководных котловин. Более поздняя уточненная модель (Shor et al., 1970) обобщала данные 130 скоростных колонок, полученных при глубине воды, большей

¹ На симпозиуме в Токио было доложено содержание статьи, уже опубликованной на русском языке. Однако мы сочли возможным здесь дать в новом освещении краткое резюме этой статьи и дополнить его новыми разработками, связанными с развитием методики донных наблюдений.

² Имеется в виду ASPER - Airgun-Sonobuoy-Precision Echo-Recorder- или аналогичные системы частотного возбуждения и многоканального приема сейсмических сигналов, применяемые в морской сейсморазведке по методу отраженных волн.

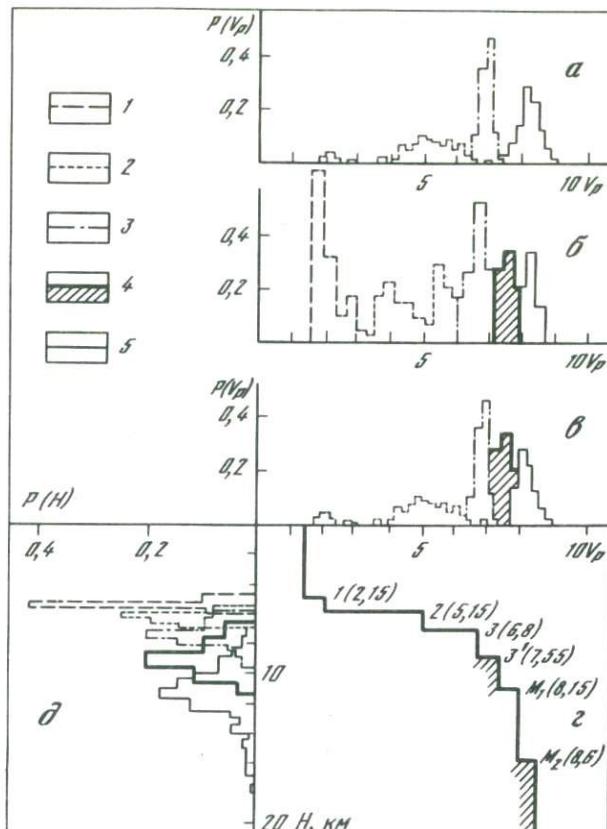


Рис. 1. Обобщенная модель коры океанического типа для Тихого океана
 а – распределение скоростей, полученное Г. Шором и др. (Shor et al., 1970);
 б – распределение скоростей, полученное при комплексной более детальной методике регистрации; в – распределение скоростей для обобщенной модели;
 г – обобщенная модель коры, построенная по средним значениям скоростей и мощностей слоев; δ – распределение мощностей отдельных слоев обобщенной модели
 1 – осадочный слой; 2 – переходный или второй слой; 3 – океанический, или третий слой; 4 – новый высокоскоростной слой в низах коры; 5 – мантия; M₂ – новая граница

2500 м, в различных частях бассейна Тихого океана, за исключением желобов и их склонов (рис. 1, а). Эта статистическая модель состоит из четырех слоев: осадочного, переходного, океанического и мантии (табл. 1). Встречавшиеся в некоторых случаях промежуточные слои были осреднены авторами (Shor et al., 1970) и включены в модель, состоящую только из четырех слоев.

Кинематика волнового поля для этой статистической модели хорошо согласуется с кинематикой первых вступлений, наблюдаемых при регистрации преломленных волн. Эта модель обеспечивает смену первых волн со скоростями 2,10; 5,15; 6,8 и 8,15 км/сек на эпицентральных расстояниях 7, 12 и 36 км соответственно (Raitt, 1963).

В период с 1968 по 1973 г. при комплексном сочетании различных методик наблюдений было построено 68 новых разрезов земной коры для различных районов Тихого океана. Эти данные в основном собраны в диссертации Д. Хассонга (Hussong, 1972). Анализ новых данных и сравнение их с советскими материалами (Kosminskaya, Zverev, 1968; С.М. Зверев, 1970) позволили авторам составить новый вариант обобщенной модели коры и верхней мантии океанического типа. Эта модель, включая верхи мантии, состоит из шести слоев: осадочного, переходного, океанического, нового высокоскоростного слоя в

Таблица 1

Параметры статистической модели Г.Шора, Г.Менарда и Р.Райта
(Shor et al., 1970)

Слой	Скорость P -волн, км/сек		Мощность, км	
	среднее значение	медианное значение	среднее значение	медианное значение
Осадочный	2,20±0,31	2,10	0,66±0,90	0,34
Переходный	5,19±0,64	5,15	1,49±0,98	1,21
Океанический	6,81±0,16	6,82	4,62±1,30	4,57
Мантия	8,15±0,30	8,15		
Глубина границы M				
от поверхности воды			10,81±2,15	10,67
от поверхности дна			6,64±2,07	6,26

Таблица 2

Параметры обобщенной модели коры океанического типа для Тихого океана

Слой	Скорость P -волн, км/сек	Мощность, км	
		1-й вариант	2-й вариант
Кора			
Осадочный	2,15	0,3	0,3
Переходный	5,15	1,2	1,2
Океанический	6,80	3,5	2,0
Высокоскоростной	7,55	1,0	2,5
Верхняя мантия			
Граница M_1	8,15	5,0	5,0
Граница M_2	8,60	-	-

Таблица 3

Интервалы прослеживания (км) преломленных волн
в первых вступлениях

Модель	Волна					
	$P_{\text{пр}}^{2,15}$	$P_{\text{пр}}^{5,15}$	$P_{\text{пр}}^{6,80}$	$P_{\text{пр}}^{7,55}$	$P_{\text{пр}}^{M_1}$	$P_{\text{пр}}^{M_2}$
	1	2	3	4	5	6
Статистическая (Shor et al., 1970)	< 7	7-12	12-36	-	>36	-
Обобщенная						
вариант 1	< 7	7-11	11-35	-	35-65	>65
вариант 2	< 7	7-11	11-20	20-35	35-75	>75

Рис. 2. Распределение скоростей для коры континентального (а) и океанического (б) типов

Обозначения, как на рис. 1

низах коры и мантии с границами M_1 и M_2 . Распределения скоростей и мощностей слоев этой модели даны на рис. 1, а и 1, б. Среднестатистические параметры слоев даны на рис. 1, в и в табл. 2.

Рассмотрим существенные отличия обобщенной модели от широко известной статистической модели (Shor et al., 1970). Более подробно распределения параметров отдельных слоев для обобщенной модели приведены в предыдущей работе (Косминская, Капустян, 1975).

Во-первых, в низах коры выделен новый высокоскоростной слой. Медианное значение скорости в нем равно 7,55 км/сек и мощности – 2,5 км (рис. 1, д). Отсутствие этого слоя в статистической модели Г.Шора и др. можно объяснить тем, что во многих случаях этот слой может быть недостаточно мощным для того, чтобы преломленные от него волны были бы четко различимы в первых вступлениях, либо он является выпадающим слоем, либо его вообще не существует в некоторых из исследуемых ранее Г.Шором и др. районах. Для модели, параметры которой приведены в табл. 1, мощность такого выпадающего слоя должна быть не более 1 км.

Граница M в новой модели так же, как и в статистической модели Г.Шора и др., характеризуется средней скоростью 8,15 км/сек и имеет большее стандартное отклонение по сравнению со скоростями в коре, хотя точность определения скорости на ней не меньшая, чем для коровых границ. Медианное значение глубины границы M от поверхности воды составляет 11 км и глубина изменяется от 8 до 15 км (рис. 1, д). Такой разброс значений глубин и скоростей, особенно в области больших глубин, дает основание предполагать, что, по-видимому, в набор наблюдаемых разрезов могли быть включены данные и о более глубоких и высокоскоростных границах в самой верхней части мантии.

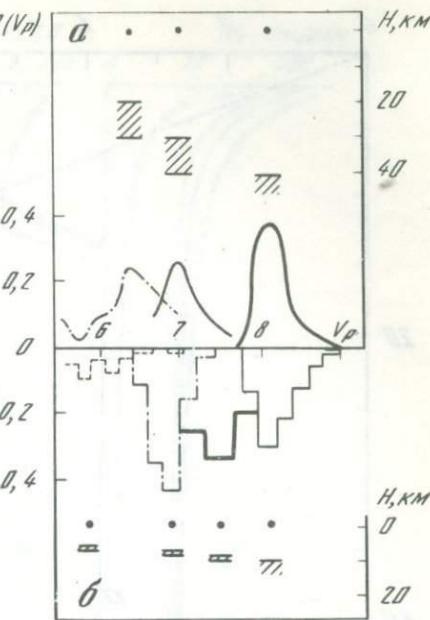
Об этом свидетельствуют и экспериментальные данные. При работах по ГСЗ северо-восточнее Курильских островов (Kosminskaya, Zverev, 1968; Зверев, 1970; Kosminskaya et al., 1972) была обнаружена граница M_2 со скоростью 8,6 км/сек.

Таким образом, новая обобщенная модель описывается более широкой гаммой скоростей. Скоростная статистика для океана близка к наблюдаемому распределению для континентальной коры (Вольковский, 1973), хотя континентальная кора состоит из значительно более мощных слоев, чем океаническая (рис. 2).

Так как главным отличием новой модели коры от прежней является выделение высокоскоростного слоя, то при анализе волновых полей продольных волн было рассмотрено два варианта модели: 1) модель с тонким выпадающим высокоскоростным слоем в низах коры, мощность которого равна 1 км; 2) модель с толстым высокоскоростным слоем, мощность которого равна 2,5 км.

Для каждого варианта были построены гидографы, амплитудные кривые, графики кажущихся скоростей и синтетические сейсмограммы для отраженных и рефрагированных продольных волн. Расчеты проводились по программе (Валюс и др., 1974) в нулевом приближении лучевого метода (с интерференцией).

На рис. 3 приведены гидографы отраженных и рефрагированных продольных волн с редукцией к скорости 8,0 км/сек для модели с выпадающим высокоскоростным слоем. Кинематика первых вступлений хорошо согласуется с гидографами для модели Г.Шора и др. (табл. 3). Волна со скоростью 7,55 км/сек



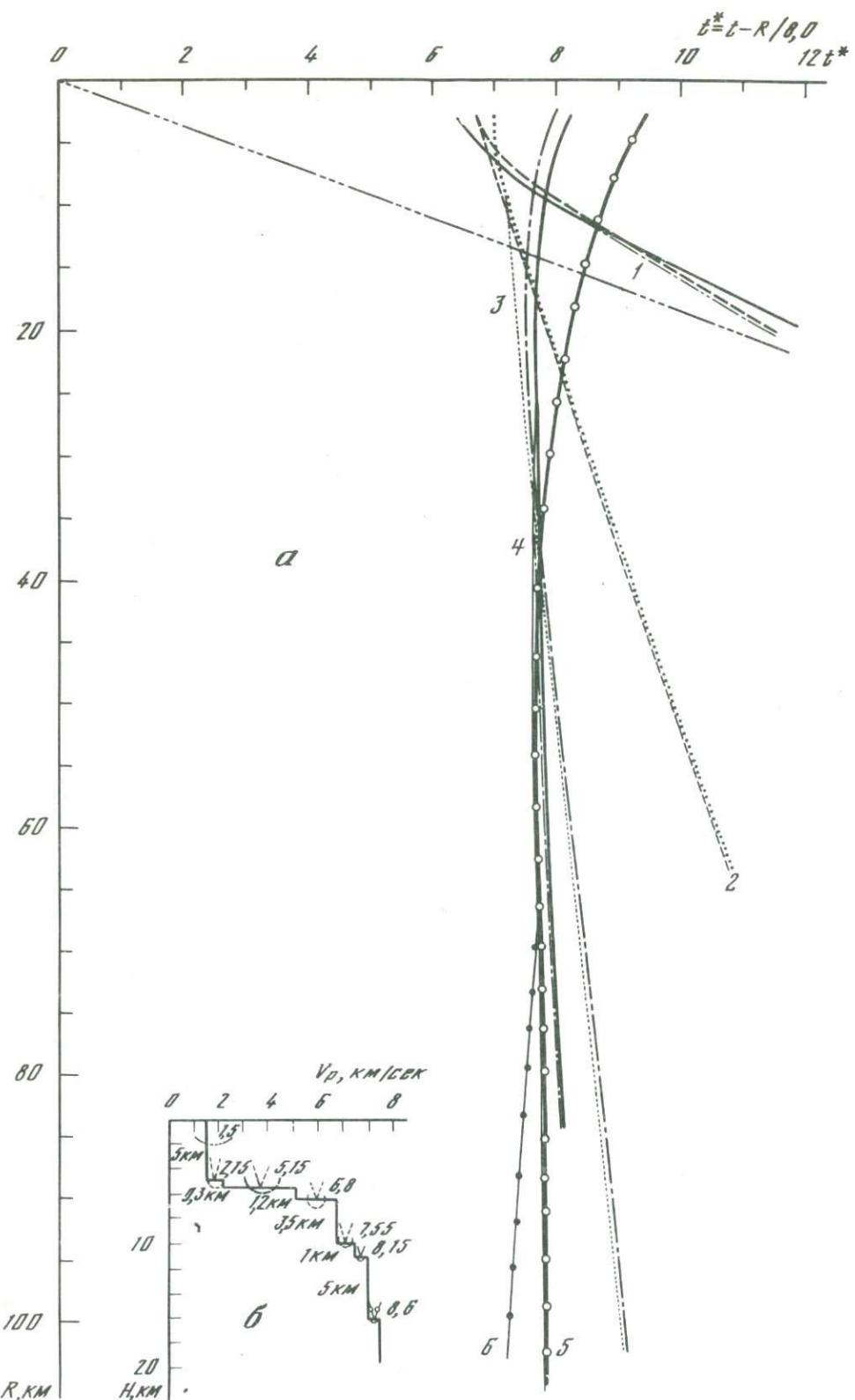


Рис. 3. Редуцированные годографы (а) преломленных и отраженных продольных волн для модели (б) с выпадающим высокоскоростным слоем. Обозначение волн 1-6 см. в табл. 3

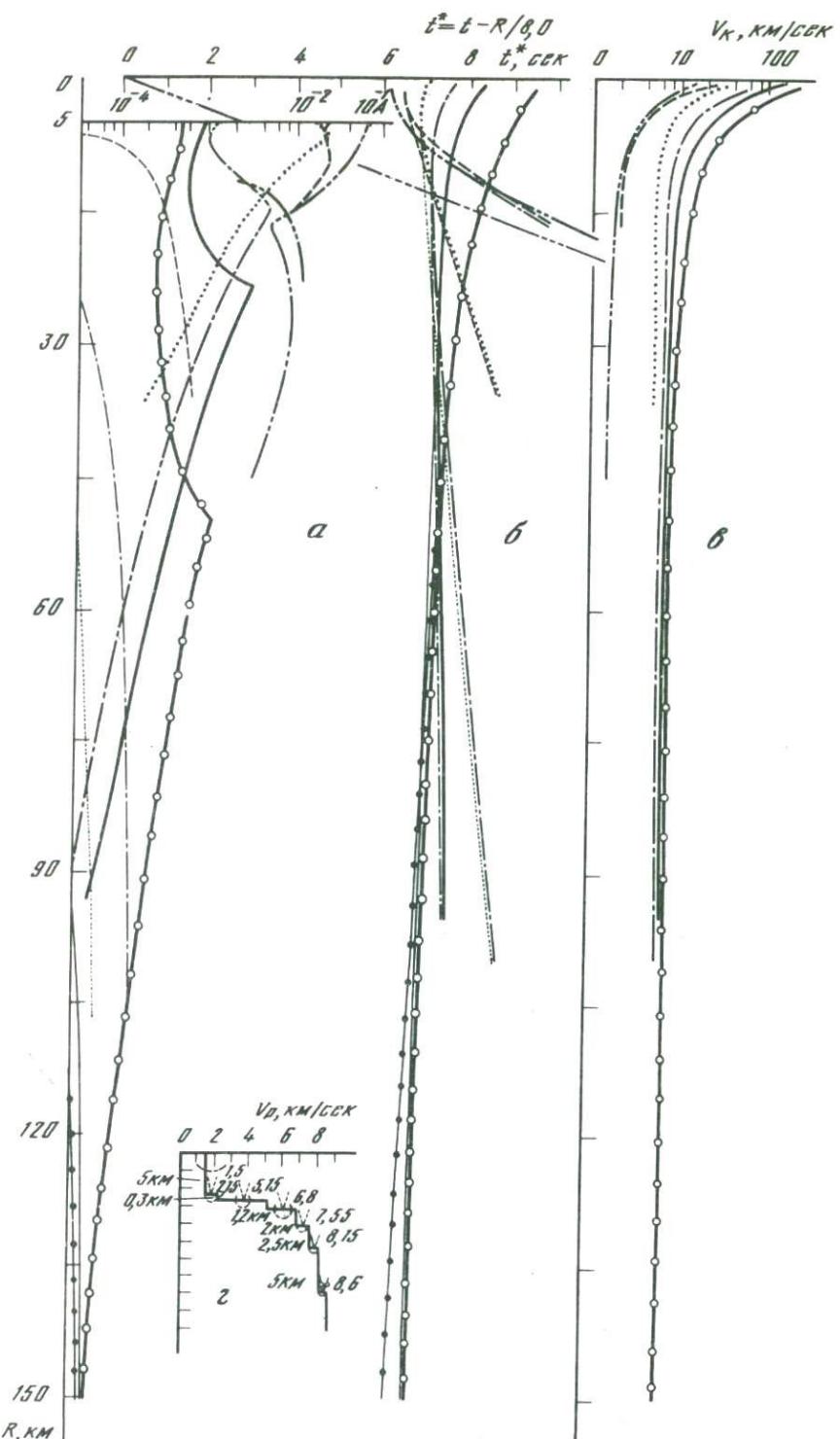
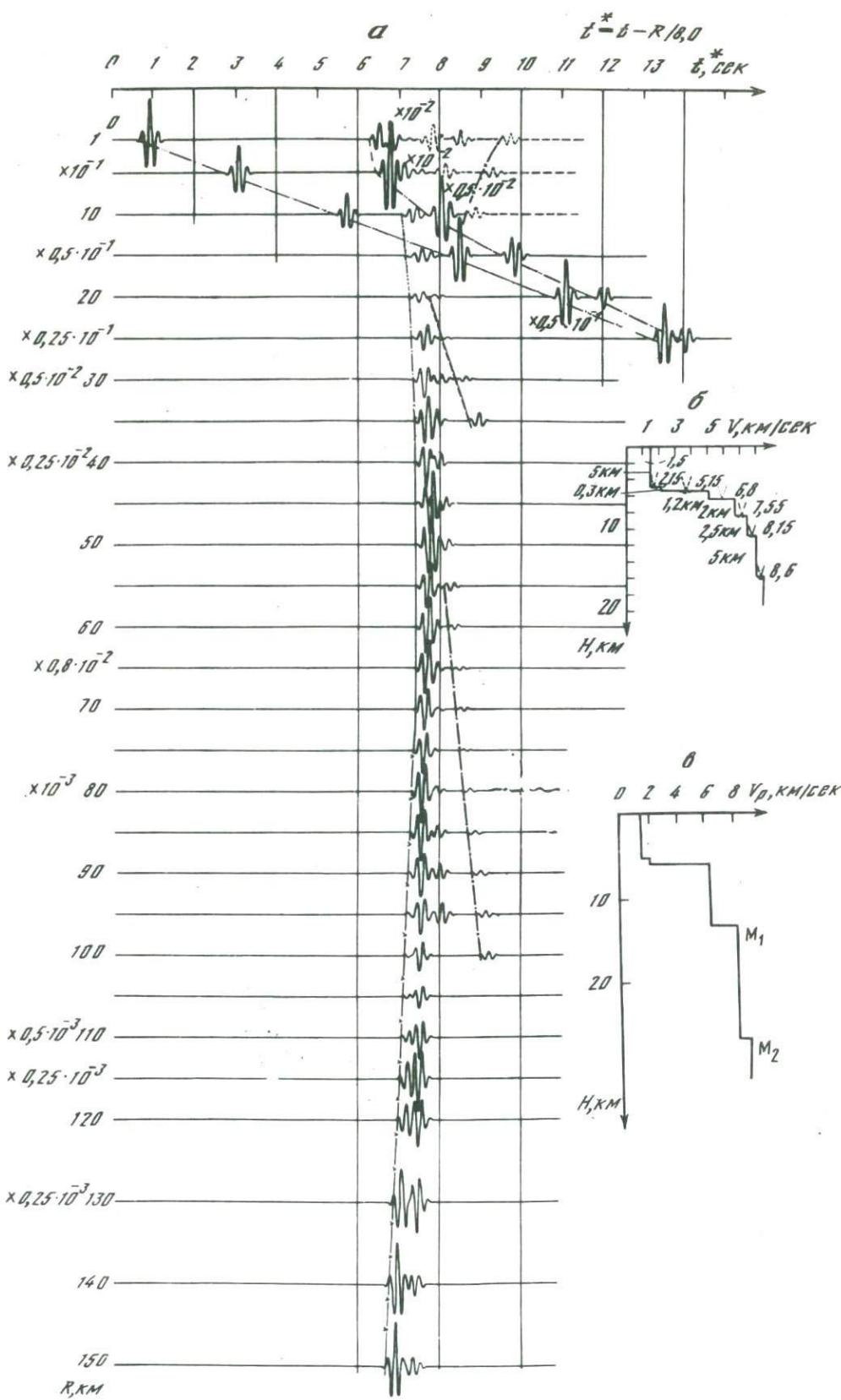


Рис. 4. Кинематические и динамические характеристики для модели с мощным высокоскоростным слоем

а – амплитудные графики; б – редуцированные годографы для преломленных и отраженных P -волн; в – графики кажущихся скоростей для отраженных продольных волн; 2 – модель. Обозначения волн те же, что на рис. 3



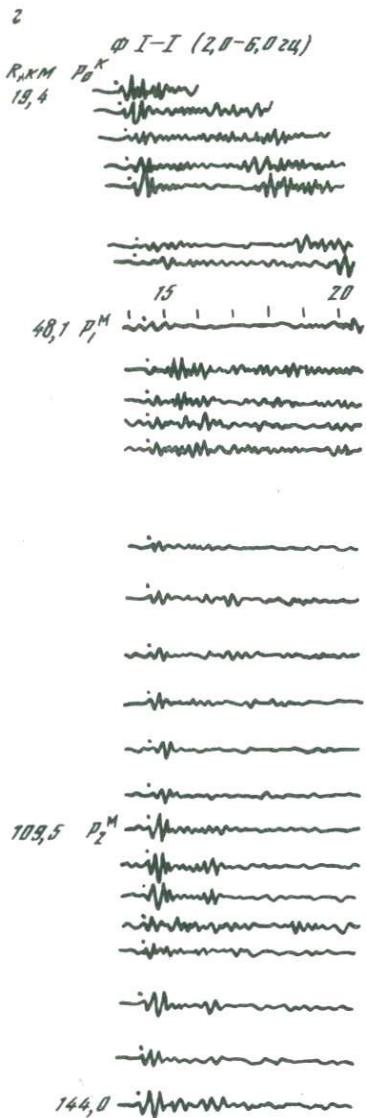


Рис. 5. Монтажи сейсмограмм, построенные с редукцией к скорости 8,0 км/сек, и модели коры океанического типа

a — синтетические сейсмограммы;
b — обобщенная модель с мощным
 высокоскоростным слоем; *b* — модель
 и монтаж сейсмограмм, полученных вос-
 точнее Курильских островов (Kosminskaya,
 Zverev, 1968; Косминская, 1968)

не выходит в первые вступления. Ее можно проследить в последующих вступлениях лишь на расстояниях примерно до 20 км от пункта взрыва при непрерывном профилировании. На больших расстояниях в последующих вступлениях данная волна практически не следится из-за интерференции с другими волнами. Отличительной особенностью кинематики для первого варианта обобщенной модели является то, что с расстояний, больших 65 км, в первых вступлениях начинает прослеживаться волна, преломленная на границе M_2 .

На рис. 4 представлены годографы и амплитудные кривые для продольных отраженных и преломленных волн, а также графики кажущихся скоростей для отраженных волн, построенные для второго варианта обобщенной модели.

На близких расстояниях кинематика первых вступлений для первого и второго вариантов модели одинакова (см. табл. 3). Волна со скоростью 7,55 км/сек, преломленная в высокоскоростном слое, прослеживается в первых вступлениях на расстояниях от 20 до 35 км. На расстояниях, больших 75 км, в первые вступления выходит волна, преломленная на границе M_2 — в верхней мантии со

скоростью 8,6 км/сек. Синтетические сейсмограммы для этой модели рассчитывались для импульса с основной частотой 5 гц, характерной для исследований по ГСЗ на море.

На рис. 5, *a* представлен монтаж синтетических сейсмограмм для второго варианта модели на расстояниях от 1 до 150 км, построенный при усилении, возрастающем с расстоянием. Коэффициенты усиления по сравнению с падающим импульсом даны в началах трасс. На расстояниях 1,5 и 10 км для выявления слабых отраженных волн было так же увеличено усиление. Поглощение не учитывалось.

Волновое поле P -волн на близких расстояниях до 10 км в интервале до 4 сек представлено в основном отраженными волнами, которые можно достаточно хорошо разделить и проследить при непрерывном профилировании.

Интерпретация отраженных волн в последующих вступлениях на близких от источника расстояниях может давать завышенные значения скоростей. Так, например, интерпретация отраженной волны, несущей информацию о слое со скоростью 7,55 км/сек, на расстояниях до 40 км дает существенно завышенную скорость, что хорошо видно на рис. 4, *b*. Это обстоятельство важно иметь в виду при вычислении скоростей по последующим волнам.

Начиная с расстояний порядка 15 км при частотах около 5 гц волновая картина для коровых волн представлена сложным интерференционным колебанием длительностью примерно в 1 сек, в котором принимают участие волны, отраженные и преломленные в консолидированной коре. Низкая частота падающего импульса практически не позволяет разделить этот сложный волновой пакет. Анализировать удается лишь первые вступления и только в некоторых случаях – последующие.

Преломленная волна со скоростью 7,55 км/сек была уверенно выделена в первых вступлениях на расстояниях от 20 до 35 км до четырем трассам. Интересно отметить, что в тех случаях, когда высокоскоростной слой имеет меньшую мощность, т.е. выходит в первые вступления на меньшем интервале профиля, а первые вступления в этой области либо плохо читаемы, либо расстояние между соседними трассами слишком велико, возможно фактическое выпадение этого слоя, т.е. его трудно будет обнаружить по одиночному годографу, хотя в принципе этот слой по своим параметрам не является выпадающим.

Синтетические сейсмограммы рассчитывались для условий приема колебаний вблизи поверхности воды только для продольных отраженных и преломленных волн. При этом не учитывались ни обменные, ни кратные волны, поэтому теоретическое волновое поле по существу соответствует только начальной части реальной записи.

На рис. 5, *г* показан монтаж сейсмограмм для коры океанического типа, записанных приповерхностным гидрофоном, восточнее Курильских островов (Косминская, 1968; Kosminskaya, Zverev, 1968). Первые вступления образует сложная многофазная группа отраженных и преломленных продольных волн продолжительностью примерно в 1 сек, которая не может быть расчленена на отдельные волны в интервале частот 2–6 гц. Волна P_k^0 со скоростью 6,5 км/сек, до расстояний примерно 48 км следится в первых вступлениях, а затем достаточно уверенно – в последующих. Волна P_M^1 со скоростью 8,2 км/сек, преломленная на границе M_1 , уверенно выделяется как первая на расстояниях от 48 до 110 км. Характерным для данного профиля является то, что с расстояний около 110 км в первые вступления выходит волна со скоростью 8,6 км/сек, преломленная на границе M_2 в верхнейmantии.

Поле продольных волн качественно хорошо согласуется с рассчитанным теоретическим полем для обобщенной модели. Различия в кинематике обусловлены более простым по сравнению с обобщенной моделью (рис. 5, *г*) строением верхней части разреза (рис. 5, *в*).

Группа продольных волн на записях на рис. 5, *г* является наиболее интенсивной. Обменные волны в последующих вступлениях слабы, что может быть связано как с наличием в разрезе достаточно мощного слоя осадков, так и с малой величиной коэффициента обмена.

§ 2. Соотношение амплитуд продольных волн, регистрируемых буйковыми и донными сейсмическими станциями

При сравнении сейсмических полей для двух способов регистрации (в толще воды и на дне) во многих случаях было обнаружено существенное их различие, которое заключается в том, что амплитуда продольных волн зависит от способа регистрации. Так, в некоторых районах, например севернее о-ва Маркус (Hussong, 1972; Косминская, Капустян, 1975), продольные волны уверенно прослеживаются на записях АБСС и вертикальной компоненты АДСС¹ и практически не выделяются на соответствующих временах на горизонтальных компонентах. В других регионах интенсивности P -волн на всех компонентах АДСС и записях АБСС сопоставимы (Зверев и др., 1975). Количественное сравнение амплитуд первых волн, записанных в толще воды и на дне,

¹ АБСС – автономная буйковая сейсмическая станция, АДСС – автономная донная сейсмическая станция (Зверев и др., 1974),

является важной динамической характеристикой при комплексной интерпретации получаемых данных. В связи с этим возникла необходимость более подробного анализа этого вопроса.

Задача ставится следующим образом. АБСС располагается вблизи поверхности воды и регистрирует давление с помощью гидрофона. АДСС устанавливается на дне и записывает скорость смещения в подстилающей среде на трех компонентах: вертикальной (Z) и двух горизонтальных (X и Y). Так как в современных образцах АДСС горизонтальные компоненты не ориентируются по странам света, будем в дальнейшем предполагать, что азимуты вектора горизонтальных смещений и одной из компонент (например, X) совпадают.

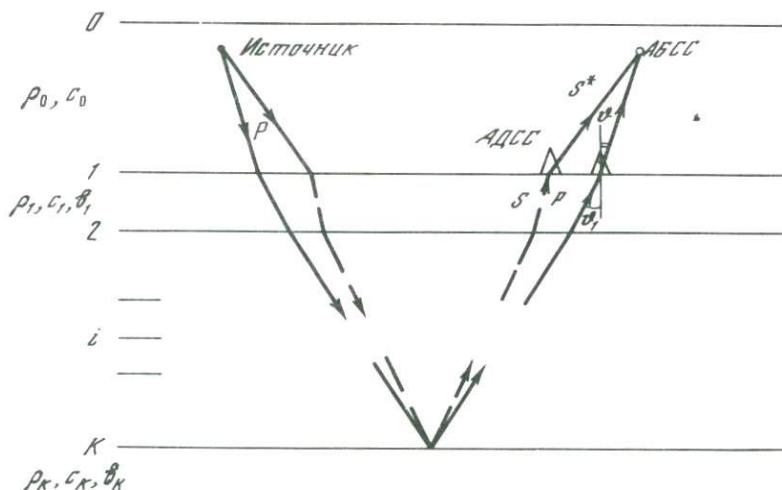


Рис. 6. Ход лучей Для АДСС и АБСС

Рассмотрим в случае падения монохроматической P -волны выражения для амплитуд скоростей смещения для $X^V P$ - и $Z^V P$ - компонент донной станции и давления ($H^V P$) на записи буйковой станции. Эти выражения могут быть получены из решения волновых уравнений для потенциалов продольных и поперечных волн с граничными условиями непрерывности нормальных составляющих смещений и напряжений и равенства нулю тангенциальных напряжений на границе вода-осадки в соответствии с работой (Бреховских, 1957).

Для сравнения записей вертикальной и горизонтальной компонент проанализируем сначала отношение амплитуды P -волны на X -компоненте АДСС к ее амплитуде на Z -компоненте. Это отношение равно тангенсу α -какогоугла выхода¹. Назовем это отношение коэффициентом $X-Z$ -соответствия для P -волны. Он равен

$$X-Z^P = \frac{X^V P}{Z^V P} = \frac{c_1}{c_0} n \frac{(\rho_0 c_0 / \rho_1 c_1) + 2(b_1/c_1) \sqrt{1-(b_1/c_0 n)^2} \sqrt{1-n^2}}{[1-2(b_1/c_0 n)^2] \sqrt{1-n^2}} \quad (1)$$

Коэффициент $H-Z$ -соответствия для P -волны характеризует отношение амплитуд первых волн на записях гидрофона и вертикальной компоненты на дне. Рассмотрим случай, когда АДСС и АБСС расположены на одном луче (рис. 6) и

¹ В связи с тем, что в настоящей работе и в дальнейшем при исследовании соотношения амплитуд для чисто поперечных и обменных волн анализируется связь записей не только компонент АДСС, но и АБСС, удобно ввести понятие коэффициентов соответствия типа $i-j l^k$. В этом обозначении верхний индекс указывает тип волны, а нижние – исследуемые компоненты.

работают в одной полосе частот, этот коэффициент равен

$$H-Z^{IP} = \frac{H^P}{Z^P} = -\frac{\rho_0 c_0}{\sqrt{1-n^2}}, \quad (2)$$

Соотношение между записями гидрофона и Z -компоненты донной станции для первых волн рассматривалось теоретически и оценивалось экспериментально в работе (Schneider, Baskus, 1964).

В выражениях (1) и (2) ρ и c_0 — плотности и скорости P -волн в воде; ρ_1, c_1 и b_1 — плоскости и скорости P - и S -волн соответственно в осадках; n — синус истинного угла выхода θ .

Из выражений (1) и (2) следует, что коэффициенты соответствия зависят от углов выхода волн. Для головной волны, преломленной на k -й границе в земной коре, угол выхода в i -м слое равен критическому, или

$$\sin \theta_i = c_i / c_k; \quad i = 0, 1, \dots, k-1, \quad (3)$$

где c_i — скорости P - или S -волн в зависимости от типа волны.

Для отраженной волны угол выхода в общем случае не постоянен и зависит не только от скоростей и эпицентрального расстояния, но и от положения границ в разрезе.

На рис. 7 представлена зависимость от эпицентрального расстояния истинных углов выхода для P -волн, отраженных от различных слоев обобщенной сейсмической модели коры океанического типа (см. рис. 1 и табл. 2). Как было показано (например, на рис. 5), отраженные и преломленные волны в первых вступлениях образуют сложную интерференционную группу. На рис. 7 прямоугольными скобками выделены участки кривых, соответствующие тем эпицентральным расстояниям, на которых данная отраженная волна присутствует в первой интерференционной группе. Из рис. 7 видно, что части кривых, заключенные в скобки, слабо зависят от эпицентрального расстояния и соответствуют углам выхода, близким к критическому.

Поэтому далее в расчетах будем полагать, что угол выхода отраженной волны равен критическому, что сделает возможным представить отношения амплитуд отраженных волн в виде функций граничной скорости. Это позволит избежать конкретизации разреза и получить результаты, применимые к разным моделям с широкими пределами скоростей вне зависимости от положения границ.

Расчеты были сделаны для четырех моделей осадков:

- 1) $c_1 = 1,6$ км/сек, $c_1/b_1 = 5$, $\rho_1 = 1,4$ г/см³;
- 2) $c_1 = 1,6$ км/сек, $c_1/b_1 = \sqrt{3}$, $\rho_1 = 1,8$ г/см³;
- 3) $c_1 = 2,2$ км/сек, $c_1/b_1 = \sqrt{3}$, $\rho_1 = 2,1$ г/см³;
- 4) $c_1 = 3,6$ км/сек, $c_1/b_1 = \sqrt{3}$, $\rho_1 = 2,4$ г/см³.

Модель 1 описывает неуплотненные осадки, обнаруженные во многих частях мирового океана по данным глубинного бурения, модели 2 и 3 — различные варианты осадочного слоя для статистических моделей коры океанического типа. Случай 4 соответствует отсутствию или малой мощности осадков и замены их переходным слоем, который обычно называется вторым.

На рис. 8, а представлены зависимости коэффициентов $X-Z$ -соответствия для P -волн от углов выхода для этих четырех моделей. Сопоставление на рис. 8, а и рис. 7 показывает, что относительная ошибка в значении $X-Z^{IP}$ в том случае, когда вместо истинного угла выхода отраженной волны принят угол, равный критическому, не превышает 20%.

Заменяя угол выхода на критический для P -волн, получим критический коэффициент $X-Z_{cr}^{IP}$, который представлен на рис. 8, б в зависимости от граничной скорости c_k для четырех моделей осадков. С увеличением гранич-

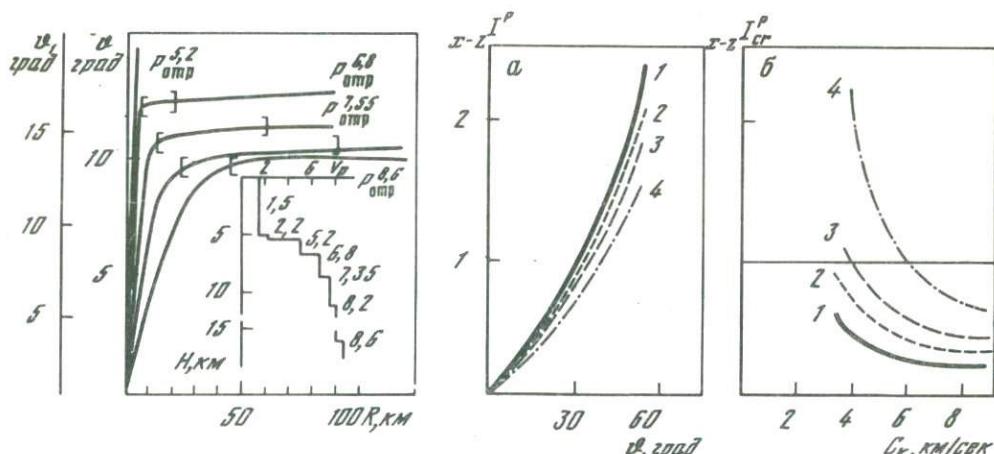


Рис. 7. Зависимость угла выхода от эпицентрического расстояния для P -волн, отраженных от слоев обобщенной модели коры океанического типа

Верхний индекс – граничная скорость

Рис. 8. Зависимость коэффициента $X-Z$ -соответствия для P -волны от угла выхода (а) и критического коэффициента соответствия от граничной скорости (б) для четырех моделей осадков

$$1 - c_1 = 1,6 \text{ км/сек}; c_1/b_1 = 5; 2 - 1,6; \sqrt{3}; 3 - 2,2; \sqrt{3}; 4 - 3,6; \sqrt{3}$$

ной скорости коэффициент $X-Z I_{cr}^P$ уменьшается для всех типов осадков. С ростом скоростей b_1 и c_1 амплитуда первых волн на X -компоненте увеличивается. Так, в случае, когда АДСС установлена на выходах пород второго слоя со скоростями $c_1 = 3,6$ км/сек (случай 4), при динамическом диапазоне записи менее одного порядка можно проследить первые волны на горизонтальной компоненте, если они хорошо прослеживаются на вертикальной. При аномально низкой скорости b_1 в осадках (модель 1) амплитуда продольных волн на Z -компоненте больше амплитуды на X -компоненте для глубинных волн примерно в пять раз, что будет препятствовать выделению первых P -волн на горизонтальной компоненте даже при сравнительно низком уровне шумов.

Полученные расчеты показывают, что характеристика $X-Z I_{cr}^P$ для донной станции не зависит ни от поглощения в среде, ни от тонкой структуры отражающей или преломляющей границы, которая может быть представлена скачком скоростей, тонкослоистой или градиентной зоной. Соотношение амплитуд для горизонтальной и вертикальной компонент АДСС зависит только от величин граничных скоростей и от скоростных свойств осадков. В то же время коэффициент $H-Z I_{cr}^P$ для АБСС от свойств осадков не зависит и для широкого набора скоростей в коре и верхней мантии (от 5,0 до 8,6 км/сек) практически постоянен и равен $(1,55 \pm 0,02) \cdot 10^5 \text{ г/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Соотношения амплитуд P -волн, отраженных или преломленных от различных слоев обобщенной модели коры океанического типа, записанных горизонтальной и вертикальной компонентами АДСС и гидрофоном АБСС, приведены ниже.

Граничная скорость, км/сек	5,15	6,80	7,55	8,15	8,60
$X-Z I_{cr}^P \dots$	0,72	0,51	0,46	0,42	0,40
$H-Z I_{cr}^P \dots$	1,57	1,54	1,53	1,53	1,53

Анализ этих данных показывает, что на записях X -компоненты продольные волны будут менее интенсивны, чем на записях Z -компоненты и гидрофона, но в принципе они могут быть прослежены при достаточно низком уровне шумов.

На горизонтальной компоненте относительная интенсивность глубинных волн ниже, чем для волн, отраженных или преломленных в верхней части разреза.

* * *

В данной работе рассмотрены соотношения амплитуд только первых продольных волн для различных компонент АДСС и АБСС. Важными характеристиками волновых полей являются соотношения амплитуд для чисто поперечных и обменных волн, записанных разными приборами, а также соотношения амплитуд на записях одного прибора волн различных типов (например, сравнение P - и PSP -волн на записях АБСС). Исследование этих вопросов позволит получить дополнительные сведения о донных осадках и даст важную информацию о физических свойствах глубинных границ.

Рассмотренные в настоящей статье вопросы являются, очевидно, только началом нового цикла работ, связанных с обоснованием и развитием методики донной сейсмологии.

— ABSTRACT

This work describes kinematic and dynamic peculiarities of wave fields of the first longitudinal waves for two variants of the summarized model of the crust of oceanic type: statistical model of G. Shor, H. Menard and R. Rajt and a new more detailed summarized model (by the data of D. Hussong, S. M. Zverev, I. P. Kosminskaya and oth.).

Correlations of amplitudes of longitudinal waves are analysed as registered by buoy and bottom seismic stations. It is shown that they are defined by the properties of sediments on the bottom.

ЛИТЕРАТУРА

- Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Валюс В.П., Левшин А.Л., Погребинский Г.А. Программа для расчета теоретических сейсмограмм объемных волн. — В сб.: Вычислительная сейсмология, № 7, М., "Наука", 1974.
- Вольновский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра", 1973.
- Зверев С.М. Проблемы сейсмических исследований земной коры океанов. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 4.
- Зверев С.М., Косминская И.П., Красильщикова Г.А., Михота Г.Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам эксперимента НАСП 1972 г. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, № 3.
- Зверев С.М., Косминская И.П., Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н. Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры и верхней мантии в океане. — В сб.: Методика геофизических исследований. М., "Наука", 1974.
- Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., "Наука", 1968.
- Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 2.
- Hussong D.M. Detailed structural interpretation of the Pacific oceanic crust using ASPER and ocean bottom seismometer methods.—Dissertation, Univ, Hawaii, 1972.
- Kosminskaya I.P., Zverev S.M. Deep seismic sounding in the transition zones from continent to oceans. — In: The crust and upper mantle of the Pacific area. Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union, 1968, 12.

- Kosminskaya I.P., Puzyrev N.N., Alekseyev A.S. Explosion seismology: its past, present and future. — Tectonophysics, 1972, 13, 1–4.
- Raitt R.W. Seismic refraction studies of the Pacific Ocean basin. — Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67.
- Raitt R.W. The crustal rocks. — In: The sea, Interscience, 1963, 3.
- Schneider W.A., Baskus M.M. Ocean-bottom seismic measurements off the California coast. — J. Geophys. Res., 1964, 69, N 6.
- Shor G.G., Menard H.W., Raitt R.W. Structure of the Pacific basin. — In: The sea, 4, pt II, Interscience, 1970.
- Sutton G.H., Hussong D.M., Maynard G.L., Ichinose W. Biennial report 1969–1971. Hawaii Institute Geophysics. Honolulu, Univ. Hawaii, 1971a.
- Sutton G.H., Odegard M.E., Hussong D.M. Long explosion refraction line to Columbia ocean bottom seismograph, final report. Hawaii Institute Geophysics, 1971b.

С. М. Зверев

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА

В течение ряда лет Институтом физики Земли АН СССР (ИФЗ) совместно с другими организациями проводились сейсмические исследования земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. Схема выполненных профилей ГСЗ неоднократно публиковалась (например, Зверев, 1969).

Особенностями методики ГСЗ являлись сравнительно плотные системы наблюдений и широкое использование встречных и нагоняющих гидографов, большие длины гидографов, рассчитанные на изучение коры и верхней мантии, единая аппаратура, унифицированные заряды, контроль за чувствительностью сейсмоприемников и усилением, а также сочетание ГСЗ с исследованиями осадков методом отраженных волн.

В результате обработки систем гидографов были построены сейсмические разрезы, большая часть которых опубликована (Строение земной коры..., 1964; Зверев, 1970а, б; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Тулина, Зверев, Красильщикова, 1972; и др.). В то же время, методические особенности работ позволили определить ряд дополнительных сейсмических параметров разрезов, основанных в значительной мере на анализе динамических характеристик волн. Систематическое рассмотрение этих данных является целью настоящей статьи. Мы остановимся только на результатах, полученных в сравнительно простых местах Тихого океана – на ложе Северо-Западной котловины и прилегающих частях Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Сейсмической характеристикой поверхности дна океана может являться эффективный коэффициент отражения, определяемый по соотношению амплитуд отражений первой и второй кратности (Zverev, 1967). Этот параметр определяется весьма надежно при работах МОВ для частоты порядка 50 гц. Распределение его приведено на рис. 1. На верхней части (рис. 1, а) приведены материалы по разным районам отдельно. Для ложа океана и прилегающего склона желоба данные хорошо совпадают между собой. Для приостровного склона желоба немногие материалы имеют совсем другой характер распределения. Сводка результатов для ложа и прилегающего склона приведена на рис. 1, б. Отличие наблюдается лишь в правой части кривых. Сходство главных частей кривых позволяет их объединить (рис. 1, в). Можно видеть, что эффективный коэффициент отражения поверхности дна и склона глубоководного желоба практически одинаков и верхняя часть толщи осадков весьма однородна.

Среднее значение эффективного коэффициента отражения ($0,125 \pm 0,06$) позволяет надежно определить акустическую жесткость морского дна на данных частотах. Оценки скоростей при известных по образцам плотностях осадков показывают, что эти скорости только на несколько процентов превышают скорость звука в воде у дна.

Для подошвы рыхлых осадков распределение эффективных коэффициентов отражения более сложное. На рис. 2 приведено распределение данных для отражения от горизонта, подстилающего акустически прозрачную толщу осадков (а) и для отражения с наибольшей интенсивностью (б). Результаты для склона желоба показывают систематически меньшие значения эффективных коэффициен-

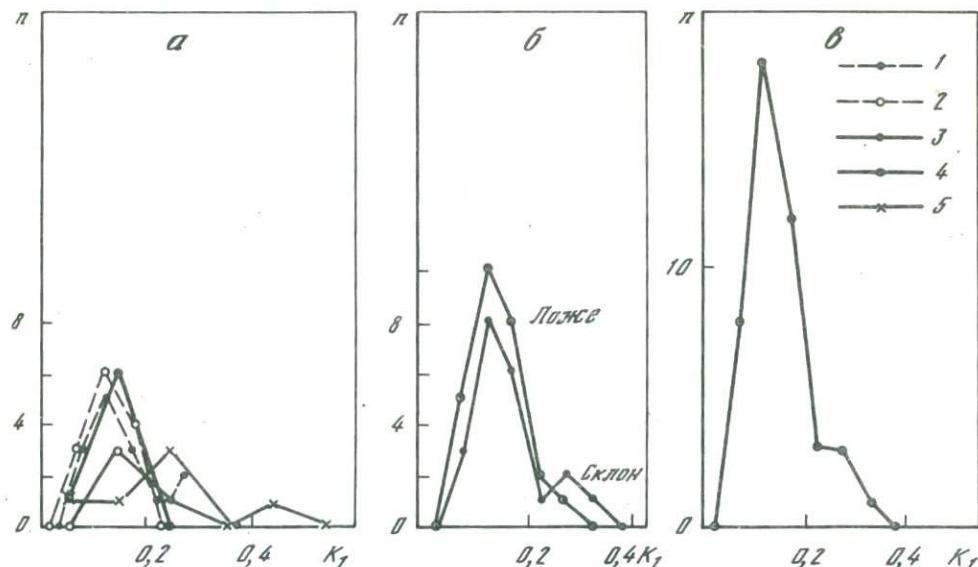


Рис. 1. Распределение эффективных коэффициентов отражения для поверхности дна

a – данные МОВ отдельно для разных морфологических элементов в различных районах; *б* – сводка данных для ложа океана и прилегающего склона желоба; *в* – суммарная кривая распределения для ложа и прилегающего склона желоба

1 – 1964 г., ложе; 2 – 1964 г., прилегающий склон глубоководного желоба; 3 – 1958 г., склон; 4 – 1958 г., ложе; 5 – 1958 г., приостровной склон желоба

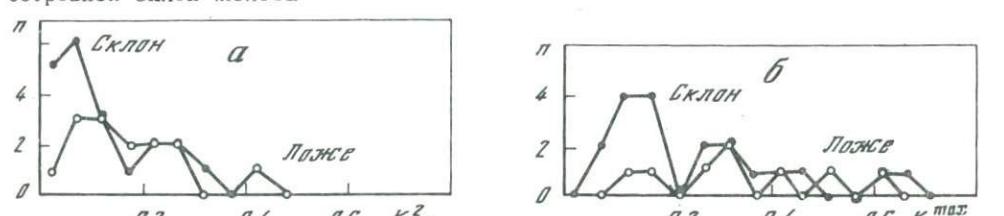
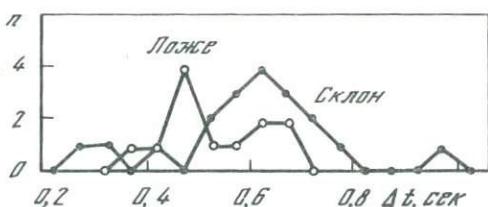


Рис. 2. Распределение эффективных коэффициентов отражения для подошвы рыхлых осадков (*а*) и для более глубокого горизонта с максимальной отражающей способностью (*б*) для ложа и прилегающего склона желоба

Рис. 3. Распределение запаздывания Δt отражений от подошвы рыхлых осадков относительно отражений от поверхности дна для ложа и прилегающего склона желоба



тов, чем для ложа океана. Для объяснения этого факта отметим, что разности времен между отражениями от поверхности дна и от подошвы рыхлых осадков на ложе и склоне неодинаковы (рис. 3), т.е. мощность слоя рыхлых осадков на ложе океана меньше, чем на прилегающем склоне желоба. Логично предположить, что уменьшение амплитуд отражений от подошвы рыхлых осадков происходит за счет дополнительного поглощения энергии в увеличенной толще рыхлых осадков. Исходя из этого предположения, по нашим данным, легко

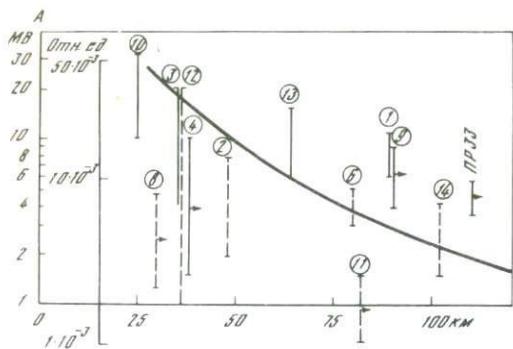


Рис. 4

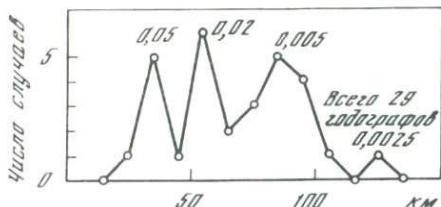


Рис. 5

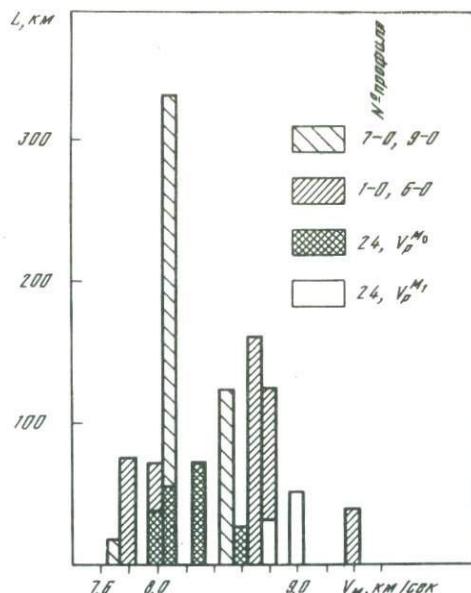


Рис. 6

Рис. 4. Связь уровней амплитуд A для волн, связанных с корой океана (скорость $\sim 6,8$ км/сек), с предельной дальностью прослеживания этих волн

Цифры в кружках соответствуют номерам годографов на профиле 24 в Тихом океане (Зверев, 1970б). Вертикальными штрихами указаны пределы амплитуд волн на расстояниях 15–35 км (первые вступления) для двух наблюдавших станций (сплошные и пунктирные прямые)

Рис. 5. Распределение величин предельных дальностей прослеживания волн со скоростью $\sim 6,8$ км/сек

Над максимумами кривой указаны соответствующие им значения коэффициента нарастания скорости в слое коры

Рис. 6. Распределение скоростей для поверхности M и более глубокой границы на ложе океана

оценить коэффициент поглощения в толще рыхлых осадков океана. Для частоты 50 Гц он оказался равным $2,3 \cdot 10^{-3} \text{ 1/m}$.

Таким образом, свойства поверхности дна и подошвы рыхлых осадков на ложе океана и прилегающем склоне глубоководного желоба в среднем оказались одинаковыми: и резко отличающимися от свойств противоположного, приостровного, склона желоба. Это согласуется с данными и о строении осадков, полученными как при американо-японских работах (Ludwig et al., 1966), так и при наших исследованиях (Зверев, Мерклин, 1966).

Перейдем от осадков к более глубоким слоям.

Для характеристики свойств толщи земной коры рассматривались параметры сейсмических преломленных волн со скоростями около 6,8 км/сек, наблюдавшихся при ГСЗ. Особенностью волн является существенно разная дальность прослеживания при сходных скоростных параметрах этих и других волн и одинаковых условиях наблюдения. Кроме того, оказалось, что для волн со скоростью около 6,8 км/сек существует следующая закономерность: чем выше интенсивность волны в начале регистрации, тем на меньшее удаление от источника она прослеживается. На рис. 4 показаны (вертикальные штрихи) пределы амплитуд волн со скоростью около 6,8 км/сек в диапазоне расстояний 15–35 км (первые вступления). Они отложены на расстояниях, соответствую-

ших последним точкам регистрации этих волн. Указанная зависимость – чем больше амплитуда волны в начале регистрации, тем меньше область существования волны – характерна для волн, которые преломляются, рефрагируются в слое.

Для толши земной коры океана, мало различающейся по мощности, дальность регистрации позволяет при определенных предположениях оценить величину градиента и значение скорости в низах толши коры.

Распределение величин дальностей регистрации волн в коре показано на рис. 5. Максимумы отмечены на расстояниях 30–40, 50–60 и 80–100 км. Можно рассчитать, что для первого и второго максимумов скорости в низах коры могут достигать 7,2–7,5 км/сек, для третьего – 6,8–6,9 км/сек. Сведения о наличии в низах коры океана слоя с повышенными скоростями иногда удается получить и непосредственными наблюдениями соответствующих преломленных волн (Sutton et al., 1971). При анализе этих данных можно заметить различие свойств коры для разных районов исследованной зоны. Для южных профилей значения градиентов в коре выше, чем для северных.

Толща верхней мантии океана характеризовалась скоростными параметрами и уровнями интенсивности волн со скоростями выше 8 км/сек. Плотные системы наблюдений с длинными гидографами иногда позволяли выделить дополнительную границу в верхней мантии океана ниже поверхности Мохоровичича со скоростями выше 8,6 км/сек. Анализ уровней амплитуд дал возможность наметить блоки в мантии с различными градиентами скоростей (Зверев, 1970б).

Распределение скоростных параметров для верхней мантии показано на рис. 6. Сюда включены данные как для поверхности $M(d_0^M)$, так и для более глубокой границы (d_1^M). Наряду с типичным для океанов значением скорости 8,2 км/сек сравнительно широкое распространение имеют повышенные скорости. Они наблюдаются как для границы в мантии, так и для поверхности Мохоровичича.

Анализ по районам показывает, что повышенные скорости чаще встречаются в южной части исследованного района – на ложе океана против Южных Курильских островов. Для участков у Камчатки, несмотря на имеющиеся возможности, высокие скорости встречаются редко.

Попытаемся наглядно изобразить пространственное распределение сейсмических характеристик. На рис. 7 представлен схематический разрез от Южных Курильских островов в океан. Высокие скорости в мантии иногда наблюдаются вблизи поверхности M , иногда ниже ее, в толще мантии, где они образуют дополнительную границу. Области с различными градиентами в коре образуют сложную блоковую структуру. В целом кора и верхи мантии изменчивы в горизонтальном направлении. Напомним, что покрыты они принципиально более однородной толщей осадков.

В заключение сопоставим полученные нами результаты со средними данными об океане и результатами других исследователей. На рис. 8 приведены колонки-разрезы для Тихого океана: 1 – средний разрез; 2–6 – разрезы для котловины (2, 3, 5, 6, – Восточная, 4 – Южная), разрезы 1–6 даны на сводке (Shor et al., 1970); 7 – новые данные Сэттона для Восточной котловины у Гавайских островов (Sutton et al., 1972); 8 – обобщенные нами данные для Северо-Западной котловины. Полученные нами в локальном районе данные в целом хорошо согласуются с остальными, полученными в существенно разных местах. Отличия состоят в весьма малой мощности второго слоя (что является, вероятно, специфической особенностью района), а также в наличии дополнительной границы в мантии. Последнее связано с особенностями методики (длинные гидографы) и неповсеместно даже в нашем районе.

Таким образом, анализ сейсмических данных показывает, что ложе Тихого океана, существенно более однородное сравнительно с такими структурами,

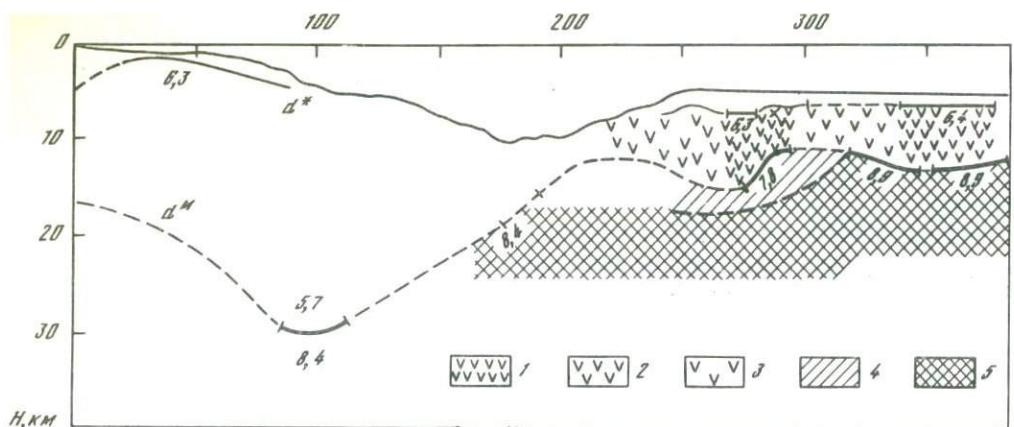


Рис. 7. Схематизированный разрез коры и мантии по профилю 6-О, проходящему от Южных Курильских островов в сторону океана

Для толши коры густота значков (1-3) соответствует различным коэффициентам нарастания скоростей (км^{-1}): 1 - $\beta > 0,05$; 2 - $\sim 0,02$; 3 - $< 0,005$.

Для мантии густота штриховки соответствует различным скоростям, км/сек; 4 - $< 8,3$; 5 - $> 8,5$

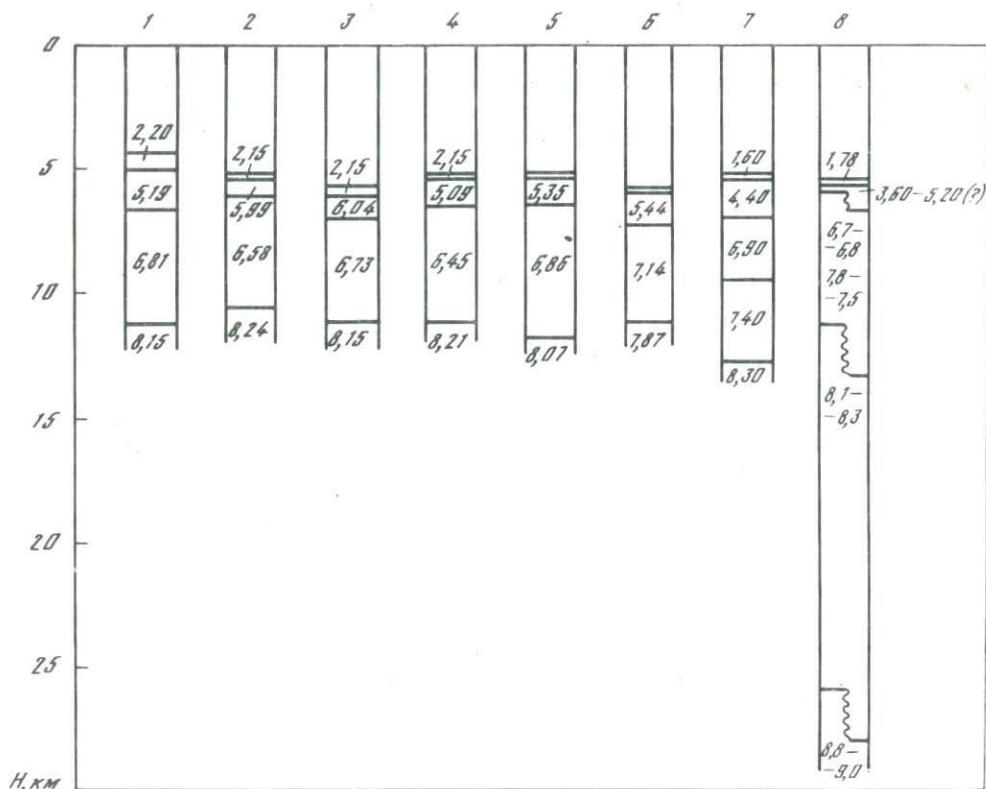
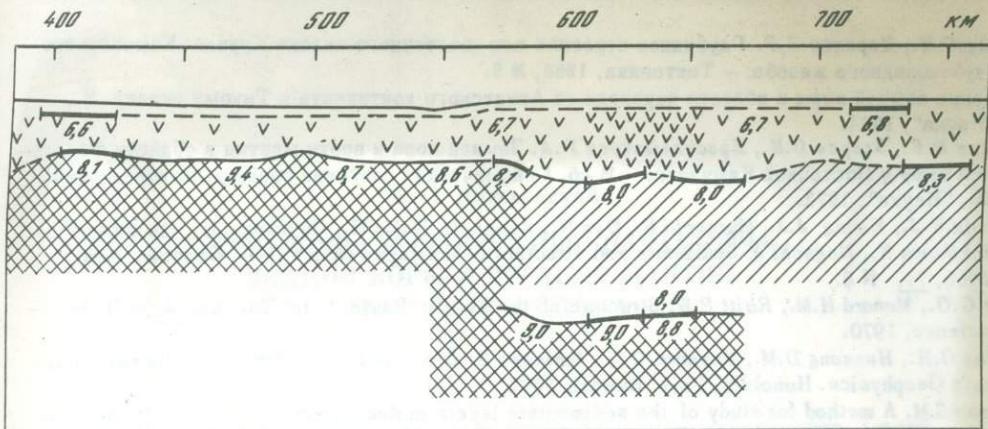


Рис. 8. Колонки-резервы земной коры для ложа Тихого океана в разных районах

1 - средний разрез; 2, 3, 5, 6 - Восточная котловина; 4 - Южная котловина; 7 - Восточная котловина западнее Гавайских островов; 8 - Северо-Западная котловина

1-6 по сводке (Shor et al., 1970); 7 - Sutton et al., 1972; 8 - данные ИФЗ АН СССР



как островные дуги, глубоководные желоба и т.д., имеет ряд сейсмических неоднородностей более высокого порядка, проявляющихся при детальных наблюдениях.

Пределы изменений этих неоднородностей, выявленных на небольшом сравнительно со всем океаном участке ложа Северо-Западной котловины океана у Южных Курильских островов, примерно соответствуют пределам колебаний данных, полученных в очень разных районах океана, но в то же время позволяет наметить определенные отличия изученной области от остальных, а также различия в пределах нашей зоны.

В целом мы считаем, что данный пример показывает необходимость и возможность перехода к новому уровню знаний строения и физических характеристик коры океана, основанному на детальных исследованиях комплексом различных методов.

Систематическое изучение различных типичных структур океанов позволит получить фундаментальные данные для построения физической модели дна океана и создания теории его развития.

ABSTRACT

Distribution of seismic parameters is discussed (reflecting properties, velocities, velocity gradients) for the profiles of deep seismic sounding in the north-western basin of the Pacific Ocean.

In the field of the ocean bed and adjacent slope of the trench properties of both bottom surface and foot of loose sediments are close to each other.

In the field of the ocean bed the Earth's crust close by the structure to the typically oceanic one has a complicated fine structure expressed in the variability of velocity gradients and in the occurrence of additional discontinuity boundaries below the M surface in certain places.

ЛИТЕРАТУРА

- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалинско-Хоккайдо-Приморской зоны. М., "Наука", 1971.
- Зверев С.М. Глубинное сейсмическое зондирование на море. – В сб.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Зверев С.М. Тонкая структура верхней мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ. – В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970а.
- Зверев С.М. Проблемы сейсмических исследований земной коры океанов. – Изв. АН СССР, "Физика Земли", 1970б, № 4.

- Зверев С.М., Мерклин Л.Р.* Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. – Тектоника, 1966, № 5.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Туллена Н.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А.* Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. – В сб. Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972.
- Ludwig W.J., Ewing J.J., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa H., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi J.* Sediments and structure of the Japan trench. – J. Geophys. Res., 1966, 71, N 8.
- Shor G.G., Menard H.M., Raitt R.W.* Structure of the Pacific Basin. – In: The Sea, 4, pt II. Interscience, 1970.
- Sutton G.H., Hussong D.M., Maynard G.L., Ichinose W.* Biennial report 1969–1971. Hawaii Institute Geophysics. Honolulu, Univ. Hawaii, 1972.
- Zverev S.M.* A method for study of the sedimentary layers in deep seismic sounding. Problems in deep seismic sounding. N.Y., Consultants Bureau, 1967.

Б. С. Вольвовский

СТРУКТУРА И СКОРОСТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На советском Дальнем Востоке и в акваториях дальневосточных морей проведен значительный объем сейсмических исследований земной коры (Зверев и др., 1972; "Строение...", 1964). В совокупности с данными гравиметрии, магнитометрии и сейсмологии общие черты структуры поверхности Мохоровичча переходной от континента к океану зоны представлены на рис. 1 (Беляевский и др., 1967).

Как известно (Беляевский и др., 1967; Зверев и др., 1972), здесь развит Тихоокеанский тип перехода континентальной коры к океанической. Он отличается большой сложностью структуры земной коры, что соответствует многообразию морфологического и тектонического строения Тихоокеанского подвижного пояса. Рельеф поверхности Мохоровичча в его пределах очень сложный, мощность земной коры варьирует от 40 до 10 км. Здесь на фоне общего сокращения мощности коры от прибрежных районов континента к океану наблюдаются как впадины в рельефе поверхности Мохоровичча - Сихотэ-Алинская, Сахалинская, Камчатская, Прикурильская и др., так и выступы - Япономорской, Южно-Охотской и Курильской (в пределах островных дуг). Камчатско-Курильский прогиб отделяет на западе область типичной океанической коры. К западу от него располагается сложно устроенная собственно переходная область, в пределах которой отмечается большое разнообразие структур земной коры - от нормальных континентальных (Сихотэ-Алинь, Сахалин, Япония, Камчатка) вплоть до океанических (впадина Японского моря).

Сложный характер рельефа поверхности Мохоровичча в этой переходной области подчеркивается резкой изменчивостью граничных скоростей распространения сейсмических волн вдоль нее (рис. 2). Так, лишенная "гранитного слоя" плита западной окраины Тихого океана отличается высокими значениями граничных скоростей (8,3-8,7 км/сек). Внешняя (приокеанская) часть зоны Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов характеризуется "нормальными" значениями скоростей (8,0-8,2 км/сек), тогда как область Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островных дуг и подводного поднятия Ширшова - пониженными граничными скоростями (7,7-7,9 км/сек). Интересно отметить, что районы с резко пониженными значениями граничных скоростей здесь тяготеют к главным областям вулканической деятельности и высокой сейсмичности (Южные Курильские острова, Камчатка). Пониженными значениями граничных скоростей обладает и широкая тыловая зона островных дуг, охватывающая значительную часть структур Охотского и Японского морей, где мощность земной коры невелика (20 км и менее) и где так называемый гранитный слой имеет сокращенную мощность или вовсе отсутствует.

В пределах Колымских гор, Сихотэ-Алиня и Сахалина граничные скорости вдоль поверхности Мохоровичча изменяются в пределах 8,1-8,2 км/сек, лишь на Ханкайском массиве их значения несколько меньше - 8,0 км/сек.

Внутренняя структура земной коры переходной зоны также весьма изменчива. Наряду с уменьшенными в ее пределах мощностями так называемых

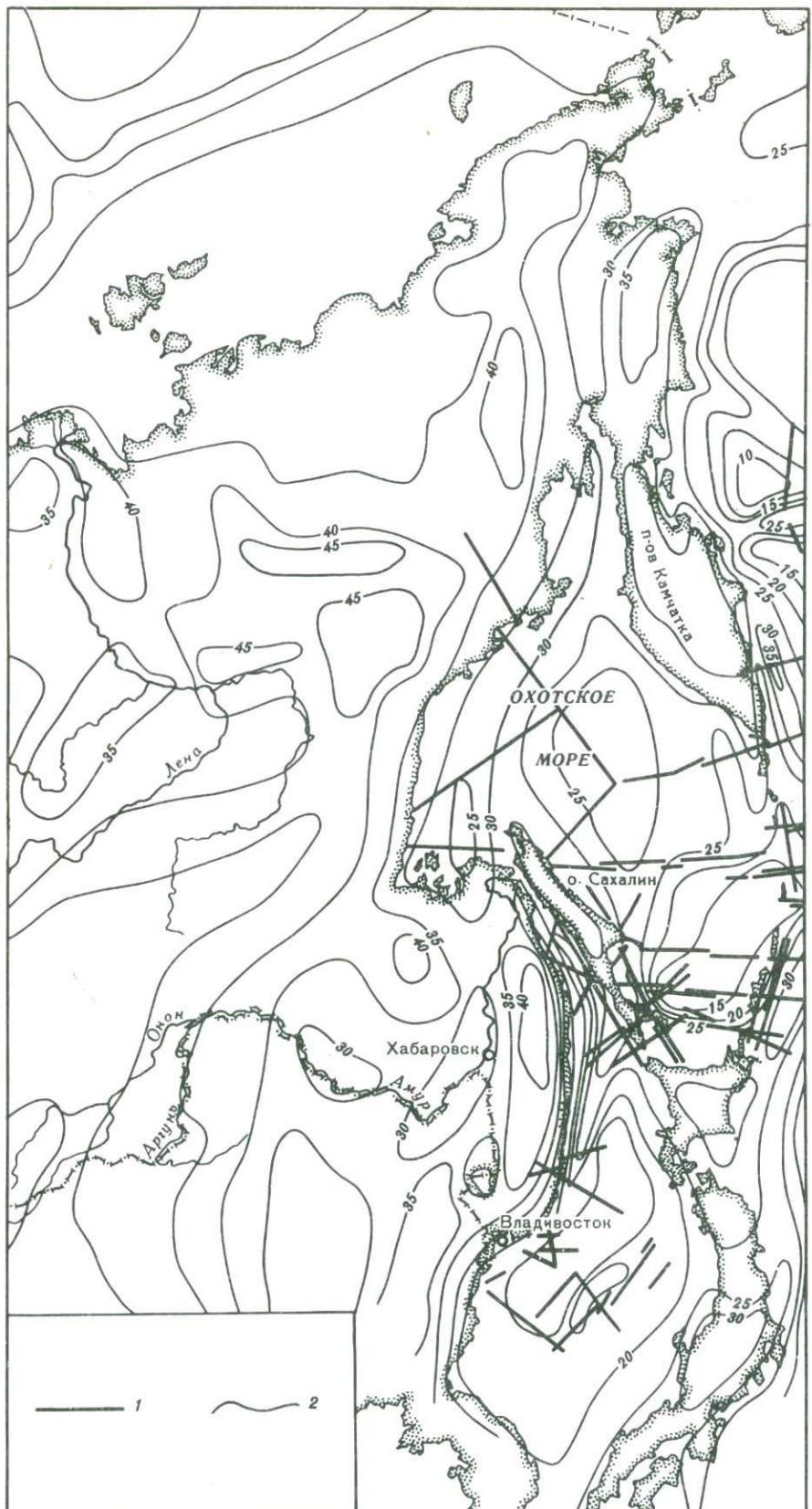


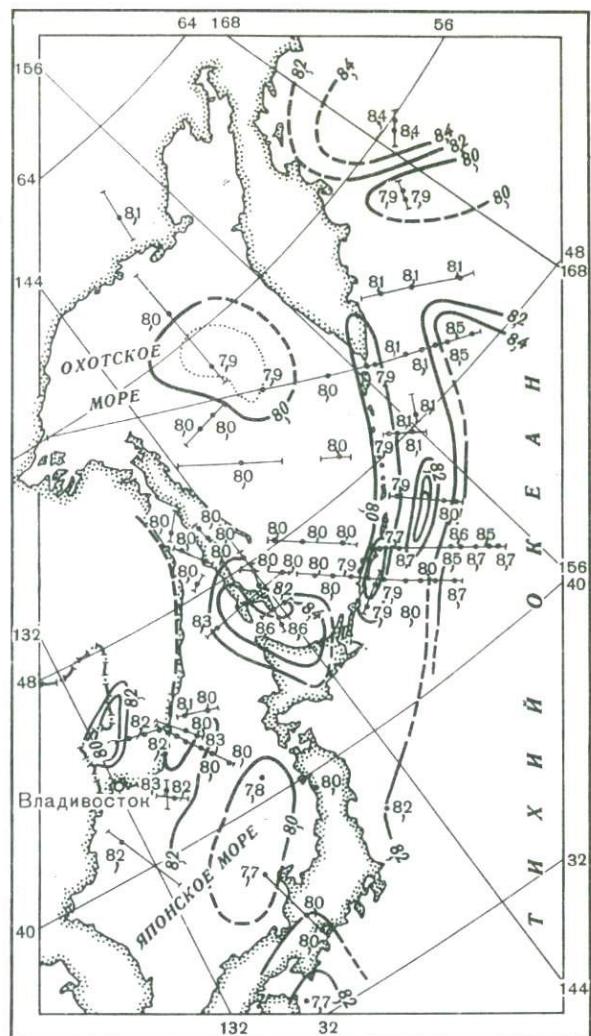
Рис. 1. Структура поверхности Мохоровичича переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану (по материалам Н.А. Беляевского и И.С. Вольвовского)

Огрызки прямых – профили ГСЗ; изолинии – изогипсы глубин залегания поверхности Мохоровичича, км



Рис. 2. Карта скоростей распространения продольных волн вдоль поверхности Мохоровичича для переходной зоны (по материалам Н.А. Беляевского и И.С. Вольвовского)

Цифры на карте – значения граничных скоростей в км/сек; прямыми отрезками показана протяженность разреза по границе М, вдоль которой определены значения граничных скоростей; сплошные кривые – изолинии скоростей по данным ГСЗ; штриховые – предлагаемые изолинии



гранитного и базальтового слоев, отмечаются и весьма умеренные мощности осадочных пород. Причем соотношения мощностей гранитного и базальтового слоев различны, но, как правило, они лежат в пределах 0,4–1,0, причем наибольшие мощности базальтового слоя характерны для внутриморских возышенностей (типа Ямато).

Среди структур переходной зоны резко отличными разрезами земной коры выделяются о-в Сахалин, глубоководные впадины Охотского и Японского морей и Курило-Камчатский желоб. Например, мощность земной коры Северо-Сахалинского разреза – 35 км, при несколько большей мощности гранитного слоя и мощности осадков – 8 км. Для глубоководных впадин и Курильского желоба характерно отсутствие гранитного слоя, наличие очень изменчивых мощностей осадочных пород (1,5 км – в Северо-Японской впадине, 3,5 км – в Южно-Охотской впадине) и 3–4 км толщи воды. Охотский срединный массив обладает малой мощностью земной коры (до 25 км) и наличием базальтового, гранитного и осадочного слоев, мощности которых сильно изменчивы. Курило-Камчатский прогиб характеризуется большой мощностью земной коры (30–35 км) и зачаточным гранитным слоем, развитым только на его западном склоне. Большое развитие гранитный слой получает в пределах Курильской островной дуги, несмотря на то, что общая мощность земной коры там сильно сокращается.

Скоростные параметры слоев земной коры

Тектонические элементы	Район	Пластовые скорости в слоях, км/сек					V_{Γ}^M , км/сек, на гра- нице М
		в воде	в осадоч- ном слое	V_{k_1}	V_{k_2}	в кон- солиди- рован- ной коре	
Континент	Магадан-Ко- льма-о-в Са- халин, Сихотэ-Алинь	-	-	6,0-6,4	6,7	6,4	8,1
		-	2,4-3,0	5,8-6,0	6,7	6,3	8,0
Переходные зоны	Охотское море	1,5	2,3-2,8	5,6-6,0	6,5-6,7	6,2	8,0
	Японское море	1,5	1,5-2,0	5,9	6,5	6,2	8,2
Глубоковод- ные впадины	Охотское море	1,5	2,4-3,0	-	6,5-6,7	6,6	7,9-8,0
	Японское море	1,5	1,5-2,0	-	6,5	6,5	8,2
Островные дуги	Курильский желоб	1,5	2,8	5,5	6,3	6,2	7,8
Океан	Тихий океан	1,5	2,1-2,4	-	6,6	6,6	8,1-8,5

Особенность структур переходной зоны подчеркивается и скоростными параметрами слоев земной коры (см. таблицу). Так, средние пластовые скорости в консолидированной коре континентального типа в районах Магадана и Колымы, Сахалина и прибрежных районов Сихотэ-Алиня – 6,2-6,5 км/сек – очень близко соответствуют скоростям в базальтовом слое глубоководных впадин Охотского и Японского морей, где их значения также около 6,5 км/сек. Обращают на себя внимание аномально малые пластовые скорости в слоях консолидированной коры Курильской островной дуги (соответственно для гранитного и базальтового слоев 5,0 и 6,6 км/сек), где, по-видимому, кора представлена существенно иными породами по сравнению с соседними структурами. Судя по скоростным параметрам, земная кора северной части Охотского моря также близка к континентальному типу.

Структура земной коры в пределах изученной советскими сейсмологами части Тихого океана довольно однородна. Она отличается близкими (как правило, очень большими) мощностями водной толщи, практически одинаковыми нормальными (10-12 км) мощностями "базальтового" слоя, обычно малой мощностью (до 1 км) осадочной толщи и полным отсутствием "гранитного" слоя.

Изменение граничных скоростей с глубиной в пределах рассматриваемой переходной зоны показывает, что они также не остаются постоянными при изменении глубины залегания слоя. Для сходных по типу комплексов крупных геологических структур в первом приближении изменения граничных скоростей подчинены линейной закономерности и в общем характеризуются сравнительно небольшой дисперсией (см. таблицу). Для Тихого же океана дисперсия скоростей оказывается значительно большей, при общей тенденции некоторого увеличения их средних значений в верхней мантии. Это заставляет предположить, что вещество верхней мантии в Тихом океане, возможно, более плотное, чем под дальневосточными морями и под континентом. Вещество же консолидированной коры на одних и тех же уровнях под дном Тихого океана, вероятно, несколько легче, чем под морями и континентом. Таким образом, скоростные различия коры и самой верхней части мантии возрастают от континента к морям и становятся наибольшими для Тихого океана.

Следует отметить еще одну особенность строения земной коры и верхней мантии в области дальневосточных окраинных морей, включая Курило-Камчатскую, Сахалино-Японскую и Алеутскую островные дуги – здесь в составе верхней части земной коры большую роль играют низкоскоростные слабо-

уплотненные осадочные толщи, характеризующиеся невысокими значениями скоростей (менее 6,0 км/сек). Этим эта область резко отличается как от западной части Тихого океана, так и от восточной окраины Азиатского континента.

ABSTRACT

Velocity parameters of separate blocks of the Earth's crust and upper mantle of the Far East are considered in the article. Here the complicated nature of the relief of the Mohohovič surface is underlined by sharp variability of boundary velocities of seismic waves along it. On the basis of experimental data each block of this type is characterized by boundary velocities for the "granite" and "basalt" layers. Some conceptions on the structure of the Earth's crust of this region are also described.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольковский И.С. Глубинное строение территории СССР. — Сов. геол., 1967, № 11.
Зверев С.М. и др. Строение земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., "Наука" 1972.
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Ред. Е.И. Гальперин, И.П. Косминская. М., "Наука", 1964.

К. Хамада

АНОМАЛИИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЯПОНИИ

Введение

Существование аномальной структуры верхней мантии под Японскими островами было установлено сейсмологическими исследованиями последних лет, особенно серией работ Т. Уцу (Katsumata, 1960; Hisamoto, 1965; Utsu, 1966, 1967, 1971a,b,c; Kanamori, 1968; Utsu, Okada, 1968). Имеется в виду существование зоны, которая наклонена из окрестности желоба под островную дугу, имеет толщину порядка 50–100 км и характеризуется высокими значениями теплового потока (Q) и скорости распространения сейсмических волн, а также двух зон с низкими значениями Q и скорости распространения сейсмических волн, окружающих эту наклонную зону. Большая часть глубоких и промежуточных землетрясений приурочена к этой же наклонной зоне. Данное открытие имеет важнейшее значение для развития теории новой глобальной тектоники.

В японской сейсмологической литературе за последние 50 лет описано большое количество данных, свидетельствующих о горизонтальной неоднородности верхней мантии. Подробные резюме и обзор таких работ вплоть до 1970 г. имеются в статьях (Utsu, 1971b,c). На современном этапе желательны и частично уже ведутся точные количественные исследования разреза, например, изучается детальное распределение скоростей прохождения сейсмических волн и величин Q , а также их различия в региональном плане, абсолютное и относительное расположения очагов землетрясений и плит литосфера, определяются вид деформации плиты под дуговой структурой, особенно на контакте двух дуг, и характерные физические параметры для мантии (Ishida, 1970; Tada, 1972; Aoki, Tada, 1973; Hamada, 1973; Shimamura, 1973; Yamamizu, 1973).

В настояще статье будет сделан краткий обзор работ, посвященных горизонтальной неоднородности верхней мантии в районе Японии, причем основное внимание будет сосредоточено на исследовании самого автора методом трехмерного прослеживания сейсмического луча, недавно развитым К. Джекобом (Jacob, 1970).

Исследования аномальных структур верхней мантии, связанных с островными дугами, в других районах земного шара начали проводиться после работ Дж. Оливера и Б. Айзекса (Oliver, Isacks, 1967, 1968). Но здесь мы о них говорить не будем (см., например, Mitronovas, Isacks, 1971; Barazangi, Isacks, 1971; Jacob, 1970, 1972).

Аномалии времен пробега

Крупномасштабные аномалии в строении верхней мантии отражаются в аномалиях времен пробега, распределениях интенсивности землетрясений и типах зарегистрированных сейсмических волн. Сначала рассмотрим типичный пример времен пробега продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн.

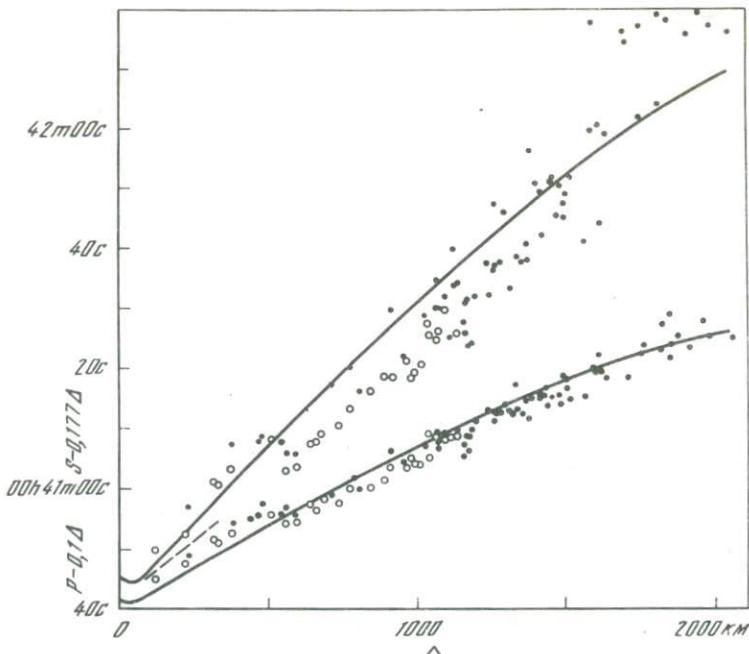


Рис. 1. Приведенные годографы для поверхностного ($h = 40$ км) землетрясения, произошедшего 31 мая 1964 г. в море восточнее Хоккайдо; эпицентр определен МСЦ

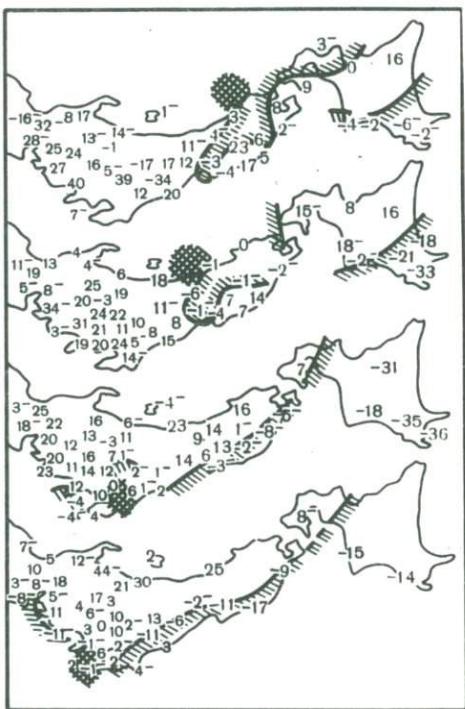
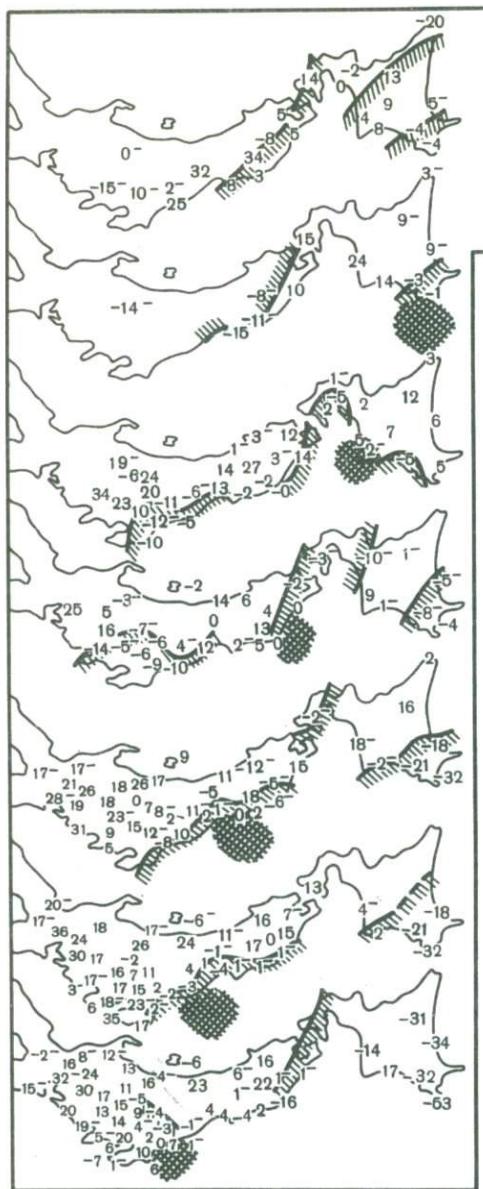
Кривыми нанесены годографы Джейффриса-Буллена для волн P и S . Кружки — данные станций на океанической стороне вулканического фронта (Utsu, 1971а)

На рис. 1 нанесены приведенные значения времен пробега из работы Т.Уцу (Utsu, 1971а) для неглубокого землетрясения, которое произошло в море к востоку от о-ва Хоккайдо и эпицентр которого определен Международным сейсмологическим центром (МСЦ). По сравнению со стандартными данными из таблиц Джейффриса-Буллена волны и P и S запаздывают на Хоккайдо ($\Delta < 500$ км) и приходят раньше на север о-ва Хонсю ($500 < \Delta < 1100$ км). На основании данных рис. 1 можно предположить существование двух зон, резко отличающихся друг от друга: зоны с большой скоростью сейсмических волн в верхней мантии на тихоокеанской стороне о-ва Хоккайдо и северо-востоке о-ва Хонсю и зоны с малой скоростью под о-вом Хоккайдо. Скорости волн в этих зонах на несколько процентов выше или ниже скоростей волн по таблицам Джейффриса-Буллена. На расстояниях свыше 1000 км флуктуации времен пробега настолько велики, особенно для волн S , что интерпретация времен пробега в отношении одного расстояния затруднительна.

В общем случае горизонтальной неоднородности характеристики времен пробега зависят не только от расстояния, но и от положений очага и станции наблюдения.

Проведено много исследований географического распределения невязок времен пробега (например, Wadati, 1931, 1932; Honda, 1932). Невязки времен пробега волн P и S в Японии по данным Метеорологического агентства Японии приведены на рис. 2 (P and S travel-times, 1967). Зависимость географического распределения невязок времен пробега от эпицентрических зон отчетливо видна на рис. 2. Характеристики распределения для волн P и S близки друг к другу. В целом ранние вступления, появляющиеся на Хоккайдо и тихоокеанской стороне Хонсю, свидетельствуют о наличии зоны с относительно высокой скоростью на тихоокеанской стороне Хоккайдо и в северной части

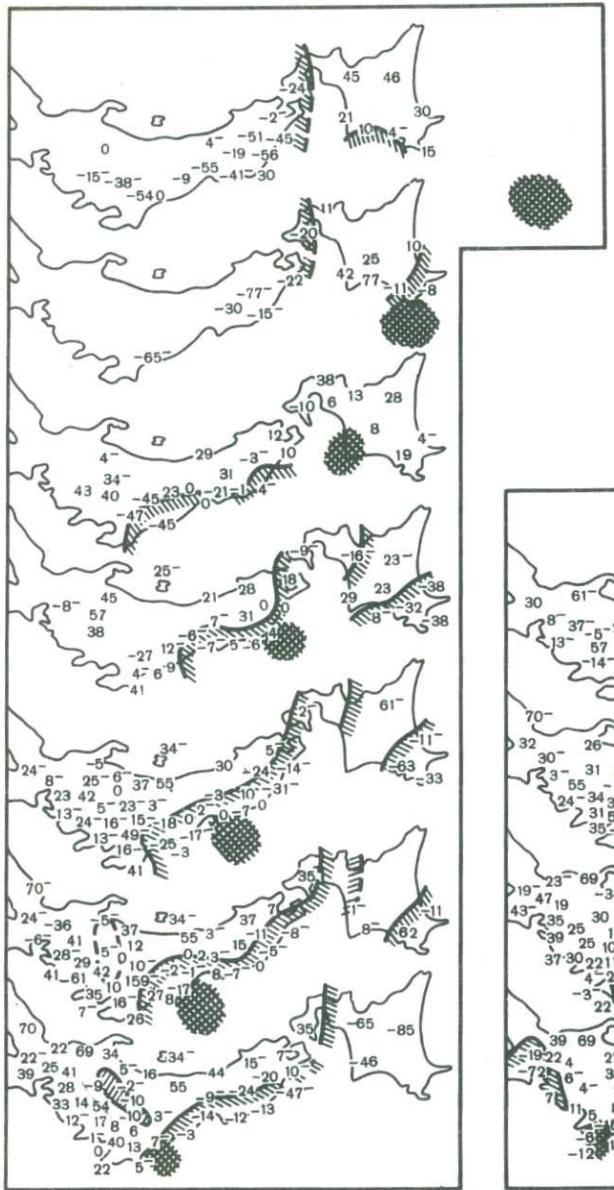
Рис. 2. Географическое распределение средних невязок времен пробега волн $P(a)$ и $S(b)$ с интервалом в $1/10$ см для землетрясений, произошедших в различных зонах (Pand, 1967). Заштрихованы эпицентральные зоны



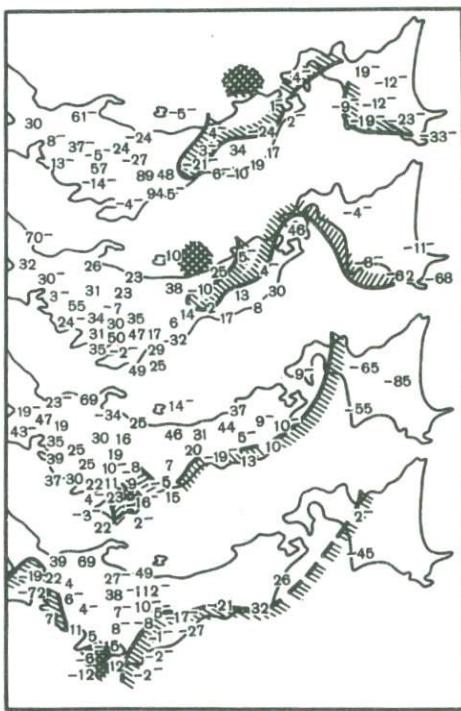
Хонсю. Внизу слева на рис. 2 видна интересная узкая зона отрицательной аномалии в Центральной Японии как для P -волн, так и для S -волн. Подобной аномалии не видно на других рисунках. Эта локальная аномалия обусловлена в основном положением эпицентральных зон. Как позднее показали Г. Аоки и Т. Тада (Aoki, Tada, 1973), это явление можно связать со сложным характером деформации погружающейся плиты в Центральной Японии.

Аномальное распределение интенсивностей землетрясений

После сообщения К. Хасегавы (Hasegawa, 1918), согласно которому толчок, произошедший в середине Японского моря, ощущался только на тихоокеанском побережье Восточной Японии, японские сейсмологи провели множество исследований, касающихся аномального распределения интенсивностей земле-



б



трясений. Систематическое исследование распределения интенсивности в Японии провел Т.Уцу (Utsu, 1966). Он построил более 60 карт изосейст для землетрясений, происшедших в течение примерно 40 лет вплоть до 1965 г. Он указал, что наклонная зона глубоких и промежуточных землетрясений эффективно передает высокочастотные сейсмические волны, в частности P -волны, и что зона их затухания почти полностью асейсмична. На рис. 3 приведены типичные карты изосейст по Т.Уцу (Utsu, 1971а). Кроме того, Т.Уцу (Utsu, 1971а) опробовал несколько упрощенных моделей, содержащих зону низких значений Q в верхней мантии на континентальной стороне наклонной фокальной зоны, сравнив их с реально наблюдаемыми распределениями изосейст.

Был сделан вывод, что три модели, иллюстрируемые на рис. 4, согласуются с наблюдениями и имеются десятикратные различия в величинах Q .

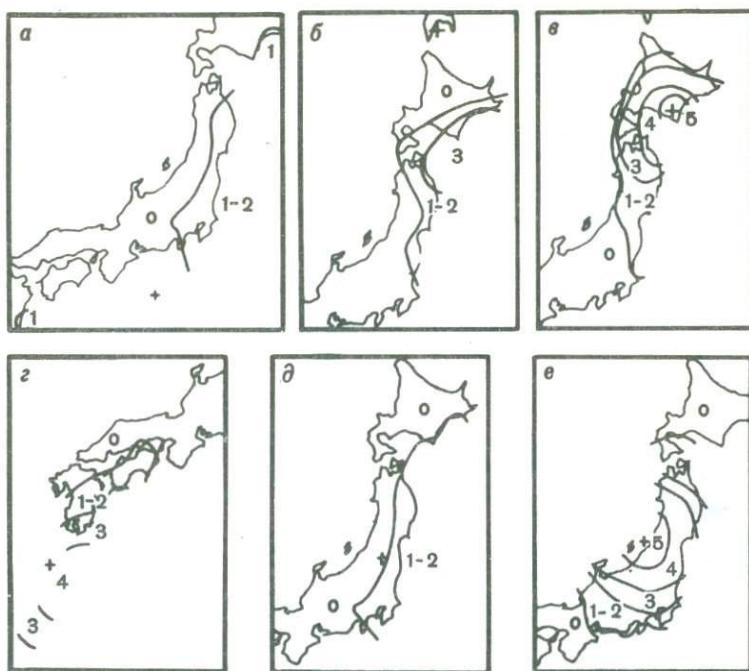


Рис. 3. Карты изосейст, составленные по данным Т.Уцу (Utsu, 1971а)

Крестиком показан эпицентр. Цифрами указаны интенсивности по шкале IMA: 0 – неощущимый толчок; 4 – соответствует 5 или 6 баллам по модифицированной шкале Меркалли

a – 21 февр. 1966, $h = 340$ км, $M = 5,8$; *b* – 18 дек. 1967, 360 км, 5,9; *c* – 21 янв. 1970, 50 км, 6,7; *d* – 14 мая 1968, 160 км, 5,9; *e* – 30 окт. 1969, 160 км, 5,0; *f* – 16 янв. 1964, 40 км, 7,5

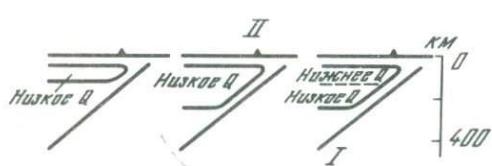


Рис. 4. Модели зоны низких тепловых потоков Q в верхней мантии: вертикальный разрез, перпендикулярный островной дуге (Utsu, 1971а)

I – центр наклоненной сейсмической плоскости; II – вулканический фронт

Амплитуды и форма колебаний на сейсмограммах

Как известно, амплитуды и форма колебаний даже на одной и той же станции сильно зависят от пути распределения волн. Характерные примеры из работы Т.Уцу (Utsu, 1971а) показаны на рис. 5. Запись землетрясения, произошедшего в Центральной Японии, имеет относительно низкочастотный состав; идентифицировать S -волны трудно из-за недостаточности отчетливых S -фаз; амплитуды волн малы по сравнению с записью землетрясения, произошедшего на Курильских островах, хотя магнитуда первого из этих толчков на 1,6 больше, чем второго. Наоборот, на сейсмограмме Курильского землетрясения хорошо выражены высокие частоты и волны S имеют большие амплитуды. Волны землетрясения Центральной Японии распространялись главным образом по зоне с низкими величинами Q , в то время как во втором случае волны распространились через зону высоких величин Q . Т.Уцу и Г.Окада (Utsu, Okada, 1968) исследовали некоторые землетрясения методом спектрального анализа и оценили величину Q для зоны низких Q , которое оказалось менее 50–100.

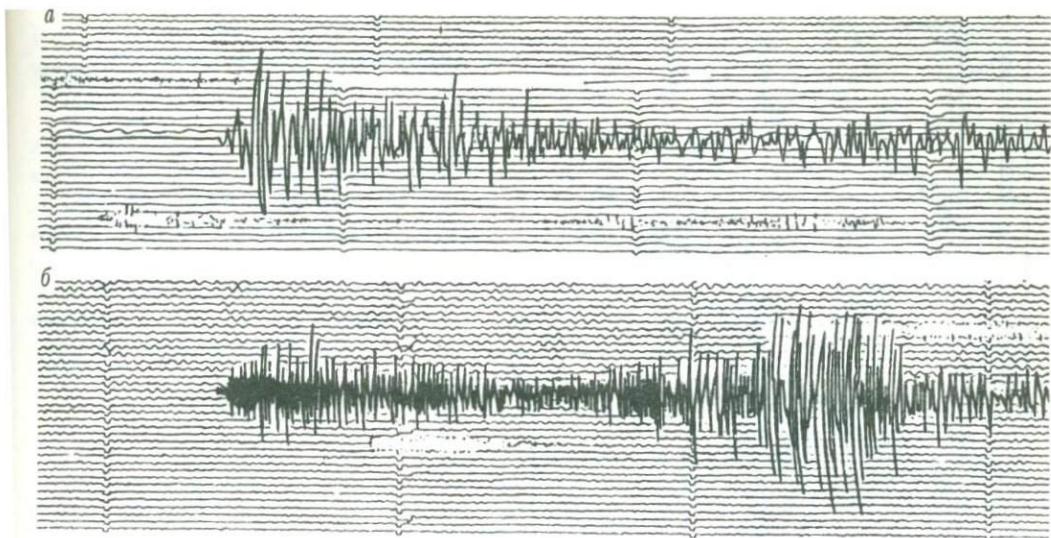


Рис. 5. Сравнение сейсмограмм, записанных короткопериодным вертикальным сейсмографом в КМИ (см. рис. 1) в южной части Хоккайдо (Utsu, 1971а)

a – 9 сент. 1969, Центральная Япония, $\Delta = 900$ км, $M = 6,6$; *б* – 15 сент. 1969, Курильские острова, 850 км, 5,0

Модели верхней мантии под Японией

Модель верхней мантии, предложенную Т.Уцу (Utsu, 1971), иллюстрирует рис. 6. Между двумя зонами имеется десятикратное различие в величине Q , а скорости волн и P и S различаются на несколько процентов. По-видимому, зона малого Q и малой скорости на океанической стороне Японии менее четко выражена, чем на континентальной, хотя данных для окончательного вывода недостаточно.

Х.Канамори (Канамоги, 1968) изучал времена пробега до японских станций сейсмических волн от ядерного взрыва Лонгшот, произведенного в 1965 г. Он обнаружил систематическое изменение невязок времен пробега и приписал его горизонтальной неоднородности в верхней мантии, связанной с наклонно падающей плоскостью повышенной сейсмичности под островной дугой. На рис. 7 изобатами показана наклонная сейсмичная плоскость, а также нанесены стан-

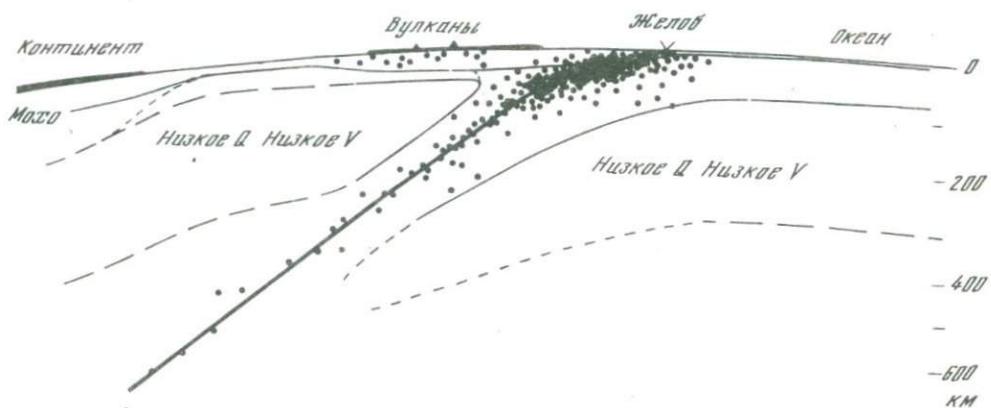


Рис. 6. Модель верхней мантии под Японией (Utsu, 1971а): вертикальный разрез, перпендикулярный дуге

Распределение очагов землетрясений показано черными кружками

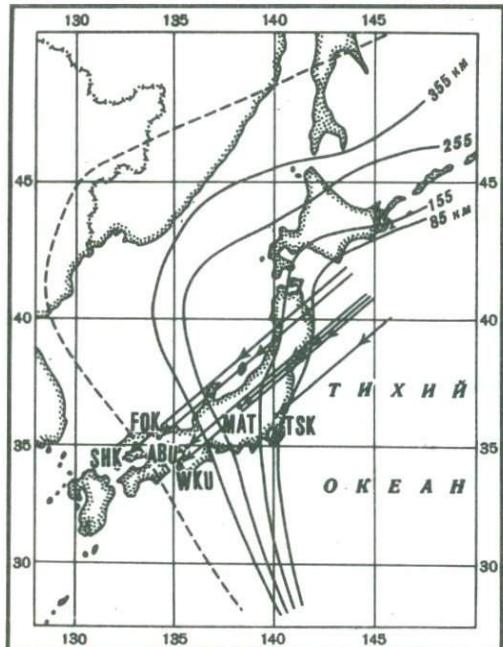


Рис. 7. Расположение станций, изосеймобаты (Ueda, Sugimura, 1970) и траектории лучей до станций от точки взрыва на Алеутских островах

Штриховой линией отмечена западная граница глубинной сейсмической зоны (Канамори, 1968)

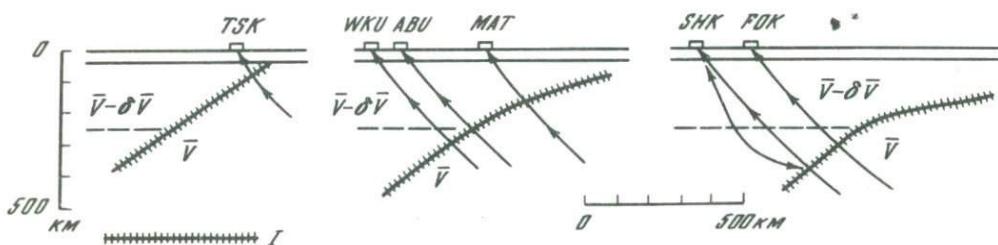


Рис. 8. Структурные разрезы вдоль сейсмического луча (Канамори, 1968)

I — глубинная сейсмическая плоскость

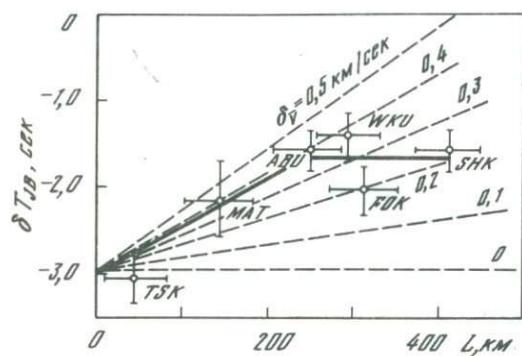


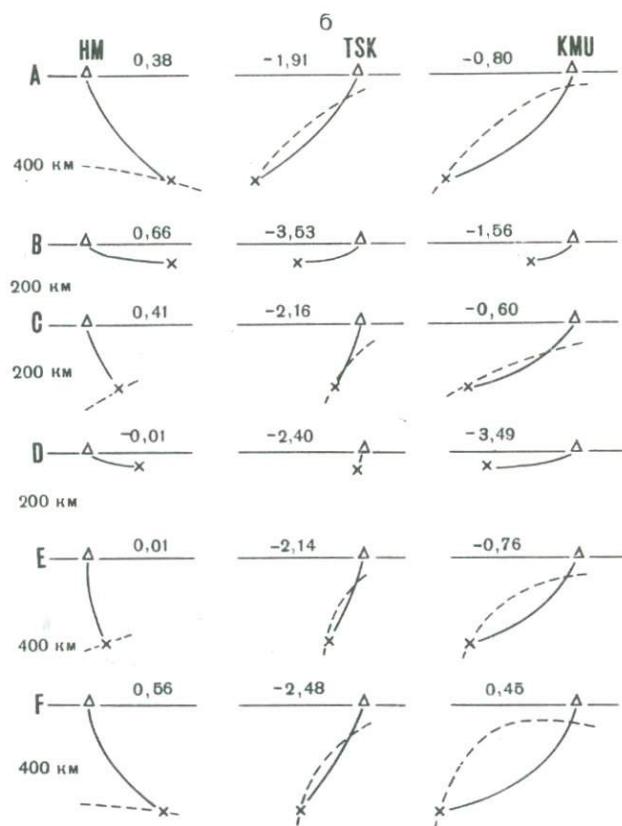
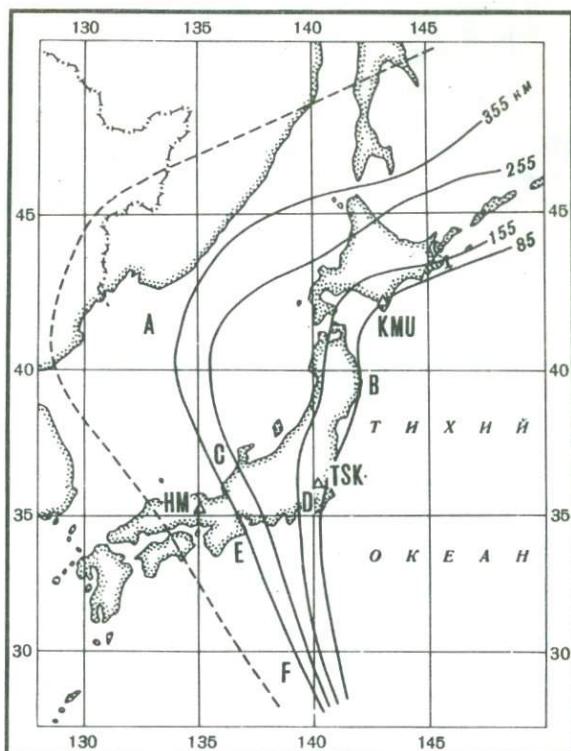
Рис. 9. Невязки Джифриса-Буллена для волн P в зависимости от длины пути волны выше глубинной сейсмической плоскости

Штриховая линия дает наклон для разных значений δV , приведенных на рис. 8. Сплошная линия определяет соотношение, когда область $V - \delta V$ ограничена на глубине 250 км, как показано на рис. 8 (Канамори, 1968)

ции, использованные в его исследовании, и пути распространения волн от пункта взрыва на Алеутских островах до этих станций. На рис. 8 приведены вертикальные разрезы вдоль путей распространения сейсмических лучей, где L — длина пути в верхней мантии выше глубинной сейсмической плоскости. Систематическое изменение невязок во временах пробега в зависимости от длины пути L показано на рис. 9. Канамори пришел к выводу, что в верхних 250 км мантии на континентальной стороне глубинной плоскости скорость P -волн уменьшена на 0,4 км/сек по сравнению со скоростью на океанической стороне этой плоскости. Среднее значение Q в зоне малой скорости, о которой говорилось выше, было оценено по отношению амплитуд фаз P_c и P

Рис. 10. Осредненные невязки времен пробега P -волны $\Delta t/t$ (%) и ход лучей

a – Станции, использованные при анализе; *b* – вертикальные разрезы и ход лучей до этих станций. Соотношение вертикального и горизонтального масштаба примерно 2:1. Сплошными линиями показан ход лучей, пунктирными – сейсмические плоскости (Ishida, 1970)



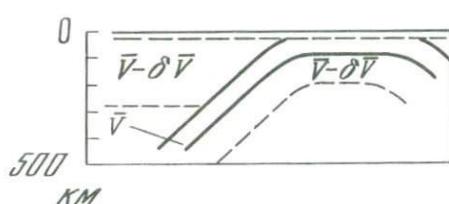
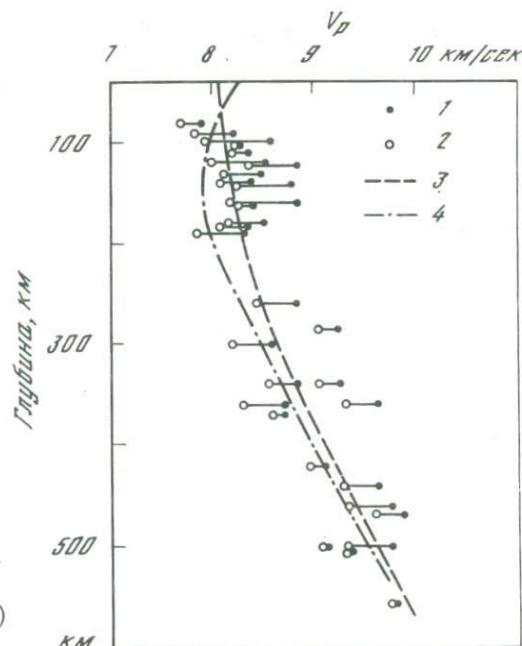


Рис. 11. Модель верхней мантии (согласно Ishida, 1970)

Рис. 12. Распределение скоростей P -волн в верхней мантии под Японскими островами (по Tada, 1972)

Два значения, соединенные горизонтальной чертой, получены от одного и того же землетрясения

1 – сейсмическая зона; 2 – нормальная мантия; 3 – данные Херрина и др., 1968 г.; 4 – данные Гутенберга 1953 г. (Gutenberg, 1973)



и оказалось равным 80. Такие низкие значения Q и скорости объяснялись повышением температуры примерно на 500°C в сочетании с частичным плавлением порядка 2%. Отметим, что, в отличие от Т.Узу, Х.Канамори не вводил литосферной плиты с большими значениями Q и скорости (эта плита разделяла зону с малыми значениями названных параметров).

М.Исида (Ishida, 1970) заново определил и нанес на карту положение эпицентров приблизительно 410 землетрясений, произошедших в течение 1967 г. в Японии и ее окрестностях. Кроме того, он исследовал аномалии времен пробега, использовав три станции и шесть групп вновь определенных эпицентров землетрясений, как показано на рис. 10. При определении невязок для районов A, B, C, D, E и F были использованы соответственно 3, 7, 4, 9, 10 и 10 землетрясений. Для объяснения наблюдаемых аномалий времен пробега Исида предложил модель верхней мантии (рис. 11). Характерными особенностями его модели являются присутствие зоны малой скорости на океанической стороне в области, параллельной сейсмической плоскости, а также меньшая разность скоростей (2–3%) – примерно половина того, что принимали предыдущие исследователи.

Т.Тада (Tada, 1972) применил метод К.Кайлы (Kaila, 1969) для определения скорости в плите, характеризующейся высокими скоростями прохождения сейсмических волн под территорией Японии, использовав 31 землетрясение на севере о-ва Хонсю, а также на островах Идзу и Марианских. Результаты анализа приведены на рис. 12.

Были сделаны следующие выводы.

1. Различия в скоростях между высокоскоростной плитой и окружающей мантией равны 5; 3,5 и 2,5% на глубинах 200, 400 и 600 км соответственно.

2. Скорость прохождения сейсмических волн в окружающей мантии близка значениям, полученным в работе Г.Херрина и др. (Herrin et al., 1968).

3. Слои с малой скоростью под территорией Японии могут начинаться в окружающей мантии непосредственно под границей Мохо. Разность скоростей в 5% (0,4 км/сек) на глубине 200 км соответствует разности температур в 1000°C . Однако, чтобы убедиться во втором выводе Т.Тады, следует учитывать разрешающую способность метода, которым определяется абсолютное значение скорости.

Г.Аоки и Т.Тада (Aoki, Tada, 1973) исследовали деформацию погружающейся плиты под территорией Японии. Они указали, какая сложная ситуация может возникнуть (назовем ее наложением плит) на контакте двух дуг: Курильской и Хонсю, Хонсю и Идзу-Марианской, если плита жесткая и ее площадь при погружении не изменяется. Ранние вступления от ядерного взрыва Кэнкин (Алеутские острова), появившиеся в узкой полосе в центральной части Японии к западу вдоль параллели $35,5^{\circ}$ с.ш., они пытались объяснить наложением плит на границе островных дуг Хонсю и Идзу-Марианской. Аналогичная узкая полоса ранних вступлений видна на рис. 3 (внизу слева) как для P -, так и для S -волн. Однако, чтобы прийти к окончательному выводу, следует провести детальные и точные исследования.

Модели верхней мантии, полученные в результате трехмерного прослеживания сейсмического луча

Для дальнейшего развития наших знаний о тектонике плит желательно иметь более детальные сведения о строении верхней мантии, особенно в районах дуговых структур. Одним из важных методов является трехмерная обработка сейсмического луча, позволяющая определять некоторые значения времен прохождения на основе заданных путей волн. Ф.Ямамида (Yamamizu, 1973) и К.Хамада (Hamada, 1973) продолжали исследования в этом направлении методом трехмерного прослеживания луча (Jacob, 1970). Ямамида получил разность скоростей P -волн в 6% между высокоскоростной плитой и окружающей мантией, использовав три естественных землетрясения, произошедших в заливе Вакаса ($35^{\circ}35'$ с.ш. $135^{\circ}30'$ в.д.). На рис. 13 проводится

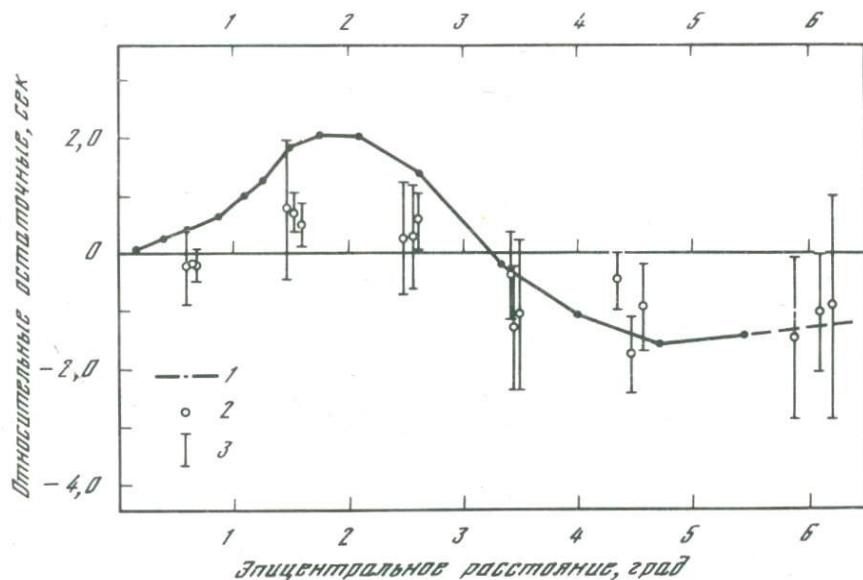


Рис. 13. Сравнение относительных невязок – вычисляемых (1) и наблюдавших (2)

3 – среднеквадратичные отклонения. Эпицентральное расстояние измерялось от эпицентра в северо-восточном направлении (Yamamizu, 1973)

Рис. 14. Схематическая модель верхней мантии (по Yamamizu, 1973)





Рис. 15. Сглаженные изолинии невязок ($0\text{--}Ch$, $0,1$ сек) времен пробега P -волн для ядерного взрыва Кэникин, произведенного в 1971 г. на о-ве Амчитка, в центральной части Алеутских островов

O и Ch – соответственно наблюдаемое время пробега и теоретическое (по Herrin et al., 1968) (из работы Hamada, 1973)

Рис. 16. Региональные средние значения невязок времен пробега ($0\text{--}Ch$, сек) для ядерного взрыва Кэникин

1 – границы регионов; N – число наблюдений, использованных при осреднении (Hamada, 1973)

сравнение невязок наблюдаемых времен пробега с вычисленными соответственно моделью, изображенной на рис. 14.

Используя около 150 данных наблюдений, сделанных при ядерном взрыве Кэникин (на о-ве Амчитка в центральной части Алеутских островов), К.Хамада (Hamada, 1973) построил модель верхней мантии по P -волнам на основе работы Т.Уцу. На рис. 15 приведены изолинии невязок времен пробега P -волн, а осредненные значения по отдельным районам даны на рис. 16.

Можно сделать следующие выводы об общих тенденциях изменения невязок. Среднее значение для всей Японии составляет $0,4$ сек. Значительная отрицательная аномалия имеется в северо-восточной части Японии, особенно на о-ве Хоккайдо, а положительная – в Юго-Западной Японии, в особенности на о-ве Кюсю.

Кроме того, в северо-восточной стороне Японии, прилегающей к Тихому океану, свойственны более ранние вступления, чем стороне, прилегающей к Японскому морю. На юго-западе Японии соотношения обратные. Особый интерес представляют положительные аномалии, среднее значение которых составляет $0,9$ сек, во внешней зоне Юго-Западной Японии и их продолжение в область Канто (Центральная Япония). Такие положительные аномалии во внешней зоне Юго-Западной Японии, по-видимому, несовместимы с надвигающейся здесь высокоскоростной плитой Филиппинского моря (Ando, 1972; Kamatori, 1972), если только мы не допустим, что в этом районе существует зона с очень малой скоростью, подавляющая высокую скорость вьшележащей плиты Филиппинского моря.

Для объяснения наблюдаемых невязок времен пробега К.Хамада принял модель типа A , схематически показанную на рис. 17, и рассмотрел различие

скоростей в трех зонах, не изменяя границ этих зон. Действительное положение высокоскоростной плиты показано на рис. 18 с помощью изолиний положения центра, где под центром плиты подразумевается центр области, в которой концентрируются глубокие и промежуточные землетрясения. В конце концов была выбрана модель, лучше всего соответствующая наблюдениям; теоретические невязки времен пробега для нее приведены на рис. 19. Некоторые теоретические траектории сейсмических лучей для этой модели иллюстрирует рис. 20.

Модель А-431 была построена так, чтобы общую тенденцию наблюдаемых аномалий времен пробега для всей Японии в целом можно было объяснить независимо от местных аномалий времен пробега и флюктуаций, присущих наблюдениям. В результате наблюдаемая отрицательная невязка на Хоккайдо, средняя которой равна 0,7 сек, стала сопоставимой с теоретической (среднее значение также 0,7 сек). Наблюдаемая положительная невязка на Кюсю, среднее значение которой 1,1 сек, сопоставима с теоретической (среднее значение 1,2 сек).

Рис. 21, а-в иллюстрирует теоретические невязки времен пробега для трех модификаций наилучшей модели А-431. Эти данные позволяют обсудить отличительную особенность выбранной модели и разрешение, с которым в этом случае можно определить разность скоростей. По-видимому, трудно изменить разность скоростей модели более чем на 1%, поскольку для всей Японии принята модель типа А (см. рис. 17).

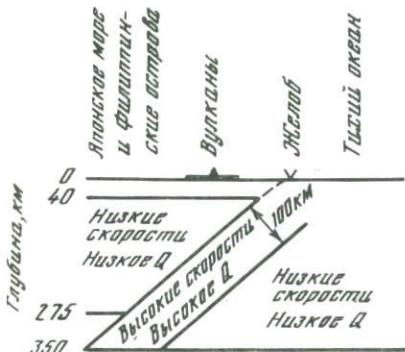


Рис. 17. Модель А верхней мантии, построенная путем упрощения модели Уцу

Низкая или высокая скорость означает меньшую или большую скорость на той же глубине, что в стандартной модели Земли P68. Истинное местоположение высокоскоростной плиты соответствует положению зоны глубоких и промежуточных землетрясений, показанной на рис. 18, изобатами ее центра (по Hamada, 1973)

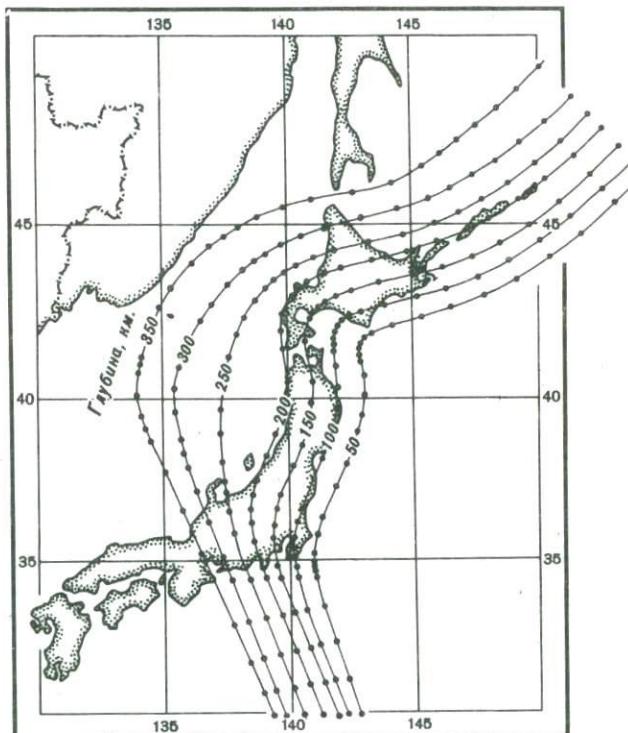


Рис. 18. Сглаженные изолинии, характеризующие положение зоны глубоких и промежуточных землетрясений (по Uyeda, Sugimura, 1970; Utsu, 1971a, с дополнениями)

Координаты черных кружков на изолиниях использовали для определения местоположения высокоскоростной плиты (по Hamada, 1973)

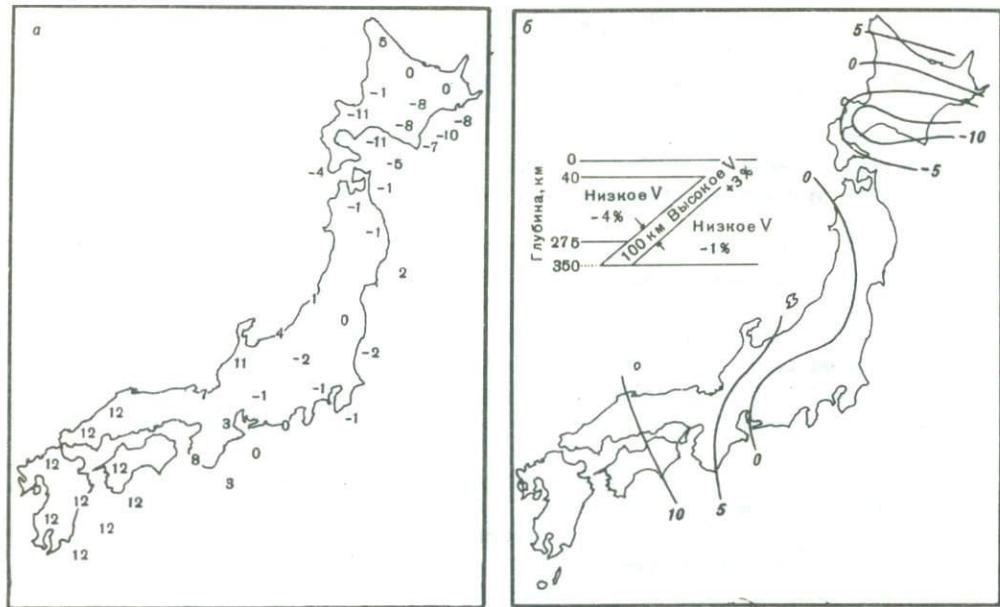


Рис. 19а,б

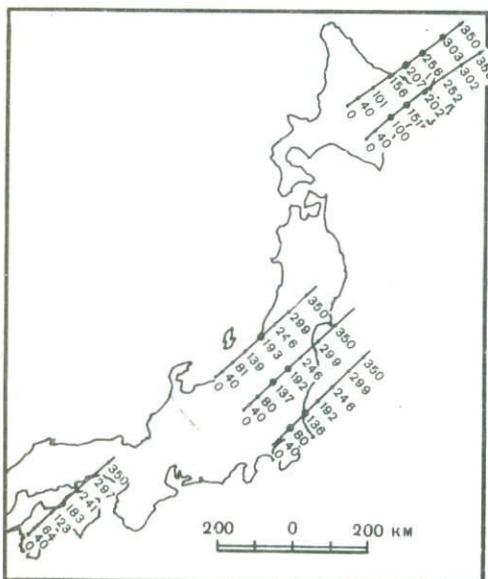


Рис. 20

Рис. 19. Теоретические невязки времен пробега P -волн (а) от о-ва Амчитка ($C-Ch$, 0,1 сек) и их сглаженные изолинии для модели А-431 (б), лучше всего соответствующей наблюдениям (по Hamada, 1973)

Рис. 20. Некоторые теоретические траектории сейсмических лучей от о-ва Амчитка для модели А-431

Цифры – глубина данной точки; точки выделенные ярче, расположены на высокоскоростной плите (по Hamada, 1973)

Как упоминалось выше, в Северо-Восточной Японии вступления сейсмических волн наблюдаются раньше на тихоокеанской стороне, чем на япономорской, т.е. наблюдения обнаруживают тенденцию, сходную с теоретическими временами пробега. Однако в Юго-Западной Японии теоретические аномалии в деталях отличаются от наблюдавшихся. В частности, по сравнению со стороной, обращенной к Японскому морю, на тихоокеанской стороне наблюдаются более поздние вступления, в то время как теоретически более поздние вступления должны быть на западной стороне Центральной Японии – в области Канте. Подобные невязки теоретических изолиний времен пробега выявляются во всех случаях расчетов, когда скорость в наклонной плите выше, чем в окружающей мантии.

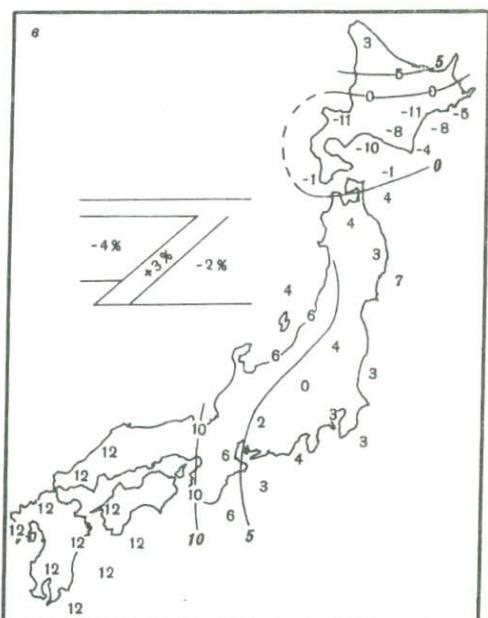
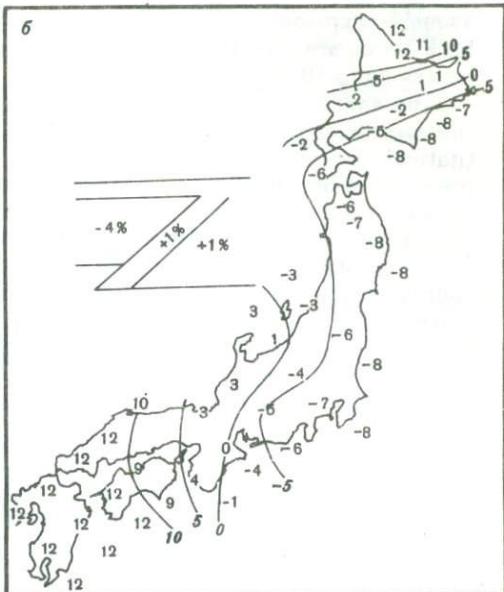
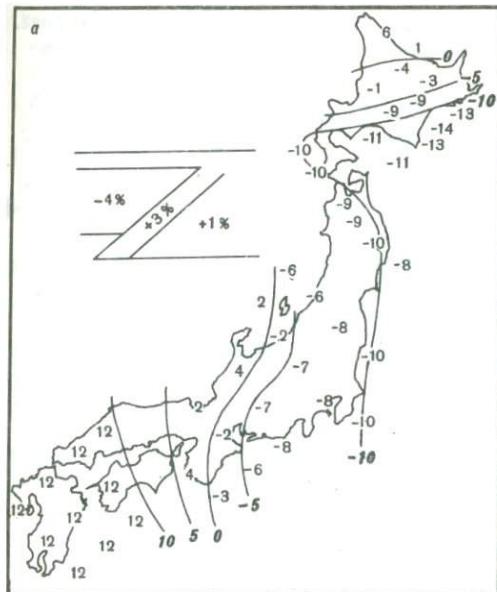


Рис. 21. Теоретические невязки времен пробега от о-ва Амчитка (C-Ch, 0,1 сек) для трех вариантов модели A-431P, A-411P и A-432 (соответственно а, б, в) (по Hamada, 1973)

Следовательно, чтобы объяснить аномалии времен пробега в юго-западной Японии, нужна модель иного типа. Необходимо также разрешить кажущееся несоответствие между наблюдаемыми более поздними вступлениями во внешней зоне и существованием подвига Филиппинского моря.

ABSTRACT

A brief review of the studies on large-scale lateral inhomogeneity in the upper mantle beneath Japan will be presented. A considerable amount of seismological evidences, suggesting an anomalous structure in the upper mantle, has been accumulated without definite explanations some 50 years since. Recent investigations of the upper mantle beneath Japan have revealed a remarkably anomalous structure and gave a re-

asonable explanation as to the cause of the anomalous observational data in the past. Such works are represented by Utsu's papers, including critical reviews of Japanese papers up to 1970.

The anomalous structure under consideration seems to be completed by Utsu to a first approximation. For further development of such an investigation, however, quantitatively precise treatment is essential. That is, precise calculations of the path and travel-time of the seismic wave propagating through a heterogeneous medium are necessary, especially for complicated areas like Japan. Yamamizu and Hamada advanced their studies independently along this direction by means of three-dimensional seismic-wave-ray tracing. Using the travel-time to the Japanese stations for the nuclear explosion Cannikin in the Central Aleutian islands in 1971, Hamada constructed the upper mantle model based on the work by Utsu and showed the theoretically expected travel-time anomalies for the model, comparing those with the actually observed anomalies for that nuclear explosion.

ЛИТЕРАТУРА

- Anderson O., Schreiber E., Lieberman R.C., Soga N.* Some elastic constant data on minerals relevant to geophysics. — Rev. Geophys. Space Phys., 1968, 6, 491–524.
- Ando K.* Movement of the plate underthrusting beneath south-west Japan. — Abstract 1972 Meeting Seismol. Soc. Japan, 1972, N 1, 106.
- Aoki H., Tada T.* P-wave travel-time anomaly in Japan observation of the Kannikin nuclear explosion. — J. Phys. Earth, 1973, 21, 433–443.
- Barazangi M., Isacks B.* Lateral variations of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island arc: Deep anomaly in the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1971, 76, 8493–8515.
- Gutenberg B.* Wave velocities at depths between 50 and 600 km. — Bull. Seismol. Soc. America, 1953, 43, 223–232.
- Hamada K.* The upper mantle beneath Japan inferred from P travel-time anomalies by means of three dimensional ray tracing, part I. — J. Phys. Earth, 1973, 21, 463–474.
- Hasegawa K.* An earthquake under the Sea of Japan, Kishoshishi. — J. Meteorol. Soc. Japan, 1918, 37, 203–207.
- Herrin H. et al.* Seismological tables for P phases. — Bull. Seismol. Soc. America, 1968, 58, 1196–1241.
- Hisamoto S.* On the anomaly of travel-time of S waves observed on Northeastern Japan. — J. Seismol. Soc. Japan, 1965, 18, pt 1, 142–153; pt 2, 195–203.
- Honda H.* A note on the anomaly of the velocity of the seismic waves. — Geophys. Mag., 1932, 6, 189–192.
- Ishida M.* Seismicity and travel-time anomaly in and around Japan. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1970, 48, 1023–1051.
- Jacob K.H.* Three-dimensional ray-tracing in a laterally heterogeneous spherical earth. — J. Geophys. Res., 1970, 75, 6675–6689.
- Jacob K.H.* Global tectonic implications of anomalous seismic P travel-time from the nuclear explosion Longshot. — J. Geophys. Res., 1972, 77, 2556–2573.
- Kaita K.L.* A new analytical method for finding the upper mantle velocity structure from P and S travel times of deep earthquakes. — Bull. Seismol. Soc. America, 1969, 59, 755–769.
- Kanamori H.* Travel-times to Japanese stations from Longshot and their geophysical implications. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1968, 46, 841–856.
- Kanamori H.* Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1972, 5, 129–139.
- Katsumata M.* The effect of seismic zone upon transmission of seismic waves. — Kensin-Shino, 1960, 25(3), 19–25.
- Mitronovas W., Isacks B.* Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga-Kermadic Island Arc. — J. Geophys. Res., 1971, 76, 7154–7180.
- Oliver J., Isacks B.* Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. — J. Geophys. Res., 1967, 72, 4259–4275.
- Oliver J., Isacks B.* Structure and mobility of the crust and mantle in the vicinity of island arcs. — Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, 985–992.
- P* and *S* travel-times and maximum amplitude recorded in Japan by Seismological Section JMA. — Techn. Report Japan Meteorol. Agency, 1967, 55.
- Shimamura H.* Thickness of the Chishima plate and hypocentral distribution. — Abstract 1973 Meeting Seismol. Soc. Japan, 1973, N 1, 238.
- Tada T.* P wave velocity distribution of the down going slab. — Zisin (Bull. Seismol. Soc. Japan), 1972, 25, 310–317.

- Utsu T.* Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle as inferred from abnormal distribution of seismic intensities. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 1966, 2, 359–374.
- Utsu T.* Anomalies in seismic-wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone, 1. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 1967, 3, 1–25.
- Utsu T.* Anomalous structure of the upper mantle beneath the Japan Island. — *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1971a, 25, 99–128.
- Utsu T.* Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special references to the Japanese region. — *Rev. Geophys.*, 1971b, 9, 839–890.
- Utsu T.* Some characteristics of earthquake occurrence and anomalous structure of the upper mantle in Japan. Island arc and marginal sea. — *Proc. 1 Japan – USSR Sympos. on Solid Earth Sci. Tokyo*, 1971c, 201–214.
- Utsu T., Okada H.* Anomalies in seismic-wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone. 2. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 1968, 3, 65–84.
- Uyeda S., Sugimura A.* Island arcs (in Japanese). Iwanami, 1970, 35.
- Wadati K.* Shallow and deep earthquakes. — *Geophys. Mag.*, 1931, 3, 231–283.
- Wadati K.* Preliminary report on the irregular propagation of seismic waves in the Kwanto district. — *Geophys. Mag.*, 1932, 6, 239–250.
- Yamamizu F.* P travel time anomaly in Japan as deduced from threedimensional seismic ray tracing. — *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1973, 30, 33–45.

Х. Окада, С. Судзуки, Т. Мория, С. Асано

СТРОЕНИЕ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ,
ПРОХОДЯЩЕМУ ЧЕРЕЗ ЮЖНУЮ ЧАСТЬ О-ВА ХОККАЙДО,
ЯПОНИЯ

(получено в результате наблюдений с использованием взрывов)

Введение

В 1966 г. профессор В.В. Белоусов, председатель Советского геофизического комитета АН СССР, предложил провести совместные советско-японские геофизические и геологические исследования в зоне перехода от азиатского материка к Тихому океану через Японские острова. В соответствии с этим предложением Исследовательской группой по взрывной сейсмологии (RGES) был спланирован эксперимент, который должен был обеспечить получение разреза коры вдоль профиля, проходящего по о-ву Хоккайдо; эксперимент входил в программу работ по Проекту верхней мантии как совместная работа СССР и Японии летом 1968 и 1969 гг. Профиль, выбранный для проведения этого эксперимента, проходил от побережья мыса Эримо к побережью п-ова Сякотан.

Предполагалось, что кора вдоль профиля имеет сложное строение. Это связано с тем, что южная часть о-ва Хоккайдо, где проводился эксперимент, представляет собой район, обладающий несколькими известными особенностями с точки зрения геофизики: в северо-западной половине профиля широко распространены вулканы с третичными и четвертичными изверженными породами и горячие источники (Uyeda, 1972), а юго-восточная половина профиля соприкасается с юго-западной стороной метаморфического пояса Хидака (Hunahashi, 1957) и характеризуется высокой сейсмичностью (Utsu, 1968), большой отрицательной аномалией силы тяжести (Bouger anomalies, 1970; Tomoda, 1973) и мощным, отчетливо выраженным слоем осадков (Hunahashi, 1957). Поэтому определить структуру коры в данном районе очень трудно, но в то же время и интересно исследовать ее именно в таком районе. Кроме того, весьма важно определить структуру коры о-ва Хоккайдо, которая может быть связана со структурой коры в Японском море; последняя протягивается более чем на 100 км от северо-западного конца профиля, на котором строение коры получил С.М. Зверев (1970).

Взрывы и наблюдения

Станции наблюдения располагались по профилю приблизительно на равных расстояниях друг от друга от мыса Эримо до п-ова Сякотан; линия взрывов проходила близко от линии станций на продолжениях профиля в оба конца (рис. 1). Общая длина профиля равняется примерно 460 км: 100 км в Японском море, 260 км на суше и 100 км в Тихом океане.

Основной методикой проведения исследований в этих экспериментах был метод фиксированной системы наблюдений и подвижного пункта взрыва. Сейсмические станции, обслуживаемые участниками RGES, были размещены, как показано на рис. 1, при взрывах у побережий мыса Эримо и п-ова Сякотан. На каждой из этих станций использовалось несколько вертикальных сейсмогра-

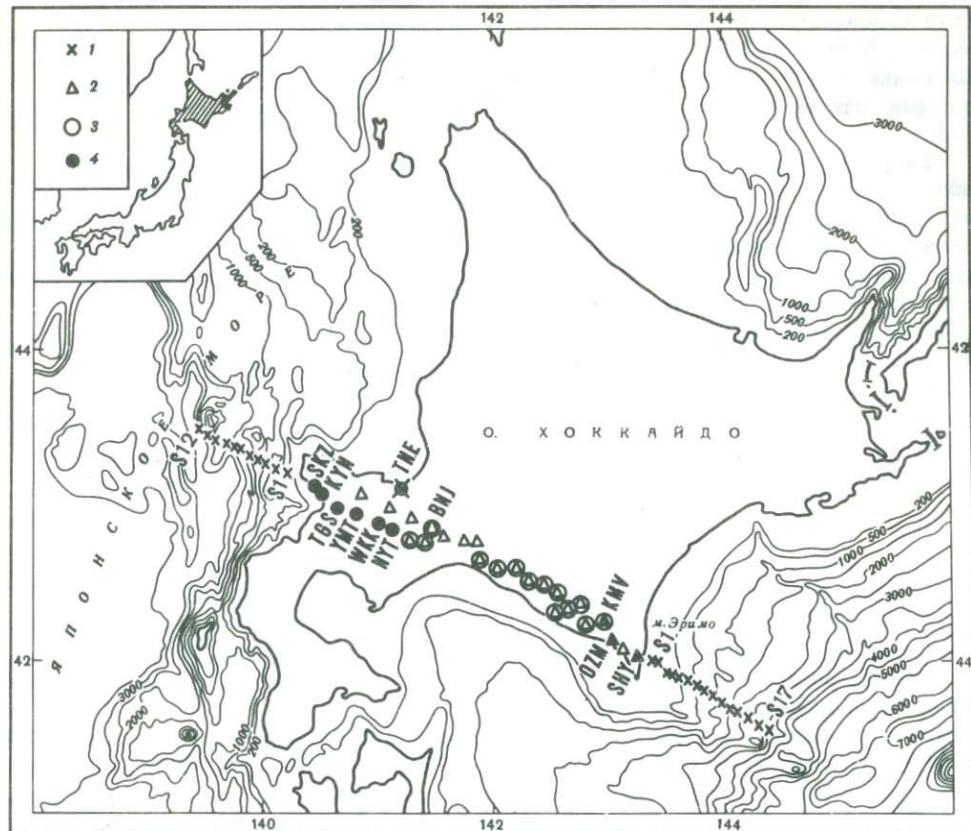


Рис. 1. Расположение пунктов взрыва и станций наблюдения

1 – пункты взрыва; 2 – станции, производившие регистрацию при взрывах у побережья мыса Эримо; 3 – пункты взрыва у п-ова Сякотан, из которых зачерненные значки (4) соответствуют пунктам, данные которых использовались в анализе

фов с частотой собственных колебаний 1 гц и (или) 4,5 гц и система магнитной записи. Если добавить станции с гидрофоном, то общее число отдельных сейсмических станций и сейсмологических обсерваторий составляло 22 при взрывах у мыса Эримо и 25 при взрывах у п-ова Сякотан. В последнем случае регистрация велась также двумя станциями, оборудованными донными сейсмографами. При взрывах, произошедших у побережья п-ова Сякотан, станции размещались в тех же местах, что и при взрывах вблизи мыса Эримо, только несколько станций было сдвинуто, удалено или добавлено.

Взрывы в море у мыса Эримо были произведены 30 и 31 июля 1968 г. Пункты взрыва показаны крестиками на рис. 1. Взрывы в море около п-ова Сякотан и в карьере Тейне производились 15 и 16 июля 1969 г. Эти пункты взрыва также показаны крестиками на рис. 1. Положение пунктов взрыва в море было определено с максимальной ошибкой 0,23 км при помощи радионавигационной системы "Декка".

Результаты наблюдений

На сейсмограммах, полученных на всех станциях при взрывах у мыса Эримо, зарегистрированы слабые сигналы, в связи с чем эти записи не использовались для определения строения коры. При взрывах около п-ова Сякотан хорошие по качеству записи были получены на станциях к северо-западу от низмен-

ности Саппоро-Томакомай, граничащей с западной частью равнины Исикири-Юфуцу (Katsui, 1959), в то время как сигналы на сейсмограммах, записанных станциями к юго-востоку от равнины Исикири-Юфуцу, были настолько слабыми, что их невозможно было использовать для анализа времен пробега волн.

При регистрации взрывов у мыса Эримо сигналы с малыми амплитудами наблюдались за несколькими исключениями вдоль всего профиля и было получено небольшое число коррелируемых фаз. Это свидетельствует в пользу предположения, что сильное поглощение обусловлено материалом коры или верхней мантии под исследуемым профилем и особенно материалом под северо-западной половиной профиля. Это может свидетельствовать также о том, что неглубоко залегающая структура под морским дном, например структура, содержащая мягкие и мощные осадки, влияет на прохождение сейсмических волн.

Как следует из этих фактов, мы не получили обращенных годографов ни для каких фаз на профиле. Поэтому проводимое исследование должно основываться только на тех данных, которые были получены на станциях к северо-западу от низменности Саппоро-Томакомай при взрывах у п-ова Сякотан.

Анализ времен пробега

При всех взрывах у берегов п-ова Сякотан первые вступления были получены на большинстве станций по профилю. На рис. 2 показаны их приведенные годографы для каждого взрыва и для каждой станции: времена пробега волн до станций, расположенных далее *BNF*, не учитывались из-за недостаточности и дисперсии данных на этих станциях.

Из годографов по каждому взрыву следует, что вступления на станциях Тейне (*TNE*), Накаяматоге (*NYT*), Марукома (*MKM*) и Банджири (*BNF*) запаздывают относительно вступлений на других станциях. Эти отклонения могут вызываться мощной толщей осадков, содержащих обвальные отложения пемзы Сикоку, — для таких станций, как *MKM* и *BNF* (Katsui, 1959).

Общее рассмотрение годографов показывает, что годографы для каждого взрыва, как и для каждой станции, можно приближенно разделить на основе кажущихся скоростей на три ветви: соответственно фазы P_1^* , P_2 и P_n . Кажущиеся скорости для каждого взрыва и для каждой станции приводятся ниже.

Волна	P_1	P_2	P_n
Станция	5,8–6,1	6,5	7,1
Пункт взрыва	5,8–6,1	6,8	8,4

Фазы P_1^* , P_2 и P_n связываются с преломленными волнами, распространяющимися в "гранитном" слое, в "базальтовом" слое и в верхней мантии соответственно. Таким образом, эти данные по преломленным волнам почти целиком согласуются с двуслойной корой, лежащей на мантии.

Анализируя данные времен пробега, мы использовали главным образом "метод временного члена", первоначально предложенный А. Шейдеггером и П. Вилмором (Scheidegger, Willmore, 1957), а затем видоизмененный (Мегеу, 1966). На рис. 3 показана схема классифицированных первых вступлений, которые предстояло анализировать. Классификация производилась главным образом по годографу, приведенному ниже (см. рис. 4). *U*, *C* и *M* на схеме соответствуют фазам, обозначенным как P_1 (для гранитного слоя), P_2 (для базальтового слоя) и P_n (для верхней мантии) соответственно. *U/C* и *C/M* представляют собой фазы, не идентифицированные в том смысле, что не установлено, являются ли первые вступления фазами *U* или *C* либо *C* или *M* соответственно (последние не включены в настоящий анализ). Как видно из схемы, временные члены и скорость в гранитном слое для фаз P_1 можно определить уверенно, но что

* $P_1^k_1$.

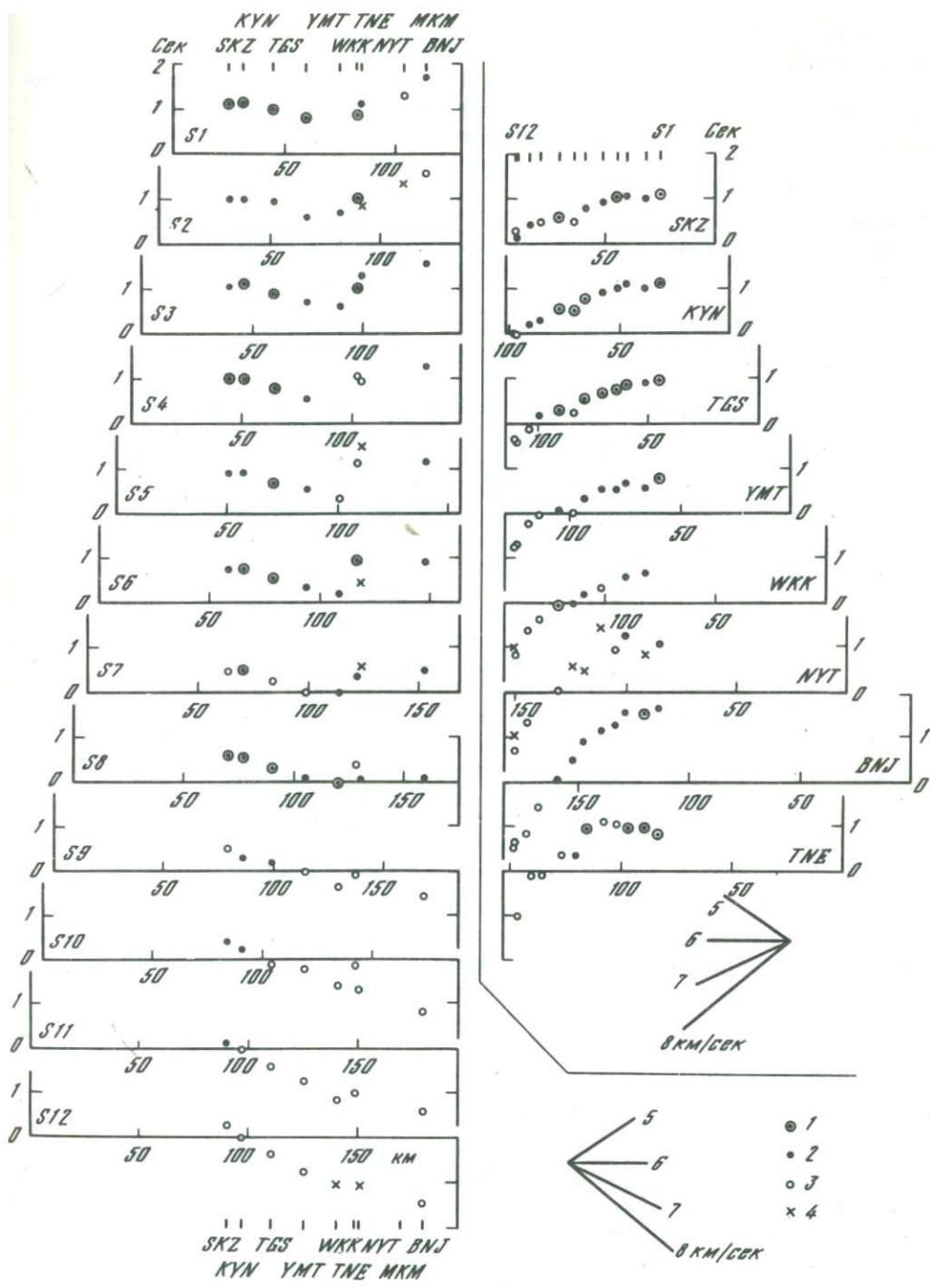


Рис. 2. Приведенные графики времен пробега для каждого взрыва (слева) и для каждой станции (справа) в зависимости от расстояния между пунктом взрыва и станцией

Графики для станций далее BNF не включены. По оси ординат отложена величина $T - \Delta/\sigma$, где T – время пробега, а Δ – расстояние между пунктом взрыва и станцией. Число при букве S обозначает номер взрыва, а аббревиатура – название станции

1 – весьма отчетливое первое вступление; 2 – отчетливое первое вступление; 3 – довольно отчетливое первое вступление; 4 – сомнительная фаза, которая, возможно, начинается раньше, чем берется отсчет первого вступления

Станции наблюдений								
	SKZ	KYN	TGS	YMT	WKK	TNE	NYT	BNJ
TNE	X	U	U	U	U	X	U	U
Пункты взрыва у побережья Сякотан	S1	U	U	U	U	X	U	C
	S2	U	U	U	U	/C	U	C C
	S3	U	U	/C	C	C	U	C C
	S4	U	/C	C	C	X	U	C C
	S5	/C	C	C	C	U	X	C
	S6	C	C	C	C	C	X	M
	S7	C	C	C	C	M	X	M
	S8	C	C	C	C/M	M	M	M
	S9	C	C	C/M	M	M	X	M
	S10	C	M	M	M	M	M	M
	S11	M	M	M	M	M	X	M
	S12	M	M	M	M	M	X	M

Рис. 3. Схема идентифицированных фаз при взрывах у п-ова Сякотан и в карьере Тейне

касается двух других фаз, то допустимые решения уравнений, содержащих временные члены, произвольны, так как информация имеется только на одном конце. Поэтому, для того чтобы выяснить строение коры по этим данным, необходимо иметь какую-либо другую геофизическую информацию и подвергнуть ее последующему анализу.

Поверхностные слои

Чтобы определить структуру поверхностных слоев на суше, которые, по-видимому, представляют собой слои осадочных пород, пришлось обратиться к данным, полученным при дополнительных взрывах в карьере Тейне. С другой стороны, морские осадки были определены по свойственным им скоростям на морских окончаниях в северо-восточной части о-ва Хонсю (Hashizume et al., 1968) и на профиле, проходящем через Центральную Японию (Aoki et al., 1972).

Поверхностные слои, определенные таким образом и лежащие ниже береговой линии, постепенно уменьшаются по толщине в направлении моря и в районе пункта взрыва S7 становятся настолько тонкими, что при оценке глубин нижележащих слоев ими вполне можно пренебречь.

«Гранитный» слой

Чтобы определить структуру так называемого гранитного слоя, нам нужна скорость до второго отражающего горизонта наряду со скоростью в гранитном слое и временными членами, соответствующими этим скоростям. Однако данные,

имеющиеся для фаз P_2 , как уже говорилось выше, нальзя считать удовлетворительными для данного метода анализа. Поэтому были сделаны следующие допущения: 1) аддитивная постоянная во временных членах выбирается так, чтобы получалась одна и та же толщина гранитного слоя под станцией SKZ и точкой взрыва $S1$; 2) скорость второго отражающего горизонта равна 6,6 км/сек, что получается из двух кажущихся скоростей: 6,5 км/сек на стороне станции и 6,8 км/сек на стороне взрыва.

Таким образом, были получены решения, определяющие искомые глубины. Они представлены ниже (см. рис. 6, где штриховые линии, являющиеся продолжениями второй границы раздела в оба конца, проводились с учетом аномалий силы тяжести).

Толщина гранитного слоя равна около 4 км в интервале между пунктом взрыва $S1$ и станцией SKZ и увеличивается как в сторону моря, так и в сторону суши, достигая приблизительно 7 км в районе пункта взрыва $S5$ и 14 км между NYT и BNF . Поверхность второго слоя, вогнутая между $S1$ и $S6$, по-видимому, вынуривает в сторону моря от $S5$; однако угол ее наклона не был оценен, так как ее продолжение в море не удается точно определить. С другой стороны, поверхность второй отражающей границы по профилю на суше резко падает вниз под BNF со стороны WKK . Этот вывод о наличии крутого наклона является весьма предварительным, поскольку он следует только из времен пробега фаз P_2 в BNF . Однако эта модель хорошо объясняет данные наблюдаемых аномалий силы тяжести.

Граница Мохоровичича

Данные, по которым оценивалось положение границы Мохоровичича (Мохо), содержат 31 момент первого вступления. Однако этот набор невозможно с успехом использовать в анализе из-за получающегося несоответствия гидографов. Поэтому мы принимаем, что общая толщина коры не возрастает в сторону моря и что некоторая модель соответствует временными членам для границы Мохо, вариациям наблюдаемых значений силы тяжести и по крайней мере некоторым из результирующих гравитационных аномалий.

При определении скорости и аддитивной постоянной в решениях, получаемых в методе временных членов, была рассмотрена корреляция между аномалиями силы тяжести и членами, содержащими время, для коры. Корреляция исследовалась и в наиболее вероятном диапазоне скоростей фазы P_2 и в несколько ограниченном интервале мощностей коры (от 15 до 18 км) в районе точки $S8$, где последняя принята за исходную точку для удобства вычислений. Наибольший коэффициент корреляции достигался, когда скорость в верхней мантии принималась равной 7,5 км/сек, а общая толщина коры в районе $S8$ – 16,7 км. Используя взятые таким образом значения скорости и общей толщины коры, определили примерное строение коры. На рис. 4 приводятся решения уравнений с временными членами, в первом приближении преобразованные в структурную модель. Невязки во временах пробега для приближенной модели, основанной на этих временных членах и наиболее подходящих скоростях, нанесены на график в зависимости от расстояний между пунктами взрывов и станциями, как показано на рис. 5. Из этого рисунка следует, что большая часть невязок расположена в интервале между – 0,2 и +0,2 сек. Большие невязки за пределами этого интервала могут быть вызваны кратким падением границы раздела, местными аномалиями скорости или же обеими этими причинами. Весьма вероятно, что структурные изменения под теми станциями, на которых получаются эти небольшие невязки, происходят настолько резко, что применение метода временных членов здесь неправомочно.

Чтобы улучшить приближенную модель, те данные, для которых невязки превышали 0,1 сек, были пересмотрены в структурном изображении с помощью графического метода, и, таким образом, была разработана окончательная структурная модель, в которой невязки стали меньше 0,1 сек.

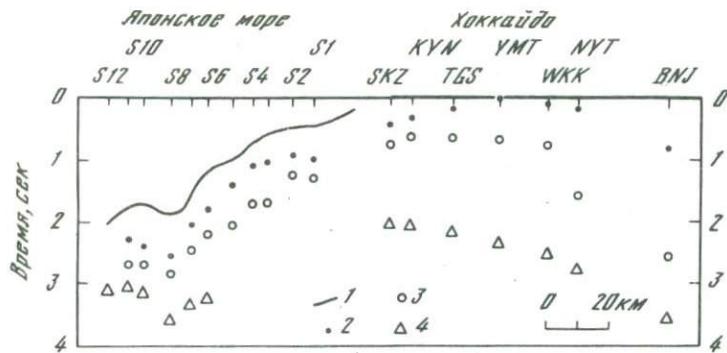


Рис. 4. Временные члены для отражающих границ первой, второй и Мохо, по которым построена структурная модель в первом приближении

1 - морская вода; 2 - первая преломляющая граница; 3 - вторая преломляющая граница; 4 - граница Мохоровичича

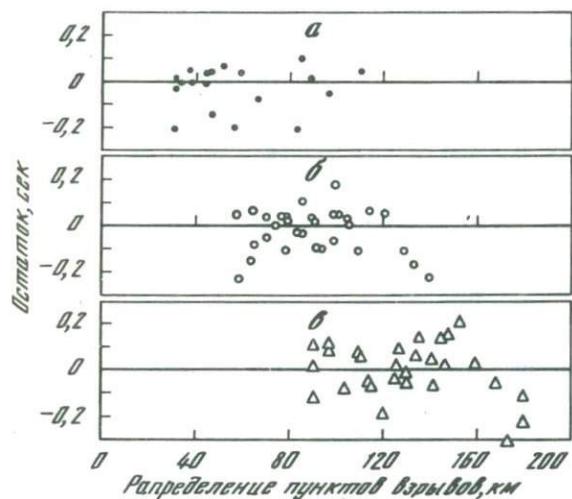


Рис. 5. Невязки времен пробега в функции расстояния для каждой из найденных отражающих границ

а - первая вычислена преломляющая граница; б - вторая; в - расчетная граница Мохоровичича

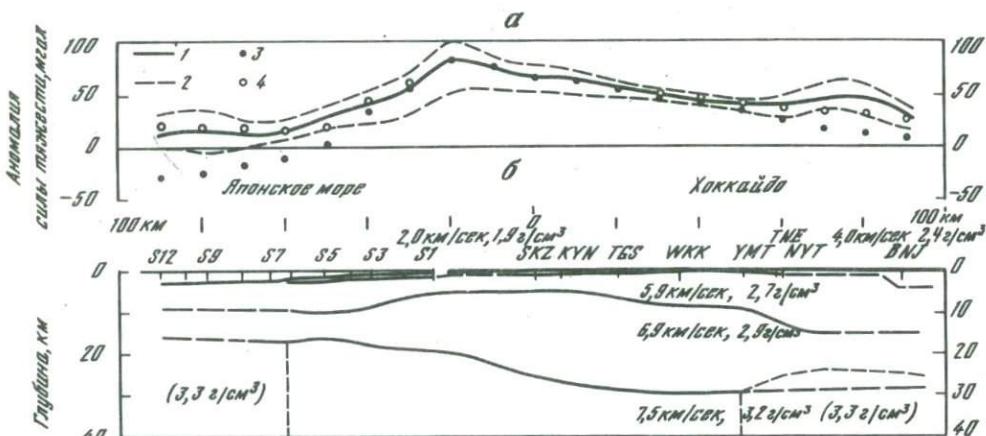


Рис. 6. Аномалии силы тяжести (а) и строение коры в северо-западной половине профиля (б)

1 - наблюдаемые аномалии Буге на суше и наблюдаемые аномалии в свободном воздухе на море, осредняющие аномалии силы тяжести в зоне шириной 20 км по обе стороны профиля; 2 - максимальные и минимальные аномалии силы тяжести в соответствующей зоне; 3 - аномалии силы тяжести, вычисленные для структуры с однородной плотностью в верхнейmantии; 4 - аномалии силы тяжести, вычисленные для структуры с большей плотностью в верхнейmantии по обоим концам профиля

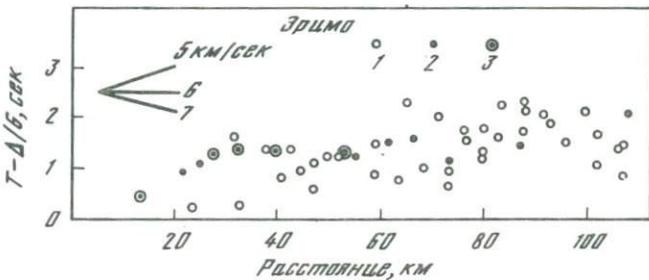
Схема строения коры, полученная таким путем, показана в нижней части рис. 6. Можно видеть, что базальтовый слой обладает значительной мощностью в зоне перехода от Японского моря к о-ву Хоккайдо и тонок между WKK и BNF, где гранитный слой с приближением к суше быстро утолщается. Граница Мохо погружается в сторону суши под углом около 15° начиная с глубины 20 км под точкой S1 и приблизительно выравнивается на глубине 30 км под TGS.

На этом профиле была принята аномально малая скорость в верхней мантии; в то же время юго-западная часть Хоккайдо, по которой проходит профиль, характеризуется большим значением теплового потока (Fbara, 1971). Из этого следует, что на данном профиле также подтверждается общее соответствие между малой скоростью фазы P_n и большим тепловым потоком.

Строение коры у побережья мыса Эримо

Приведенные времена пробега волн (1-3) до станций от всех 11 взрывов, произведенных в море у побережья мыса Эримо, нанесены на общий график как функции расстояния от каждого пункта взрыва (рис. 7). Из этого рисунка следует, что имеется весьма значительный разброс кривых и очень малое количество данных высокого качества по временам пробега. По-видимому, это обусловлено либо грунтовыми условиями в местах наблюдения, либо сложным

Рис. 7. Приведенные годографы по всем 11 взрывам, нанесенные на общий график в функции расстояний от каждого пункта взрыва



геологическим строением под морским дном в местах расположения пунктов взрыва. Чтобы детальнее исследовать эти вопросы, необходимо выполнить несколько дополнительных экспериментов. По этой причине совместный анализ годографов для взрывов у п-ова Сякотан и у мыса Эримо не проводился.

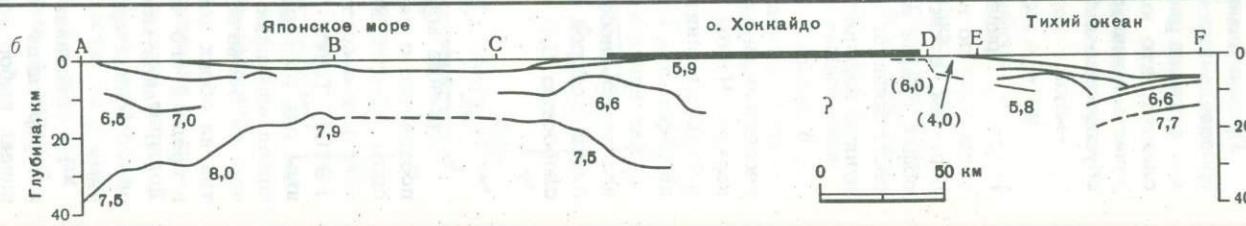
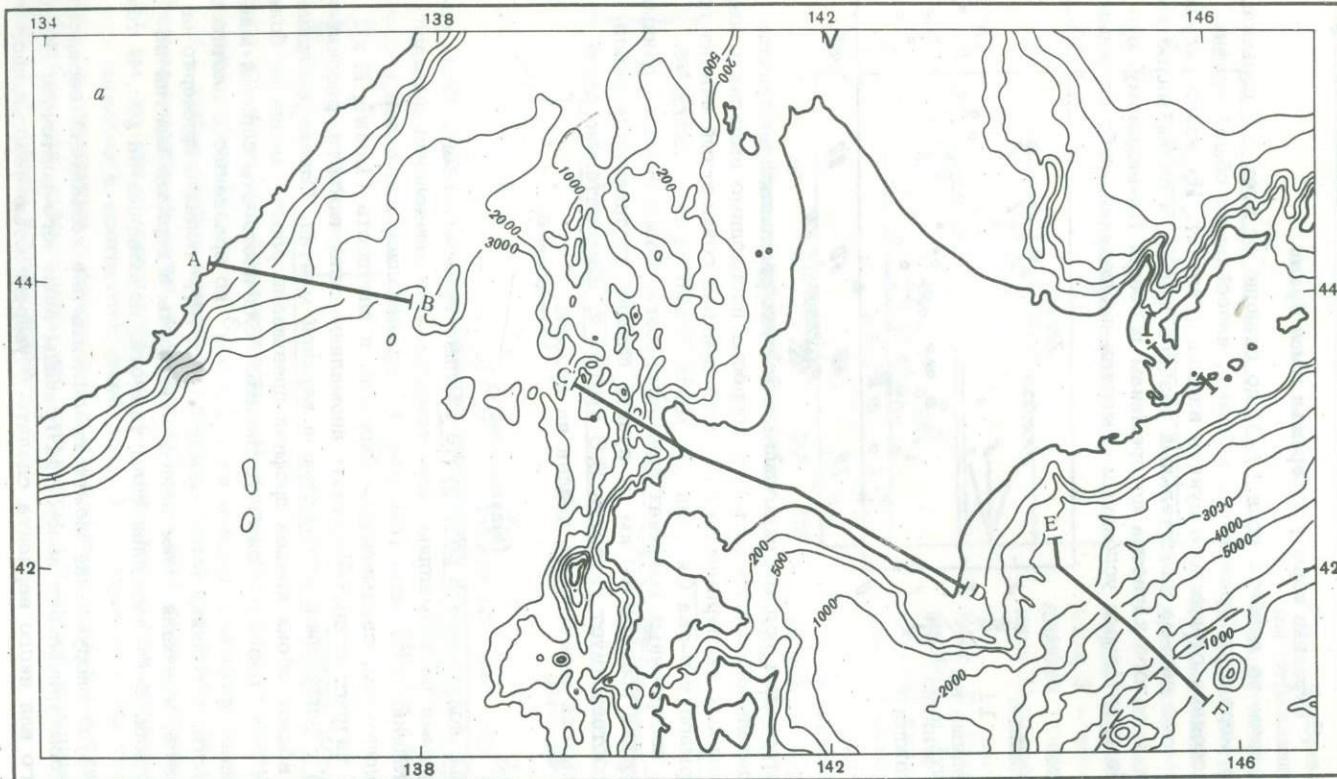
Как видно на построенных графиках времен пробега, большая часть данных вплоть до расстояния порядка 80 км от пункта взрыва группируется около линии, которой соответствует скорость 6,0 км/сек и, следовательно, слой со скоростью 6,0 км/сек может быть найден на профиле.

Обсуждение

Строение коры, полученное в результате анализа времен пробега, было со-поставлено с данными по аномалиям силы тяжести. При вычислении аномалий силы тяжести значения плотности (см. рис. 6) принимались для слоев в соответствии с соотношением, связывающим скорость и плотность (Ludwig et al., 1970). Точки 3 на рис. 6 соответствуют аномалиям силы тяжести, рассчитанным для разреза с однородной плотностью в верхней мантии. Однако наблюдавшиеся аномалии вблизи обоих концов профиля превышали рассчитанные не более чем на 50 мгаль. Эту разницу можно устранить, если плотность верхней мантии на обоих концах профиля повысить на $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$ по сравнению с плотностью в средней его части, а границу Мохо между NYT и BNF поднять примерно на 4 км. Такая модель, имеющая повышенную плотность в верхней мантии на обоих концах профиля, дает аномалии силы тяжести, показанные на рис. 6 точками 4.

На основании этих рассуждений можно предложить два возможных варианта интерпретации геометрического положения границы Мохо юго-восточнее WKK, однако выбор того или иного варианта сделать с уверенностью невозможно.

Рис. 8. Разрез от Приморья до Тихого океана через Хоккайдо (а) и строение по профилям А–В и Е–Ф, полученное соответственно Зверевым (1970) и Деном с сотр. (Den et al., 1971) (б)



В течение последних нескольких лет переходная зона от Приморья к Тихому океану через Японские острова исследовалась по нескольким профилям, из которых были выбраны два, построенные на продолжениях в оба конца приводимого профиля (рис. 8, а). С.М. Зверев (1970) и Н.Ден с сотрудниками (Den et al., 1971) получили строение среды по профилям A-B и E-F соответственно. По ним был построен сводный разрез от Приморья до Тихого океана через Хоккайдо, этот разрез приведен на рис. 8, б. Рисунок иллюстрирует хорошее сочленение границы Мохо от профиля A-B до п-ова Сякотан на Хоккайдо и показывает, что базальтовый слой можно проследить по всем рассмотренным профилям, хотя строение коры в юго-восточной половине профиля на Хоккайдо остается неизвестным.

Заключение

Модель коры по северо-западной половине профиля в южной части о-ва Хоккайдо (Япония) построена в результате анализа данных, полученных при наблюдениях волн от взрывов, которые были произведены вблизи полуострова Сякотан и в карьере Тейне. Результаты анализа показывают, что в целом кора имеет однообразное строение и состоит из поверхностного, гранитного и базальтового слоев регионального распространения; скорости в этих слоях довольно малы, а скорость в верхней мантии аномально мала, что сильно напоминает ситуацию в северной части о-ва Хонсю (Yoshii, Asano, 1972). Под Японским морем обнаруживается кора промежуточного типа, состоящая из гранитного и базальтового слоев и имеющая толщину порядка 17 км под морским дном на расстоянии около 50 км от береговой линии. Под профилем на суше к западу от низменности Исикири-Юфуцу обнаруживается промежуточный тип коры, в которой гранитный слой утолщается, а базальтовый становится тоньше по направлению в глубь суши.

В районе проведения этого эксперимента поперечные изменения скорости как в коре, так и в мантии не обязательно должны иметь место, если рассматривать только времена пробега. Однако для объяснения наблюдаемых аномалий силы тяжести может потребоваться изменение плотности в верхней мантии в поперечном направлении.

Строение коры в юго-восточной половине профиля не было определено ни при взрывах в море у п-ова Сякотан, ни при взрывах вблизи мыса Эримо.

ABSTRACT

The first arrival data from the explosions of 1968 in the sea off Cape Erimo and of 1969 in the sea off the Shakotan Peninsula and at the Teine Quarry, have been analysed to derive the crustal structure in the profile between Cape Erimo and the Shakotan Peninsula in the southern part of Hokkaido, Japan. In these explosions, the fixed-array moving shot point technique was applied and the records were obtained from observing stations on land with magnetic-tape-recording systems.

Most of the records from the shots off Cape Erimo showed poor signals, while the quality of records from the shots off the Shakotan Peninsula was excellent at the stations northwest of the Ishikari-Yufutsu plain. In analysing the data, the timeterm method was applied only to data of the highest possible quality, so that the crustal structure was obtained only in the northwestern half of the profile. Under the explosion site in the Sea of Japan, the crust which consists of granitic and basaltic layers with nearly the same thickness is about 17 km thick at a point about 50 km distant from the shoreline. The crustal thickness increases abruptly toward land and reaches about 30 km at a point 40 km distant from the shoreline, where the basaltic layer is about twice the thickness of the granitic layer. The velocities obtained in each layer in the crust and in the upper mantle are fairly low, but the gravity anomalies calculated from the structure agree well with the observed gravity anomalies.

ЛИТЕРАТУРА

- Zveres C.M. О работах по глубинному сейсмическому зондированию на море. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, 74–83.
- Aoki H., Tado T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatu I., Shimamura H., Furuya I. Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observations. — J. Phys. Earth, 1972, 20, 197–223.
- Bouguer anomalies in Japan (a map). Tokyo, Geographical Survey Institute, 1970.
- Den N., Hotta H., Asano S., Yoshii T., Sakajiri N., Ichinose I., Motoyama M., Kakiichi K., Beresnev A.F., Sagalevitch A.A. Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido, pt 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi. — J. Phys. Earth, 1971, 19, 329–345.
- Ehara S. Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 1971, 3, 443–460.
- Hashizume M., Oike K., Asano S., Hamaguchi H., Okada A., Murauchi S., Shima E., Hogoshi M. Crustal structure in the profile across the northeastern part of Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations, pt 2. Crustal structure. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1968, 46, 607–630.
- Hunahashi M. Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 1957, 9, 415–469.
- Katsui Y. On the Shikotsu pumice-fall deposit. — Kazan, II, 1959, 9, 33–48.
- Ludwig W.J., Nafe J.E., Drake C.L. Seismic refraction. — In: The sea, 4, pt I. Wiley—Interscience, 1970, 53–84.
- Mereu R.F. An iterative method for solving the time-term equations. — In: The Earth beneath the Continents. — Geophys. Monogr., Amer. Geophys. Union, 1966, 10, 495–497.
- Scheidegger A.E., Willmore P.L. The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys. — Geophys., 1957, 22, 9–22.
- Tomoda Y. Maps of Free Air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan. Univ. Tokyo Press, 1973.
- Utsu T. Seismic activity in Hokkaido and its vicinity. — Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1968, 20, 51–75 (in Japanese with English abstract).
- Uyeda S. Heat flow. — In: The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area, pt 1, Geophys. Japanese National Committee for Upper Mantle Project, 1972, 97–105.
- Yoshii T., Asano S. Time-term analysis of explosion seismic data. — J. Phys. Earth, 1972, 20, 47–57.

Р. З. Тараканов, Ким Чун Ун, Р. И. Сухомлинова

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ГИПОЦЕНТРОВ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО И ЯПОНСКОГО РЕГИОНОВ
И ИХ СВЯЗЬ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Введение

С развитием идей новой глобальной тектоники все более возрастает интерес ученых-геофизиков к закономерностям пространственного распределения гипоцентров. Исследования последних лет показали, что фокальные зоны и прилегающие к ним области земной коры и верхней мантии характеризуются аномалиями различных геофизических полей. Однако в вопросах о причинах аномалий и их приуроченности к определенным структурам переходной зоны не сложилось еще единого мнения.

Сторонники новой глобальной тектоники отождествляют фокальную зону с литосферной плитой (или ее кромкой), внедренной в верхнюю мантию в результате расширения океанического дна. По данным этих ученых (Utsu, 1967, 1971; Oliver, Isacks, 1967; Jacob, 1970; Mooney, 1970 а, б), фокальная зона характеризуется высокими скоростями, пониженным поглощением сейсмических волн и пониженным тепловым потоком. По материалам других исследователей (Hisamoto, 1965; Kebbeasy, 1969; Тараканов, Ким Чун Ун, 1969; Тараканов, 1972), фокальная зона характеризуется противоположными свойствами, а отмеченные выше аномалии относятся к области, прилегающей к фокальной зоне с тихоокеанской стороны.

Такая разноречивость данных объясняется, по нашему мнению, двумя основными причинами: 1) в настоящее время не установлены точные границы фокальных зон, мощность которых изменяется от 20 (Федотов и др., 1967; Ishida, 1970) до 200 км (Заваринский, 1946; Benioff, 1954) в зависимости от точности определения гипоцентров и от периода наблюдений; 2) существует значительная неопределенность отнесения интегрального эффекта аномалий к отдельным участкам верхней мантии, а следовательно, и фокальной зоны.

О строении фокальных зон и особенностях распределения в них сейсмической активности имеется много работ, посвященных как Курило-Камчатскому (Заваринский, 1946; Монахов, Тараканов, 1955; Коган, 1955; Токарев, 1958; 1959, 1970; Кондорская, Постоленко, 1959; Федотов и др., 1963, 1967; Аверьянова, 1968; Тараканов, 1972), так и Японскому (Wadati, Iwai, 1953, 1956; Tsuboi, 1958; Gutenberg, Richter, 1954; Katsumata, 1956, 1966, 1967, 1970; Utsu, 1967, 1971; Ishida, 1970) регионам. Однако в этих работах сейсмичность и строение фокальных зон рассматривались, как правило, отдельно для Курило-Камчатского и Японского регионов; кроме того, использовались материалы наблюдений за разные периоды времени и зачастую – без учета представительности землетрясений разных энергетических классов.

В настоящей работе сделана попытка уточнить пространственное распределение гипоцентров Курило-Камчатской зоны и Японии по наиболее представительным наблюдениям за последние 11 лет, а также проанализировать с единых позиций особенности строения трех сопряженных фокальных зон (Курило-Камчатской, Японской и Идзу-Бонинской), которые переплетаются в сложный тектонический узел.

Использованные материалы наблюдений

Для детального изучения пространственного распределения землетрясений нами составлены сводная карта эпицентров, серия вертикальных разрезов, ориентированных вкрест структур, а также сводный вертикальный разрез вдоль Идзу-Бонинской и Курило-Камчатской дуг. При составлении карты эпицентров и вертикальных разрезов использованы наиболее представительные данные наблюдений за последние 11 лет (1961-1971). Для землетрясений с очагами глубже 200 км взяты сведения за период инструментальных наблюдений с 1905 г. Эти данные сведены в общий каталог, включающий около 8000 землетрясений с $M = 4-8 \frac{1}{2}$. Для удобства работы со сводным каталогом магнитуды и энергетические классы курило-камчатских и сахалинских землетрясений приведены к магнитудам M_{JSC} , которые незначительно отличаются от M_{JMA} .

Для большинства землетрясений с глубинами очагов $H > 70$ км во всех бюллетенях отсутствуют данные о магнитудах. Последние определены нами с помощью графиков $N(M)$, где N – число станций, зарегистрировавших данное землетрясение.

Данные наблюдения заимствованы из Сейсмологических бюллетеней Дальнего Востока (1962-1972), ежегодных выпусков "Землетрясение в СССР" (1964-1972), бюллетеней Японского Метеорологического Агентства (Japan Meteorolog. Agency, 1956-1972) и из их специальных выпусков (Supplementary v., 1952, 1958), а также бюллетеней Международного сейсмологического центра (International Seismological Centre, 1967-1973).

Сводная карта эпицентров

Общее представление о пространственном распределении землетрясений Курило-Камчатской зоны и Японии дает карта эпицентров, приведенная на рис. 1 (см. вкладку).

Из карты видно, что большинство землетрясений с глубинами очагов, меньшими 200 км, располагается между глубоководной впадиной и цепью действующих вулканов Курило-Камчатской зоны и Японии. Курило-Камчатская полоса этих землетрясений соединяется с Японской в районе о-ва Хоккайдо, составляя единое целое. Един на всем протяжении и глубоководный желоб, служащий границей проявления сейсмической активности. Параллельность этой полосы цепи действующих вулканов и глубоководного желоба свидетельствует, по-видимому, о генетической связи между ними. Полоса эпицентров землетрясений, расположенных между цепью вулканов и глубоководным желобом, отделяется от полосы глубокофокусных землетрясений почти асейсмичным пространством.

Эпицентры глубокофокусных землетрясений Курило-Камчатской зоны протягиваются широкой полосой от западного побережья Камчатки до пересечения в Приморье с Идзу-Бонинской зоной. Последняя, пересекая почти под прямым углом о-в Хонсю в его центральной части, уходит в Тихий океан. Эпицентры глубокофокусных землетрясений протягиваются не сплошной полосой, а образуют почти разобщенные группы, которые являются отражением гнездового распределения гипоцентров. Причем каждой группе эпицентров свойственна своя глубина очагов.

В Японском море четко выделяется зона, где отсутствуют эпицентры землетрясений. Эта зона оконтурена с северо-запада Курило-Камчатской зоной, с юго-запада – Идзу-Бонинской, а с востока – Японской.

О-в Сахалин и Юго-Восточная Япония, отсеченные почти под прямым углом более молодыми дугами Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской, характеризуются умеренным уровнем сейсмичности и отсутствием глубокофокусных землетрясений.

Из карты видно, что в рассматриваемом регионе имеется несколько островных дуг, которые переплетаются в сложный тектонический узел. С. Миямура показал, что сейсмическая активность и глубинность ее проявления зависят от возраста островной дуги. Среди относительно древних дуг он рассматривает Японскую и Сахалино-Хоккайдскую, максимальная глубина очагов в пределах

которых не превышает 400 км. Относительно более молодыми и наиболее активными в тектоническом отношении островными дугами с максимальными глубинами очагов до 600–650 км он считает Курило–Камчатскую и Идзу–Бонинскую дуги. Отмеченное различие в возрасте островных дуг будет в дальнейшем использовано нами при анализе особенностей пространственного распределения гипоцентров в местах пересечения разновозрастных дуг.

Сводный вертикальный разрез

Более наглядную картину распределения гипоцентров можно получить с помощью вертикальных разрезов фокальной зоны, ориентированных вдоль и вкрест структур островной дуги. Для построения вертикальных разрезов и анализа особенностей строения фокальных зон весь рассматриваемый регион был разделен сеткой локальных координат на равновеликие (по 10^4 км 2) криволинейные трапеции (рис. 2). Сетка локальных координат представляет систему поясов (луг окружностей), ориентированных вдоль структур островной дуги и сокущих

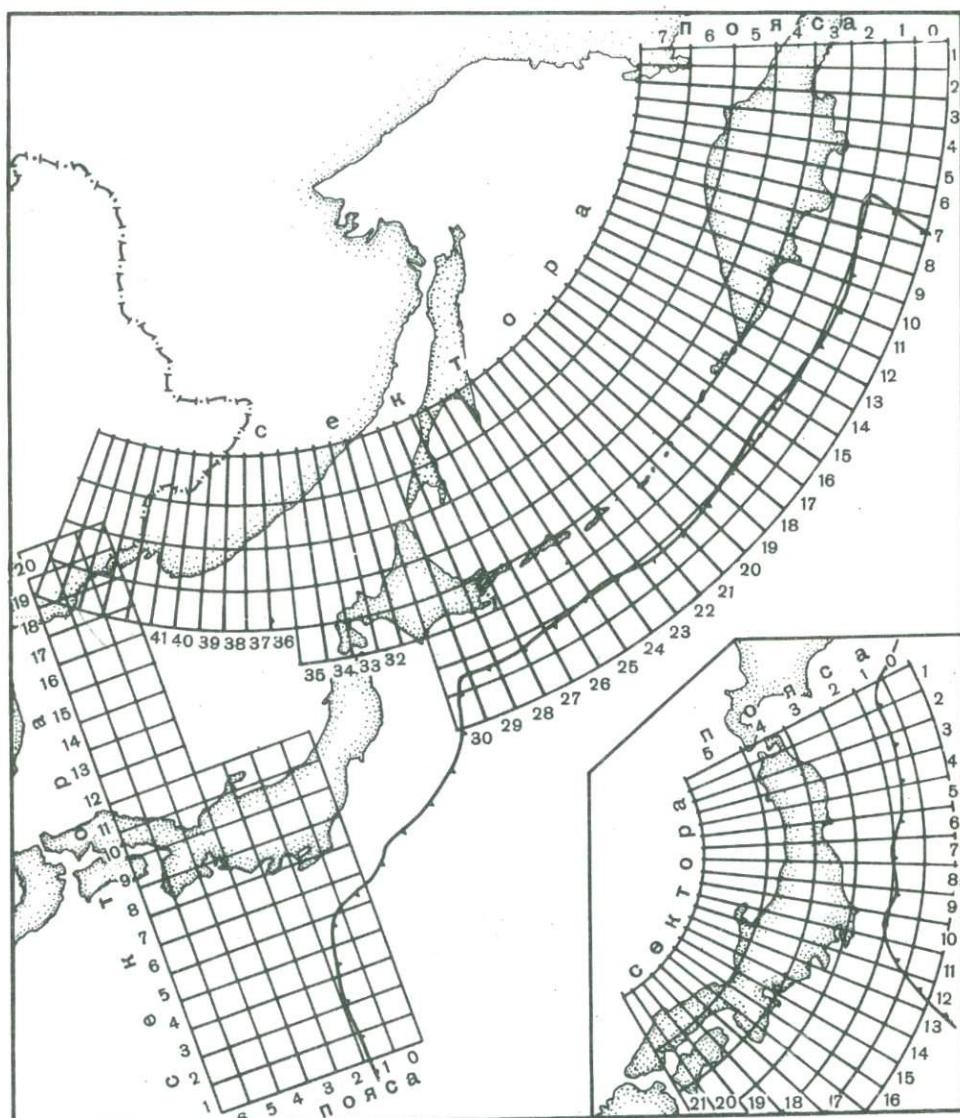


Рис. 2. Схема локальных координат

их под прямым углом секторов. Пояса и сектора построены из общего центра, который определяется кривизной основной эпицентральной полосы. На рис. 3 (см. вкладку) приведен сводный вертикальный разрез, ориентированный вдоль Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской островных дуг. на рис. 3, а, б показаны линии ОА и ОВ этих вертикальных разрезов, а также площади, в пределах которых очаги проектировались на плоскости разрезов.

Особенностью сводного разреза являются очень сложные очертания нижней кромки (подошвы) фокальных зон. Глубина до подошвы фокальных зон резко изменяется по простианию дуг.

Гипоцентры землетрясений в фокальных зонах распределены весьма неравномерно. Для Курило-Камчатской зоны наибольшая концентрация землетрясений наблюдается в верхней части фокальной зоны до глубин около 100 км. Максимум активности глубокофокусных землетрясений имеет тенденцию приближаться к подошве фокальных зон. Минимальное значение выделившейся при землетрясениях энергии наблюдается в средней части этих зон. Для Идзу-Бонинской зоны характерной особенностью является относительно низкое выделение сейсмической энергии в единице объема поверхностными землетрясениями по сравнению с Японской и Курило-Камчатской зонами.

Обращают на себя внимание следующие характерные особенности распределения гипоцентров на сводном разрезе, отмечаемые впервые.

1. Глубины до подошвы относительно молодых Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской фокальных зон минимальны (350 и 400 км) в местах пересечения ими относительно древних дуг Японской и Сахалино-Хоккайдской и увеличиваются при движении в обе стороны от области пересечения.

2. При движении к Японскому морю от этой области исчезают поверхностные землетрясения и землетрясения с промежуточной глубиной очага и гипоцентры локализуются в пределах сравнительно узких полос, полого погружающихся до глубины 600–650 км.

3. Эти локализованные области на вертикальной проекции образуют своеобразные "ножи", которые почти соединяются в Приморье под южной границей Ханкайского массива.

4. Проекция центра области "соединения" Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской дуг располагается недалеко от центра Японской дуги и угол между проекциями фокальных зон близок к прямому.

Вертикальные разрезы фокальных зон, ориентированные вкрест структур

При построении вертикальных разрезов мы принимали во внимание следующие моменты, которые позволили бы получать наибольшую возможную детальность исследований при использовании единых методических приемов для разных участков региона.

1. Использовался единый период наблюдений для данной группы гипоцентров как для Курило-Камчатской, так и Японской зон.

2. Для разных разрезов очаги землетрясений проектировались с равновеликими площадями при использовании секторов сетки локальных координат.

3. Для увеличения детальности исследований использованы слабые землетрясения, которые обычно исключаются при анализе сейсмической активности.

Вертикальные разрезы для Курило-Камчатской, Идзу-Бонинской и Японской фокальных зон приведены на рис. 4 (см. вкладку). Как уже отмечалось, разрезы построены отдельно для каждого сектора. В работе приведена для примера только часть вертикальных разрезов.

Анализ взаимоотношений отдельных элементов фокальных зон (мощность, наклон, выход на дневную поверхность и др.) выполнен нами с учетом отмеченного выше относительного возраста островных дуг. Мощность фокальных зон изменяется на разных разрезах от 60 до 90 км и в большинстве случаев составляет 75 км. Для отдельных вертикальных разрезов Японской зоны мощность составляет около 100 км.

Характерной особенностью относительно молодых островных дуг Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской является уменьшение наклона фокальных зон при движении к области их пересечения с более древними структурами. Уменьшение угла наклона сопровождается увеличением относительного числа землетрясений с глубинами очагов, меньшими 200 км, по сравнению с числом глубокофокусных землетрясений. Угол наклона уменьшается от 50 до 38° для Курило-Камчатской зоны и от 60 до 36° для Идзу-Бонинской зоны. Примечательно, что в местах пересечения относительно древних дуг молодыми угол наклона принимает минимальное значение, характерное для относительно древней дуги. Действительно, угол наклона Японской фокальной зоны (рис. 4, б) остается практически постоянным и равным 36–38°.

Для Японской зоны выделена двойная фокальная поверхность с падением как под Азиатский континент, так и под Тихий океан. Причем углы наклона как под континент, так и под океан, в пределах точности равны между собой. Этот факт может иметь исключительно важное значение в вопросе о генезисе фокальных зон и островных дуг. Не исключено, что отмеченная двойная фокальная зона представляет крупномасштабный аналог нодальных плоскостей в теории дислокаций.

Рассматривая вертикальные разрезы по отдельным секторам, трудно уловить излом фокального слоя на глубинах 200–300 км, о котором упоминают многие авторы. Излом фокальной поверхности получается, по-видимому, в результате проекции очагов со значительного участка зоны, внутри которого отмечаются изменяющиеся углы наклона (Токарев, 1958).

Группы гипоцентров с внешней и внутренней сторон фокальной зоны, по-видимому, не равноправны ни по генезису, ни по энергии. Сейсмически активные части земной коры и верхней мантии, прилегающие к фокальной зоне с тихоокеанской стороны, являются, возможно, верхней частью второстепенной фокальной зоны, падающей под Тихий океан. Землетрясения с внешней стороны фокальной зоны обусловлены, по-видимому, вулканической деятельностью и процессами в земной коре.

Связь особенностей сейсмической активности и строения фокальных зон с аномалиями геофизических полей

На рис. 5 приведены для сопоставления изоглубины фокальной зоны, полоса действующих вулканов, на рис. 6 – изолинии величин теплового потока (Веселов, Туэзов, 1972), а на рис. 7 – линии равных мощностей аномального компенсационного слоя (Павлов, Семакин, 1973). В общем комплексе при сопоставлении использованы также данные об аномалиях магнитного и гравитационных полей (Кочергин и др., 1972; Гайнанов и др., 1974).

Как видно из рис. 5, связи особенностей пространственного распределения землетрясений с аномалиями геофизических полей имеют очень сложный характер. Эта связь в общих чертах прослеживается только для землетрясений с нормальной и промежуточной глубиной очага. Для глубокофокусных землетрясений она практически отсутствует. Обращает на себя внимание линейный характер геофизических аномалий и их преимущественное направление вдоль островных дуг.

В рассматриваемых регионах можно выделить три основные полосы, в пределах которых резко изменяется как характер сейсмичности, так величина и знак аномалий геофизических полей. В пределах первой полосы (континентальный склон глубоководной впадины) отмечаются высокая сейсмическая активность, положительные гравитационные и магнитные аномалии, относительно пониженный тепловой поток, резкие градиенты изменения мощностей аномального компенсационного слоя. Обратный характер аномалий наблюдается для полосы действующих вулканов. Почти асейсмичные глубоководные впадины Охотская и Японская изостатически уравновешены и характеризуются аномально высоким тепловым потоком и положительными гравитационными аномалиями.

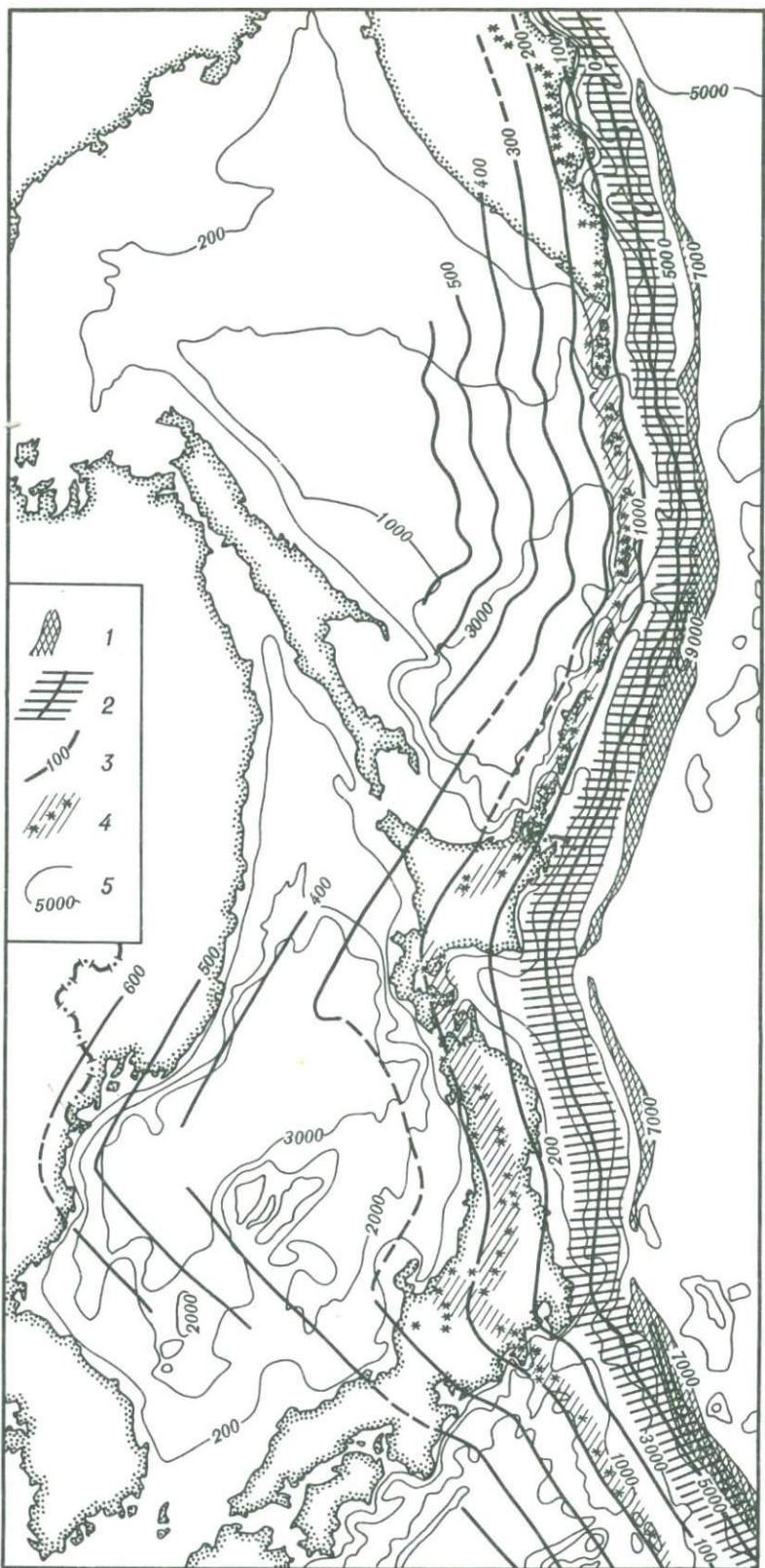


Рис. 5. Изоглубины фокальной зоны, изобаты и цепь действующих вулканов
1 – глубоководная впадина; 2 – выход фокальной зоны на дневную поверхность; 3 – изоглубины фокальной зоны; 4 – цепь активных вулканов; 5 – изобаты

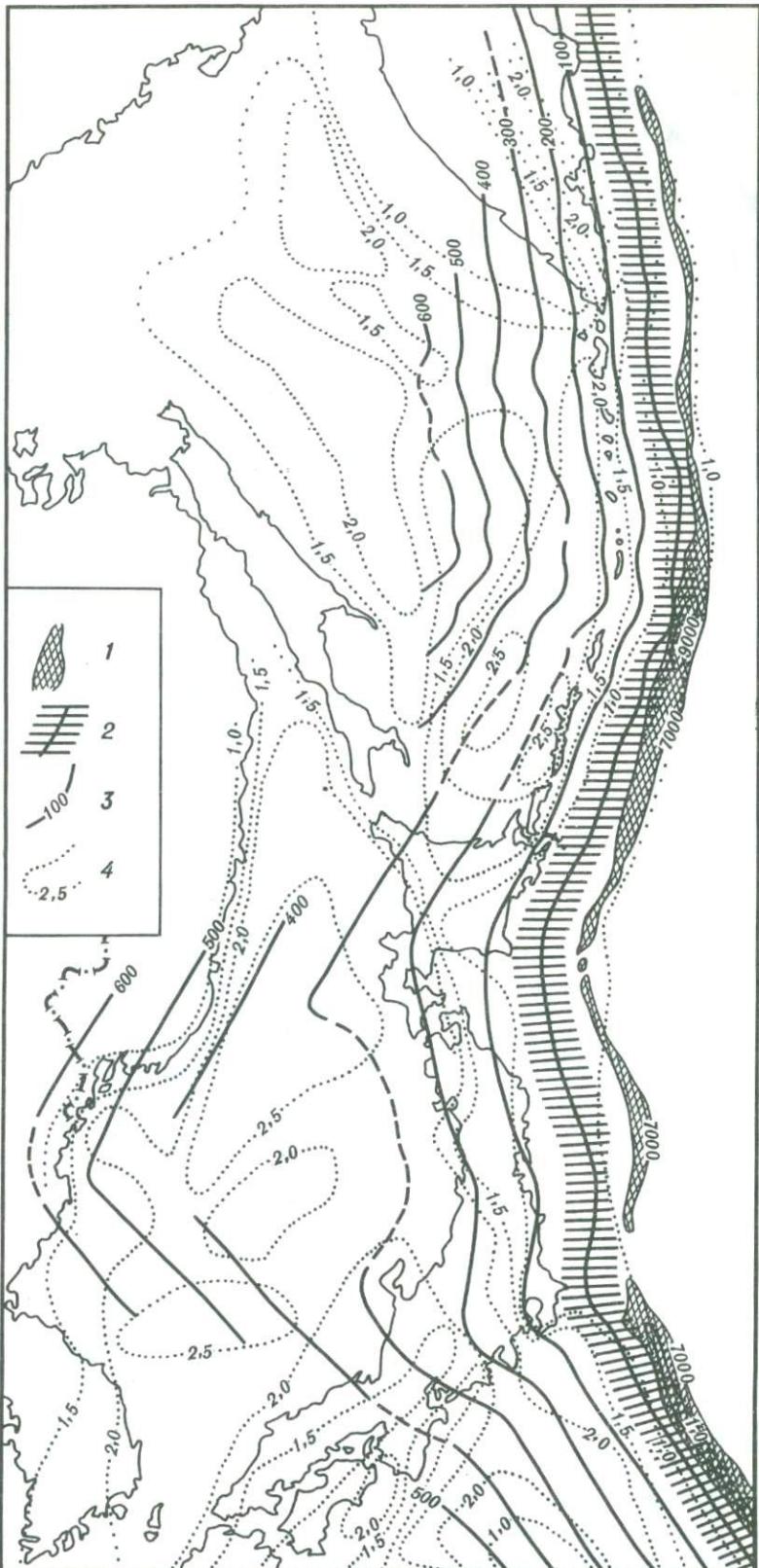


Рис. 6. Сопоставление изоглубин фокальной зоны с изолияниями теплового потока
 1-3 – то же, что на рис. 5; 4 – изолинии теплового потока

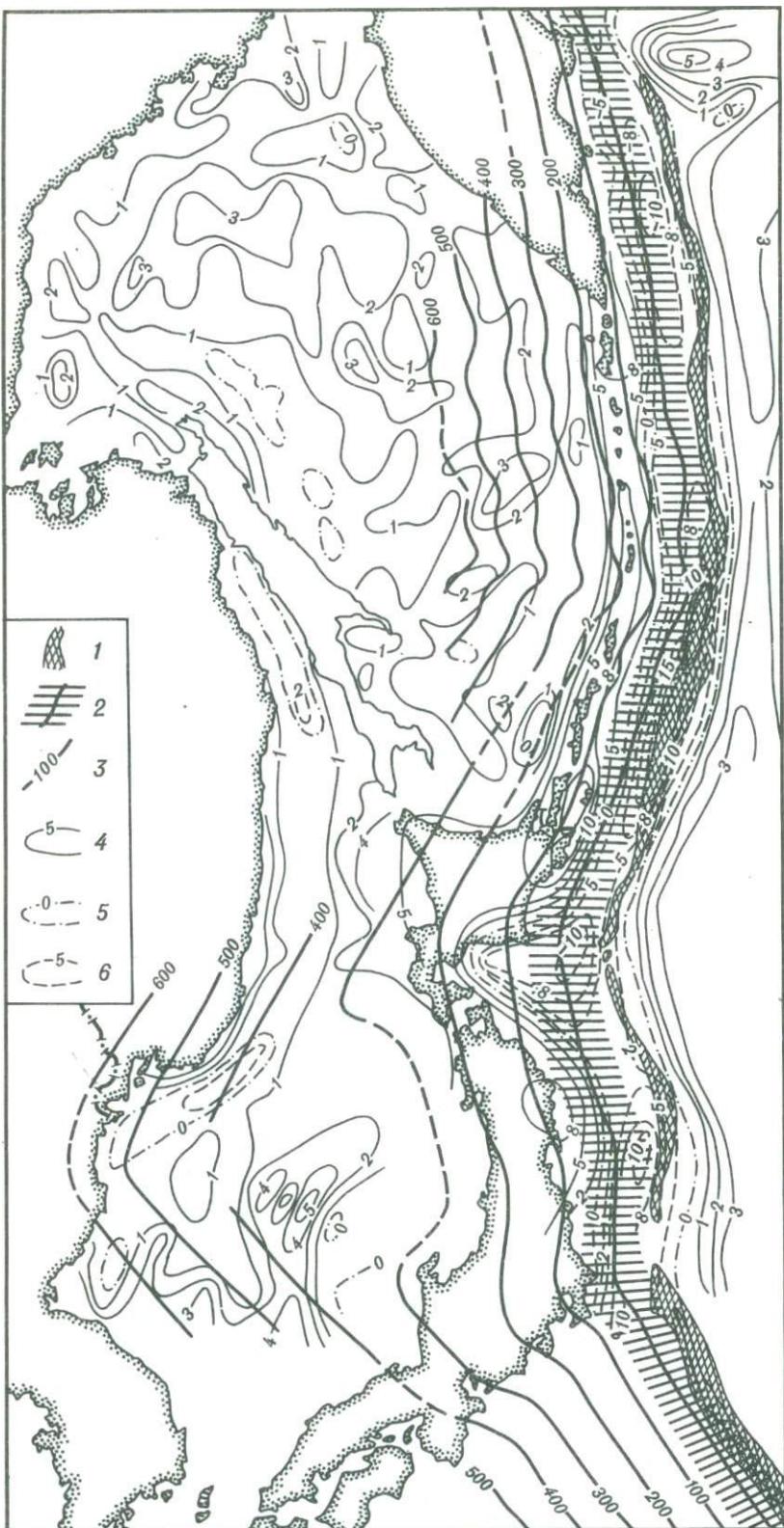


Рис. 7. Схема мощностей аномального компенсационного слоя

1–3 – то же, что на рис. 5; 4–6 – линии равных мощностей аномального компенсационного слоя (в км); 4 – положительных (избыток компенсационных масс); 5 – нулевых; 6 – отрицательных (недостаток компенсационных масс)

Подъем кровли проводящего слоя, выявленный в районе Средних Курильских островов на основе анализа солнечно-суточных вариаций (Мардерфельд и др., 1969), сопровождается соответствующим подъемом изоглубин фокальной зоны и границы области с разными скоростями на глубине около 50 км.

Пояс действующих вулканов, отмеченный на рис. 5 штриховкой, на всем протяжении региона строго следует за изолиниями глубин 100 и 200 км, располагаясь между ними. Изолинии глубин, особенно для Курило-Камчатской зоны, имеют зигзагообразный характер. В районе проливов изолинии имеют тенденцию приближаться к островным дугам, а в районе островов отдаляться от них. В районе Южного Сахалина и Японского моря отчетливо виден разрыв изолиний, соответствующих глубинам 400, 500 и 600 км. Просветы между изолиниями являются отражением сложного строения Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской зон. Последние две особенности не отражены в аномалиях геофизических полей.

Отмеченные связи особенностей сейсмической активности и конфигурации фокальных зон с аномалиями геофизических полей обусловлены, по-видимому, процессами дифференциации вещества, происходящими на определенных глубинах внутри фокальной зоны.

Заключение

Рассмотренные особенности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов, по нашему мнению, объясняются с помощью следующих предположений лучше, чем с помощью позиций "новой глобальной тектоники".

1. Фокальные зоны являются областями напряжений, образованными на границе континентальных и океанических блоков земной коры и верхней мантии в результате неравномерного ротационного режима нашей планеты.

2. Процессы дифференциации подкорового вещества, сформировавшие континентальные блоки земной коры, образуют также подстилающие их блоки верхней мантии, которые по упругим свойствам несколько отличаются от соседних океанических.

Двойную фокальную зону с падением как под континент, так и под океан можно представить крупномасштабным аналогом нодальных плоскостей в теории дислокаций. Форма Курило-Камчатской фокальной зоны, являющаяся, по данным П.И. Токарева (1970), частью прямого кругового конуса, может быть отражением неравномерности ротационного режима Земли. Подъем к поверхности подошвы фокальной зоны в местах пересечения относительно древних дуг молодыми может быть обусловлен перераспределением напряжений на границе блоков в верхней мантии. Концентрация землетрясений по периферическим частям фокальной зоны является характерной особенностью "напряженного объекта".

A B S T R A C T

The paper gives an analysis of the peculiarities of spatial distribution of hypocenters of about 8 thousand earthquakes ($CM = 4 - 8 \frac{1}{2}$), which occurred in the Kuril-Kamchatka, Japanese and Izu-Bonine zones forming an intricate tectonic node. By dip and strike the thickness of focal zones changes (from 50 to 100 km), as well as the angles of their inclination from 36 to 60°.

The paper notes the decrease of depths to the lower edge of the focal zone in points of intersection of relatively ancient arcs (Japanese and Sakhalin-Hokkaido) by young ones (Izu-Bonine and Kuril-Kamchatka). A double focal surface is established for Japan with the dip both under the Asiatic continent and under the Pacific Ocean.

The paper traces relationships between peculiarities of spatial distribution of hypocenters and anomalies of geophysical fields. It is supposed that the focal zones are the tension regions formed on the boundary of continental and oceanic blocks of the crust and upper mantle as the result of irregular rotation regime of the Earth.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Веселов О.В., Туезов И.К.* Тепловой поток северо-западного сектора Тихоокеанского подвигового пояса. — Труды СахКНИИ, 1972, вып. 26, 171—180.
- Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Сычев П.М., Туезов И.К.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Заваричкий А.Н.* Новые данные, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2, 3—12.
- Землетрясения в СССР в 1962—1969 гг. М., "Наука", 1964—1972.
- Коган С.А.* О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1955, 101, № 1, 63—64.
- Кондорская Н.В., Постоленко Г.А.* Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской области. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 10, 1448—1463.
- Кочергин Е.В., Красный М.Л., Соловьев О.Н., Туезов И.К.* Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона. — В сб.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 8. М., "Наука", 1972, 105—113.
- Мардерфельд Б.Е., Длишев А.М., Туезов И.К.* Аномалии в S_q -вариациях на Средних Курильских островах. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20, 280—281.
- Миямуро С.* Сейсмичность и глубинное строение Японии. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, 420—437.
- Монахов Ф.И., Тараканов Р.З.* Характеристика курило-камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952—1954 гг. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 5, 401—415.
- Павлов Ю.А., Семакин В.П.* Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. — В сб.: Изостазия. М., "Наука", 1973, 105—121.
- Тараканов Р.З.* Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В сб.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., "Наука", 1972, 215—234.
- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун.* О дефиците скорости продольных волн в слабосейсмичной части Курило-Камчатской фокальной зоны. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2, 415—418.
- Токарев П.И.* О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне. — Бюлл. вулканол. станций, 1958, № 27, 66—81.
- Токарев П.И.* О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. — Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 17, 156—182.
- Токарев П.И.* О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 2.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З.* О сейсмичности и глубинном строении юга Курильской островной дуги. — Докл. АН СССР, 1963, 153, № 3.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Бобков М.Ф., Кузин И.П.* Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений. — В сб.: Землетрясения в СССР в 1964 г. М., "Наука", 1967.
- Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure. Additional evidence from seismology. — Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, 325—400.
- Bulletin of the International Seismological Centre. Edinburgh, 1967—1972.
- Catalogue of major earthquakes which occurred in and near Japan. Suppl. volumes, for (1885—1925) and (1926—1956). Japan Meteorol. Agency. Tokyo, 1952 and 1958.
- Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton, N.Y., Univ. Press, 1954.
- Hisamoto S. On the anomaly of travel time of S waves observed in eastern Japan. — Zisin (Bull. Seismol. Soc. Japan), 1965, 18, N 3—4.
- Ishida M. Seismicity and travel-time anomaly in and around Japan. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1970, 48, 1023—1051.
- Jacob K.H. Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth. — J. Geophys. Res., 1970, 75, 6673—6689.
- Katsumata M. Vertical distribution of earthquake foci in and near Japan. — Geophys. Mag., 1956, 27, 483—486.
- Katsumata M. Seismic activity in and near Japan, pt 1. Distribution of epicentres of earthquakes. — Zisin (Bull. Seismol. Soc. Japan), 1966, 19, 237—243.
- Katsumata M. Seismic activity in and near Japan, pt 2. Vertical distribution of foci of earthquakes. — Zisin (Bull. Seismol. Soc. Japan), 1967, 20, 1—11.
- Katsumata M. Seismicity and some related problems in and near the Japanese Islands. — Quart. J. Seismol., 1970, 35, 76—142.
- Kebeasy R.M. On the anomaly of travel time of P waves observed at Japanese stations. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1969, 47, 476—486.

- Mooney H.M.* Upper mantle inhomogeneity beneath New Zealand: Seismic evidence. — *J. Geophys. Res.*, 1970a, 75, 285–309.
- Mooney H.M.* Theoretical and observed travel times for Zealand deep earthquakes. — *N.Z.J. Geol., Geophys.*, 1970b, 13, 703–717.
- Oliver J., Isacks B.* Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle and the lithosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1967, 72, 4259–4275.
- Seismological Bulletin of the Japan Meteorological Agency. Tokyo, 1956–1972.
- Tsuboi C.* On seismic activities in and near Japan. — In: Contributions in Geophysics: In Honor of Gutenberg B.H.Benioff, M.Ewing, B.Howell and F.Press (Eds). N.Y., Pergamon, 1958, 27–112.
- Utsu T.* Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle as inferred from abnormal distribution of seismic intensities. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. III*, 1966, 2, 359–374.
- Utsu T.* Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 1967, 3, 1–25.
- Utsu T.* Anomalous structure of the upper mantle beneath the Japanese Islands. — *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1971, 25, 99–128.
- Wadati K., Iwai Y.* The minute investigation of seismicity in Japan. — *Geophys. Mag.*, 1954, 25, 167–173.
- Wadati K., Iwai Y.* The minute investigation of seismicity in Japan. — *Geophys. Mag.*, 1956, 27, 11–15.

Е. Кисимото, К. Оике

МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ И ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СМЫСЛ ВО ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЯПОНИИ

Микросейсмичность и строение земной коры

Изучение микроземлетрясений – прямой и многообещающий метод прогноза землетрясений. Кроме того, это и метод, позволяющий определить тектонический режим в любом районе, поскольку микроземлетрясения весьма чувствительны к полю тектонических направлений. В данной работе исследуется микросейсмичность и обсуждается ее тектонический смысл главным образом внутренней зоны Юго-Западной Японии, которую можно рассматривать как эталонную территорию.

Как показано на рис. 1, Юго-Западная Япония, к которой относится юго-западная часть Японских островов, расположенных к юго-западу от линии Фосса-Магна, делится на внутреннюю и внешнюю зоны Срединной тектонической линией (MTL). Одна из отличительных особенностей сейсмичности Юго-Западной Японии состоит в том, что в ней преобладают поверхностные землетрясения, происходящие в земной коре, в то время как более глубокие землетрясения, возникающие в верхней мантии, редки (за исключением прибрежной тихоокеанской полосы).

Более подробно сейсмичность данного района можно изучить, исследуя микроземлетрясения. На рис. 2 показано распределение эпицентров микроземлетрясений, произошедших в последние 8 лет. Для составления схемы К. Мацуимура и К. Оике (Matsumura, Oike, 1973) использовали данные очень большого количества публикаций японских микросейсмических обсерваторий. Почти все



Рис. 1. Карта Юго-Западной Японии

эти землетрясения произошли в земной коре на небольших глубинах, если не считать толчков на Тихоокеанском побережье, о чем упоминалось выше. Типичное распределение глубин очага представлено на примере северной части области Кинки (рис. 3). Здесь показаны распределение эпицентров и проекции очагов на два вертикальных разреза. Большая часть землетрясений происходит на глубинах, меньших 15–20 км.

Строение земной коры в северной части области Кинки было определено по данным взрывов Ханабуса-Кураёси. На рис. 4 показаны точки наблюдения в

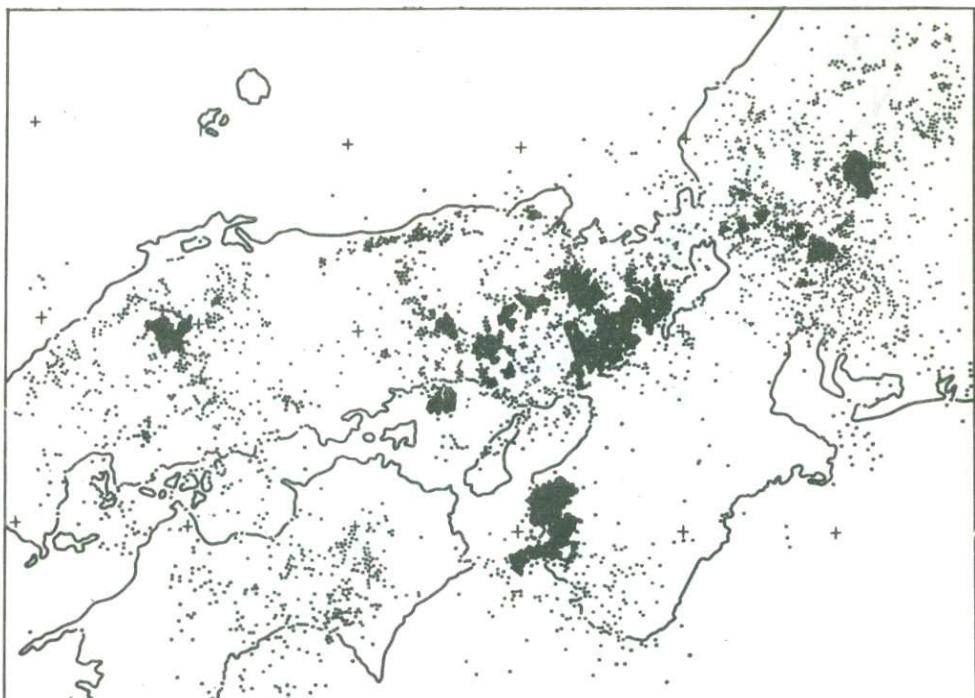


Рис. 2. Карта микросейсмичности Юго-Западной Японии (по Matsumura, Oike, 1973)

районе взрывов (*a*) и двуслойный разрез коры (*b*), полученный М. Хасидзуме и др. (Hashizume et al., 1966). Согласно этой модели глубина 15–20 км соответствует границе Конрада, разделяющей верхнюю и нижнюю части земной коры. Следовательно, в этой области микроземлетрясения происходят главным образом в верхней части коры, в то время как микросейсмичность нижней ее части крайне мала. Такой характер возникновения землетрясений, возможно, имеет фундаментальный смысл для тектонических процессов, и здесь необходимы детальные исследования.

Распределение эпицентров микроземлетрясений не бывает таким однородным, как на рис. 2, что обусловлено, в частности, отсутствием сети наблюдений в некоторых районах, различными периодами наблюдений и т.д. Тем не менее можно считать, что на рис. 2 отражена общая тенденция возникновения микроземлетрясений, здесь можно выделить следующие крупные блоки с особенно высокой или низкой сейсмичностью: 1) большой блок с высокой сейсмичностью, простирающийся от области западного Тибу до северной части Кинки; 2) блок в форме треугольника в центральной части области Кинки с очень низкой сейсмичностью, который К.Худзита (Huzita, 1962) назвал Треугольником Кинки; 3) блок с низкой сейсмичностью в Японском море вдоль побережья от области Санин до области Хокурику, и т.д. Эти блоки в то же время являются крупными геологическими блоками. На рис. 5 показано геологическое строение местности по данным К. Худзиты (Huzita, 1962), можно видеть, что первый блок с высокой сейсмичностью совпадает с палеозойской областью Тамба-Мино. Второй блок в общем соответствует гранитной зоне Рёке, а третий – метаморфической зоне Хида. Эти факты позволяют предполагать, что микросейсмическая активность определяется в основном свойствами пород земной коры, которые, по всей вероятности, тесно связаны с геологическими структурами. Следует также отметить, что если учитывать строение коры и распределение глубин очагов землетрясений, то можно сделать вывод, что подобные геологические структуры должны распространяться на всю верхнюю кору.

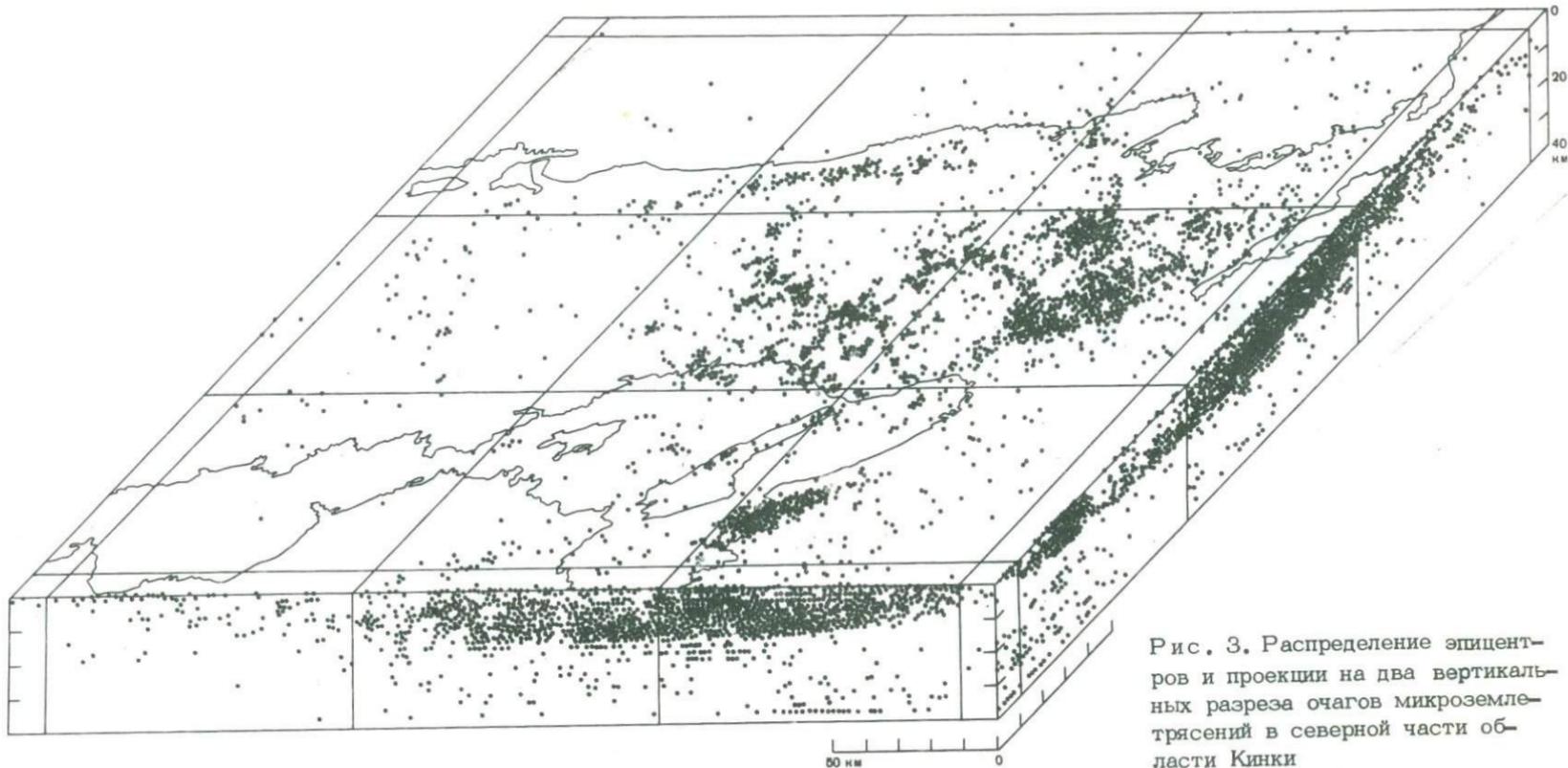


Рис. 3. Распределение эпицентров и проекции на два вертикальных разреза очагов микротрясений в северной части области Кинки

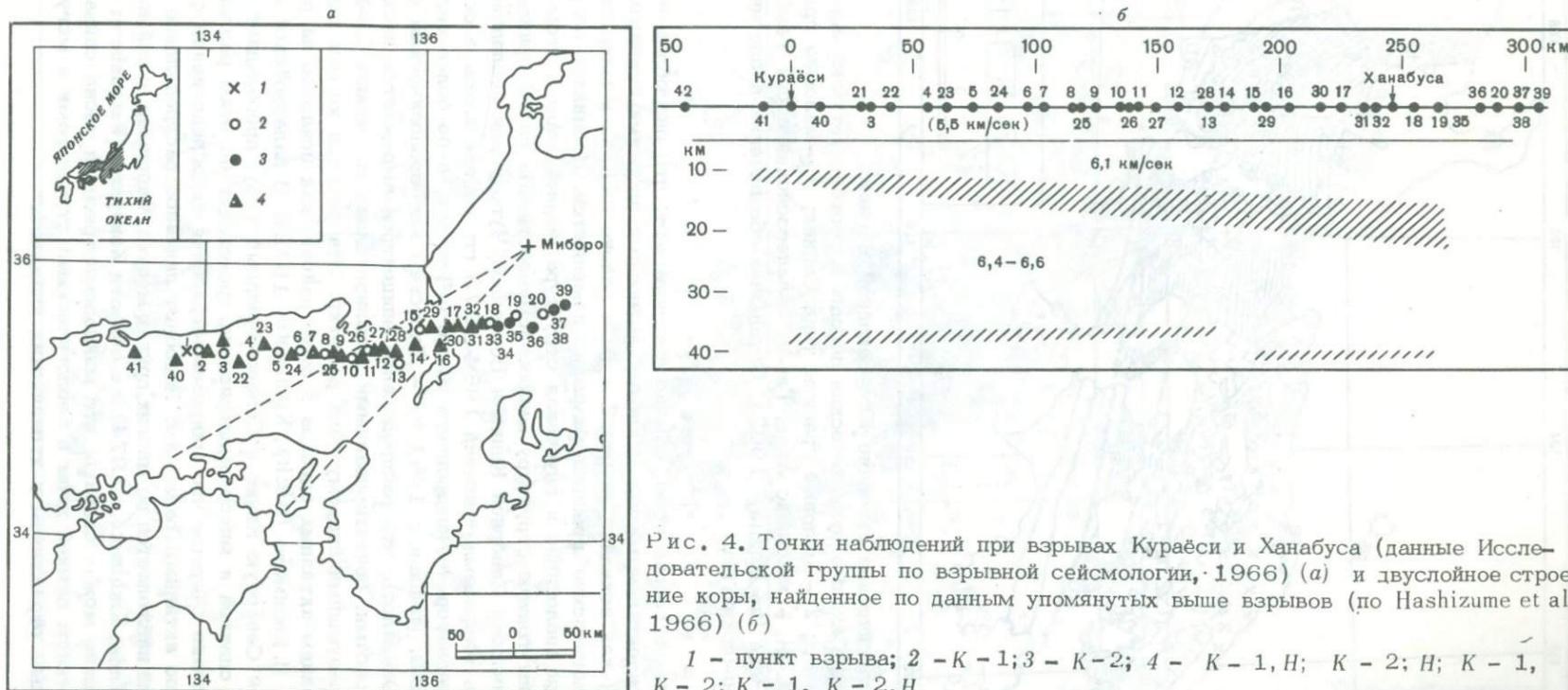


Рис. 4. Точки наблюдений при взрывах Кураёси и Ханабуса (данные Исследовательской группы по взрывной сейсмологии, 1966) (а) и двуслойное строение коры, найденное по данным упомянутых выше взрывов (по Hashizume et al., 1966) (б)

1 — пункт взрыва; 2 — K-1; 3 — K-2; 4 — K-1, H; K-2, H; K-1, K-2; K-1, K-2, H

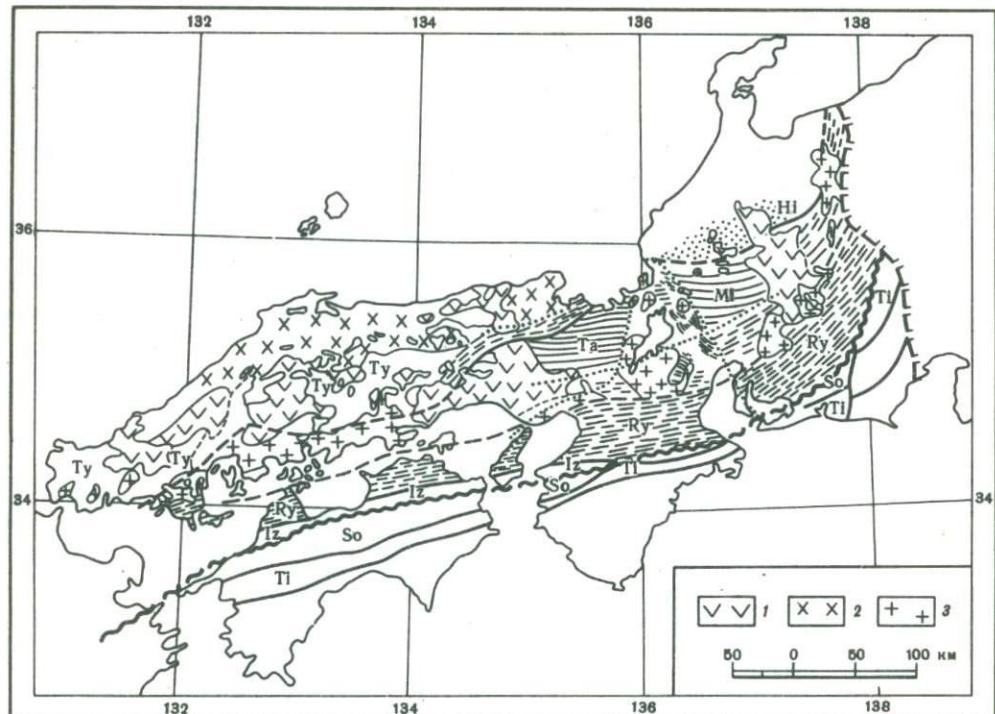


Рис. 5. Геологическое строение Юго-Западной Японии:

1 – меловые кислые вулканические породы и соответствующий пирокластический материал; 2 – меловые граниты типа Санина; 3 – меловые граниты типа Хиросимы. НИ – комплекс Хида, Та-Ми – палеозойская серия Тамба-Мино, Ру – зона Рёке (по Huzita, 1962). Остальные обозначения аналогичны легенде тектонических карт

Представляя строение коры, обычно предполагают, что она обладает слоистостью и горизонтальными или наклонно падающими плоскими границами разделя. Однако, как показано на рис. 2 и 5, в районе оз. Бива и микросейсмичность и геологические границы разрывно изменяются. Возникает вопрос – изменяется ли аналогично и глубинная структура земной коры в этом районе?

Рассмотрим тонкую структуру микросейсмичности. На рис. 6 приведена карта сейсмичности Северной Кинки и Восточной Чугоку для последних лет. Сейсмичность микроземлетрясений 1964–1973 гг. определялась в основном разом на обсерватории Университета Киото в Тоттори, а по более сильным землетрясениям, начиная с 1961 г., – Японским метеорологическим агентством (JMA). Оказалось, что распределение эпицентров выражается несколькими линейными поясами, ориентированными приблизительно по линиям СВ–ЮЗ или СЗ–ЮВ и образующими систему типа решетки. Эта решетка хорошо согласуется с распределением активных сдвигов в этом районе, как показано на рис. 7, по К. Худзита и И. Кисимото (Huzita, Kishimoto, 1972). В палеозойской области, охватывающей Северную Кинки и Северо-Западный Тибу, преобладает сопряженная система сдвигов и микроземлетрясения происходят по этим разломам. Поэтому естественно считать, что микроземлетрясения непосредственно связаны с движениями по активным разломам. Подобное линейное распределение микроземлетрясений наблюдается во многих других местах, например, в районе разлома Атоцугава (Wada, Kishimoto, 1974) и в области Хокурику (Watanabe et al., 1974).

В заключение можно сказать, что микроземлетрясения тесно связаны с глубинным строением земной коры и геологическими структурами и могут быть чувствительным отражением тектонических движений.

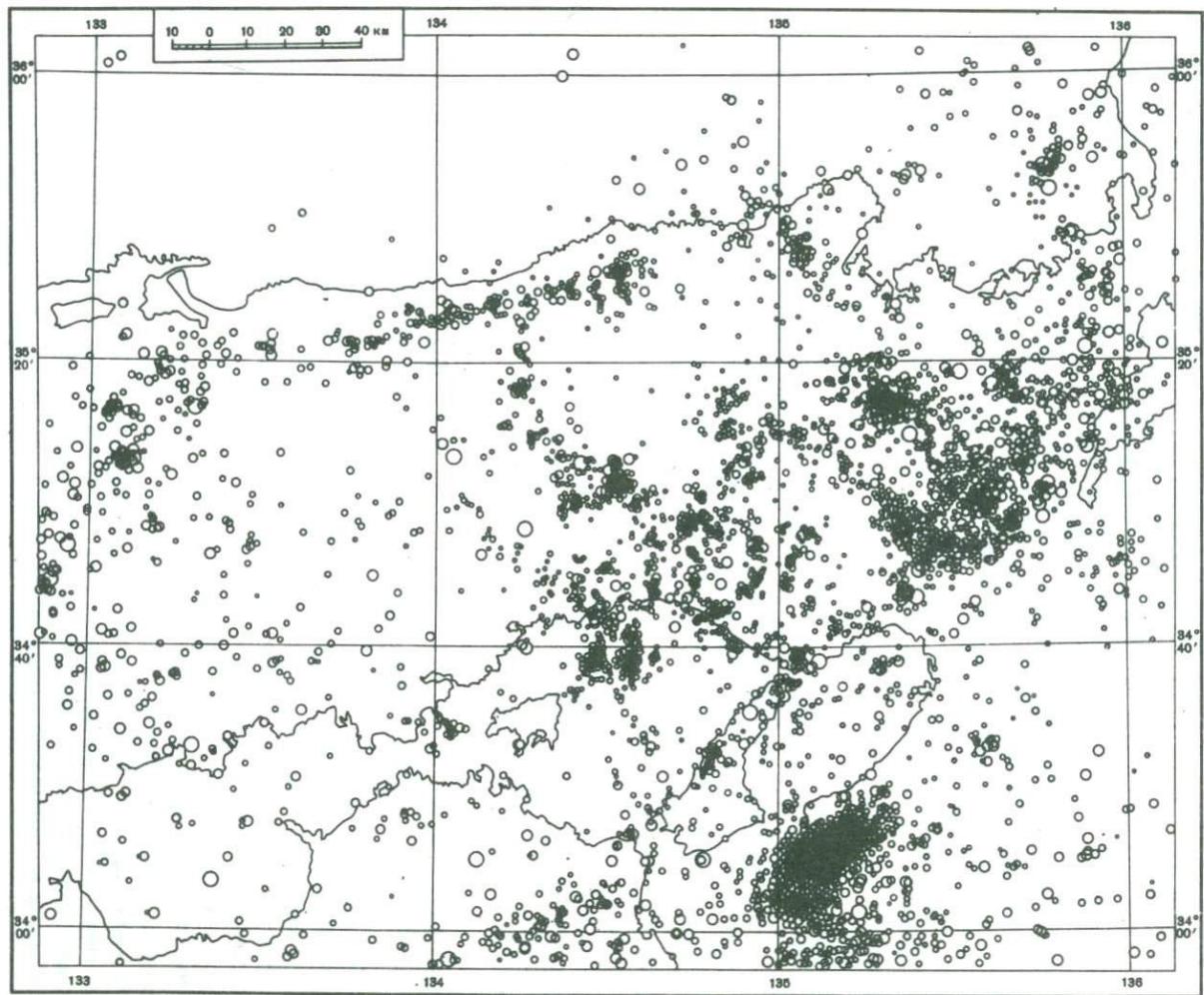


Рис. 6. Микросейсмичность северной части области Кинки (1961–1973 гг.)

Диаметры эпицентров пропорциональны магнитудам землетрясений

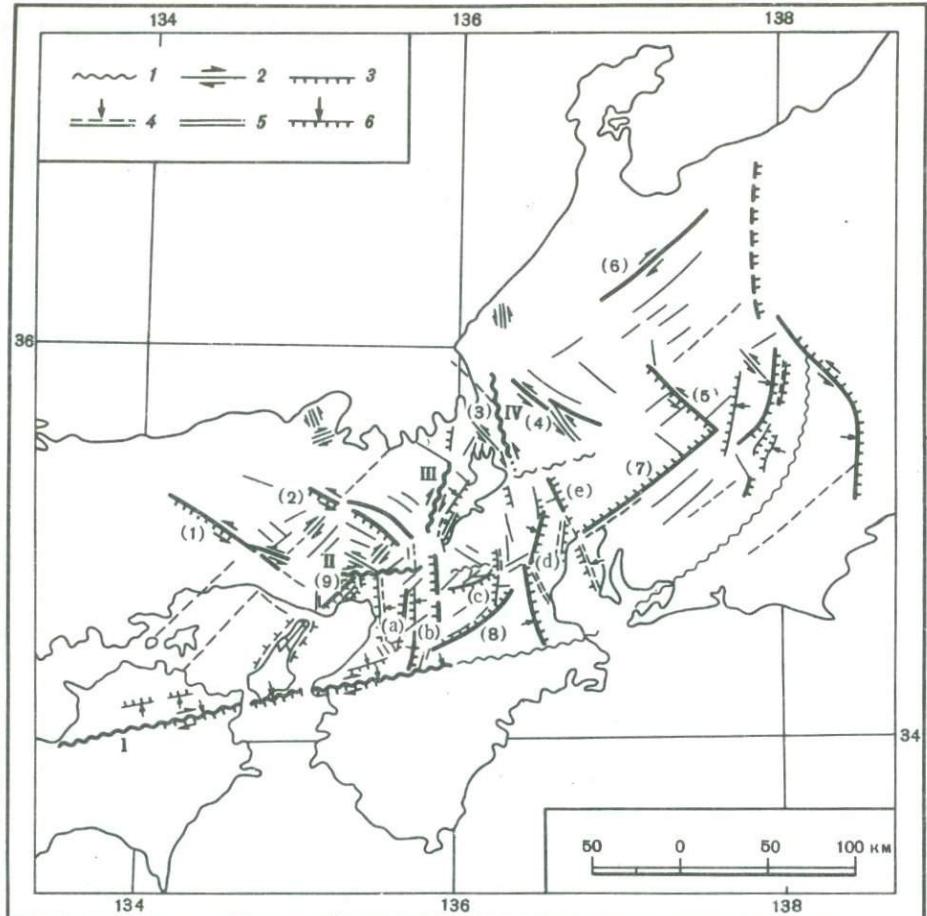


Рис. 7. Распределение активных разломов и тектонических линий

1 – тектоническая линия; 2 – сдвиг; 3 – взброс; 4 – предполагаемый разлом; 5 – разрыв, связанный с землетрясением, 6 – направление вертикального смещения.

Цифрами в скобках обозначены разломы: 1 – Ямасаки; 2 – Митоке; 3 – Суфукуджи; 4 – Неодани; 5 – Атера; 6 – Атоцугава; 7 – Бёбуяма; 8 – Ига; 9 – Госукебаси. I – срединная тектоническая линия, II – тектоническая линия Ари-ма-Такацуки, III – разлом Ханаори, IV – разлом Янагасе (по Huzita, Kishimoto, 1972)

Механизм микроземлетрясений и тектоника

Механизмы сильных и умеренных землетрясений в Юго-Западной Японии, определенные JMA, были всесторонне исследованы М. Исикивой (Ichikawa, 1971). По мнению этого автора, почти все поверхностные землетрясения в коре имеют распределение первых вступлений по знаку в виде четырех квадрантов с вертикальным нулевым вектором. На рис. 8 показан один из результатов Исикивой, где начерчена горизонтальная компонента оси максимального давления. Примечательно, что оси максимального давления лежат преимущественно в направлении В–З не только для внутренней зоны, но и для внешней. Однако для землетрясений Тихоокеанского побережья внешней зоны ситуация отлична: оси максимального давления при этих землетрясениях ориентированы приблизительно в направлении С–Ю. Эти землетрясения считаются относительно более глубокими и, возможно, возникают в самой верхней части мантии (Shiono, 1970). Ниже будет показано, что такое различие между поверхностными и

относительно глубокими землетрясениями, по-видимому, имеет большое значение для понимания тектоники Юго-Западной Японии.

Многие авторы исследовали механизм микроземлетрясений в Юго-Западной Японии. На рис. 9 приведен пример распределения сжатий-разрежений в начальном движении при прохождении P -волн; все данные в области С (нижний рисунок) совмещены, так что имеют общий эпицентр. Отчетливо прослеживается горизонтальное сжатие в направлении В-З. М.Хасизума (Hashizume, 1970) разделил территорию Северной Кинки на несколько районов, обладающих своими характерными особенностями. Он применил один и тот же метод к исследованию каждого района и пришел к выводу, что горизонтальное сжатие в направлении В-З обнаруживается почти для всех районов за некоторыми исключениями. Р.Нисида (Nishida, 1973) обработал слабые землетрясения с магнитудами от 3 до 5 (рис. 10), используя метод сглаженной лучевой диаграммы. Несмотря на некоторые региональные различия, среднее направление оси максимального давления также горизонтально и проходит вдоль параллели. К.Сионо (Shiono, 1970) рассмотрел множество землетрясений с различной глубиной очага на западном берегу п-ова Кии и пролива Кии и обнаружил широтное сжатие для поверхностных землетрясений.

В соответствии с этим можно считать, что в земной коре Юго-Западной Японии и сильные, и слабые, и микроземлетрясения возникают при одном и том же тектоническом сжатии широтного горизонтального направления. Следует помнить, что система сдвигов в этой области состоит из двух сопряженных тектонических линий СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ и направления скольжения по ним явля-

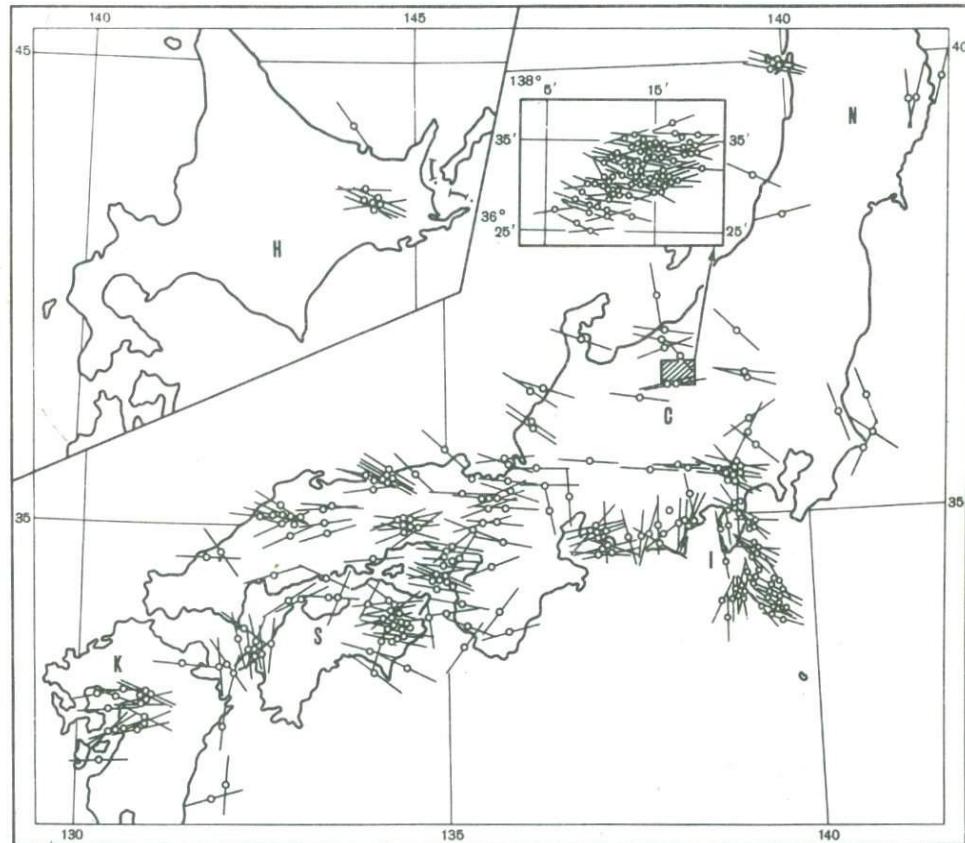


Рис. 8. Распределение горизонтальной компоненты оси максимального давления для землетрясений с большой и умеренной магнитудой (по Ishikava, 1971)

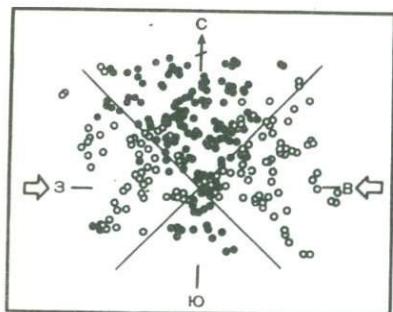


Рис. 9. Пример совмещенного распределения сжатий-разрежений

Все данные в области С на нижнем рисунке совмещены (по Huzita et al., 1973)

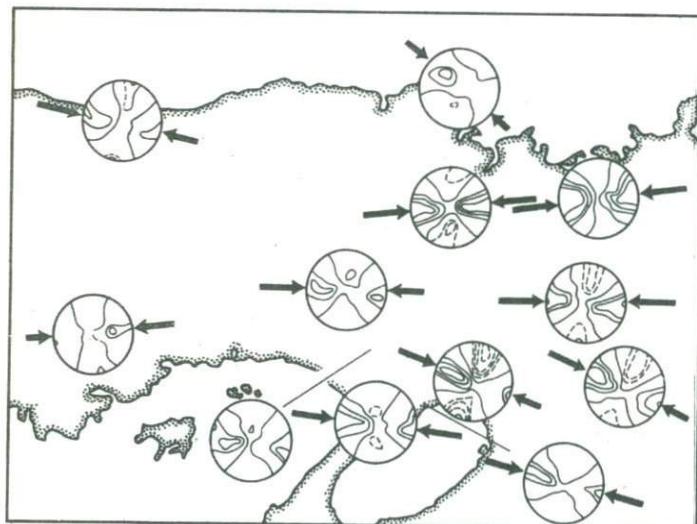
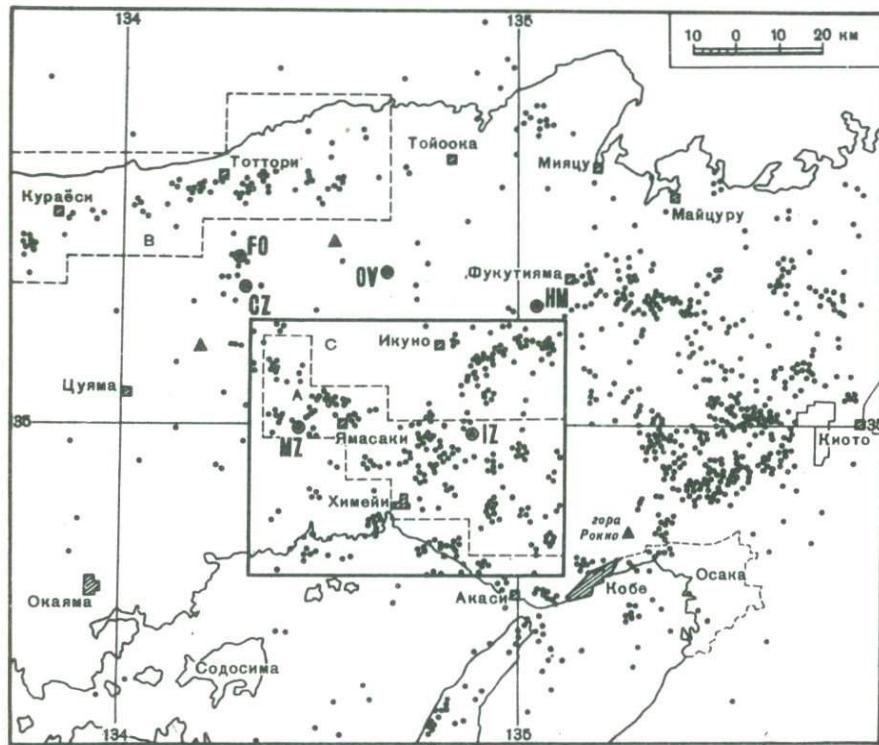


Рис. 10. Сглаженные лучевые диаграммы и направления оси максимального давления в соответствующих районах Северной Кинки (по Nishida, 1973)

Рис. 11. Определение плоскости разрыва в очаге землетрясения на разломе Янагасе

Белые и черные участки разрежения и сжатия соответственно (по Watanabe et al., 1974)

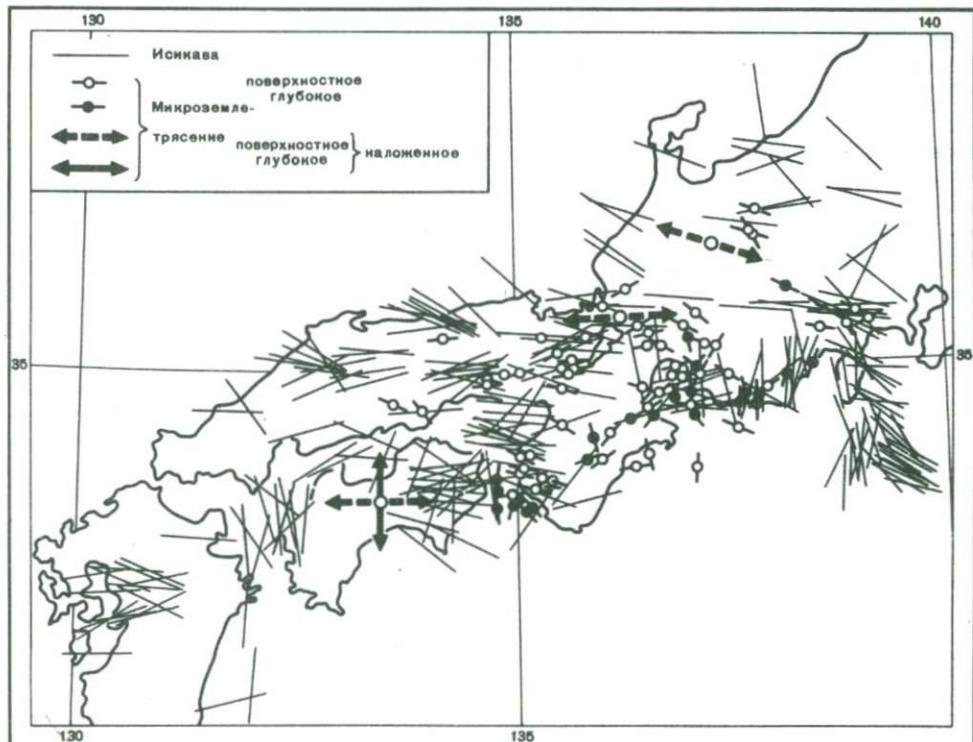
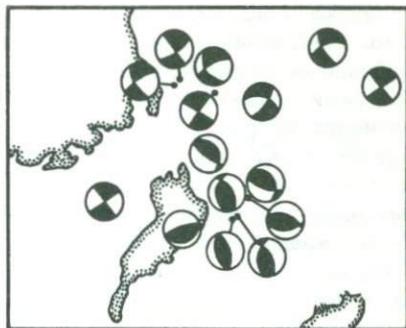


Рис. 12. Распределение горизонтальной компоненты оси максимального давления в Юго-Западной Японии, наложенное на схему Исикиавы (рис. 8)

ются правосторонними и левосторонними для первого и второго случаев соответственно. Это также предполагает широтное сжатие. Следовательно, можно считать, что землетрясения и активные разломы тесно связаны между собой и возбуждаются одними и теми же силами.

Можно добавить некоторые данные, касающиеся соотношения между механизмом землетрясения и геологическим строением. Х. Вада и И. Кисимото (Wada, Kishimoto, 1974) показали, что микроземлетрясения, происходящие вдоль разлома Атоцугава, который представляет собой правосторонний сдвиг в области Тибу, имеют механизмы типа скольжения по простирианию разрыва, и одна нодальная линия совпадает с направлением разлома. И. Кисимото и Р. Нисида (1973), анализируя микроземлетрясения вдоль разлома Ямасаки (левостороннего сдвига), обнаружили, что их механизмы гармонируют с теоретически ожидаемыми на основании геологических особенностей разлома. Это подтверждает мнение, что микроземлетрясения непосредственно связаны со скольжением по основным разломам.

Однако, согласно К. Ватанабе и др. (Watanabe et al., 1974), иные механизмы свойственны землетрясениям, происходящим вдоль разлома Янагасе, протягивающегося по восточной стороне оз. Бива и создающего границу между областями высокой сейсмичности на востоке и низкой сейсмичности на западе. Как видно на рис. 11, скольжение здесь происходит в основном по падению разлома, а оси максимального давления опять-таки имеют В-З направление и горизонтальны. Это не всегда противоречит геологическому выводу, по которому вдоль восточной стороны Треугольника Кинки продолжается крупномасштабное складкообразование.

Во внешней же зоне был обнаружен совершенно иной характер возникновения землетрясений. К. Сионо (Shiono, 1970), исследуя механизмы слабых землетрясений на п-ове Кии и в проливе Кии, отмечал, что, хотя поверхность коровых землетрясения имеют механизмы такого же типа, как во внутренней зоне, по относительно глубоким толчкам из верхней мантии было получено сжатие в направлении С-Ю. И он допустил существование двух тектонических линий сжатия: В-З и С-Ю. Такие же явления обнаружили на о-ве Сикоку Т. Савамура и С. Кимура (Sawamura, Kimura; 1971) и в Южном Тибу - Т.Ооида и К. Ито (Ooida, Ito, 1972).

На рис. 12 представлена синтезированная схема, показывающая распределение горизонтальной компоненты максимального давления для сильных, слабых и микроземлетрясений.

Рассмотрим теперь основную особенность тектоники Юго-Западной Японии, учитывая различные данные по возникновению землетрясений и геологическому строению. Наиболее вероятным объяснением указанных напряженных состояний может быть предположение существования двух источников сжатия - тихоокеанской плиты и плиты Филиппинского моря. Кора в Юго-Западной Японии в целом находится под действием сильного сжатия, действующего со стороны тихоокеанской плиты в направлении В-З. Подобное сжатие может создавать нарушение пород земной коры, виды которого (например, разрывы и складки) могут определяться состоянием и типом пород. Кроме того, плита Филиппинского моря подвигается под Юго-Западную Японию с юга, но воздействует только на верхнюю часть мантии во внешней зоне, очевидно, из-за своих относительно малых размеров. Эти представления согласуются с механизмами сильнейших землетрясений, таких, как землетрясения в Тонанкай и Нанкайдо (Kanamori, 1972), происходивших вдоль пролива Нанкай, а также с сильными землетрясениями на побережье Японского моря (Танго, Тоттори и Фукуи).

В заключение отметим, что необходимо понять возникновение землетрясений как процесс, происходящий не только в настоящее время, но и в ходе тектонических движений, которые продолжаются в течение новейшего геологического времени, о чем можно судить по многочисленным соответствиям между землетрясениями и геологическими явлениями.

ABSTRACT

Microseismicity and its relation to the crustal and geological structures are examined, adopting the Inner Zone of Southwest Japan as a model area.

Microearthquake occurrence is highly confined within the upper crust, and has clear correlations to geological structures of various scopes. Mechanisms of large, small and micro earthquakes coincidentally imply the E-W tectonic compression as earthquake generating stress in the crust. However, another tectonic compression in N-S direction is inferred in the uppermost part of the mantle along the Pacific coast.

Existence of two compressions, one in E-W direction accomplished by the Pacific plate and another in N-S direction accomplished by the Philippine Sea plate, is the most probable explanation for earthquake occurrence and tectonic phenomena.

ЛИТЕРАТУРА

- Hashizume M. Investigation of microearthquakes. On earthquake occurrence in the crust. — Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 1970, 20, 65–94.
- Hashizume M., Kawamoto O., Asano O., Muramatsu I., Asada T., Tamaki I., Murauchi S. Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and Hanabusa explosions, pt 2. Crustal structure in the western part of Japan. — J. Seismol. Soc. Japan, 1966, 19, 125–134.
- Huzita K. Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan, since the Miocene, with special reference to the characteristic structure of Central Kinki area. — J. Geosci. Osaka City Univ., 1962, 6, 103–144.
- Huzita K., Kishimoto Y. Neotectonics and seismicity in Kinki area. — Kagaku, 1972, 42, N 8, 422–430.
- Huzita K., Kishimoto Y., Shiono K. Neotectonics and seismicity in the Kinki area, Southwest Japan. — J. Geosci. Osaka City Univ., 1973, 16, 93–124.
- Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926–1968. — Geophys. Mag., 1971, 35, 207–274.
- Kanamori H. Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1972, 5, 129–139.
- Kishimoto Y., Nishida R. Mechanisms of microearthquakes and their relation to geological structures. — Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 1973, 23, 1–25.
- Matsumura K., Oike K. The microseismicities in and around Japan. — Ann. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 1973, 16A, 77–87.
- Nishida R. Earthquake generating stress in Eastern Chugoku and Northern Kinki Districts, Southwest Japan. — Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 1973, 22, 197–233.
- Ooida T., Ito K. Focal mechanism of shallow earthquakes in Eastern Kinki and Chubu, Japan. — Abstr. Annual Meeting, Seismol. Soc. Japan, Apr., 1972.
- Sawamura T., Kimura S. Activities of microearthquakes in Central Shikoku, pt 2. — Rept. Kochi Univ., 20. Natural Sci., 1971, 241–249.
- Shiono K. Focal mechanism in Wakayama region, pt 2. — J. Seismol. Soc. Japan, 1970, 23, 253–263.
- The Research Group for Explosion Seismology. Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions, pt 1. Observation of seismic waves generated by the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions. — J. Seismol. Soc. Japan, 1966, 19, 107–124.
- Wada H., Kishimoto Y. Microseismicity in the vicinity of the Atotsugawa fault, pt 1. — J. Seismol. Soc. Japan, 1974, 27, 348–354.
- Watanabe K., Mino K., Hirano N., Kishimoto Y. Microseismicity in the southern Hokuriku area. — Abstr. Annual Meeting, Seismol. Soc. Japan, May, 1974.

М. Андо

СЕЙСМОТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ПЛИТЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Введение

Впадины Нанкаи и Сагами и северная часть п-ова Ицу находятся в восточной пограничной части плиты Филиппинского моря (рис. 1). Вдоль этих впадин произошло большое количество сильных землетрясений, для которых характерны обширные деформации земной коры и цунами. С древнейших времен в этой стране землетрясения фиксировались в исторических документах. Кроме того, сейчас получены различного рода геоморфологические подтверждения длительных накоплений сейсмических движений. Эти материалы позволяют проследить сейсмическую историю этой территории более чем за 1000 лет.

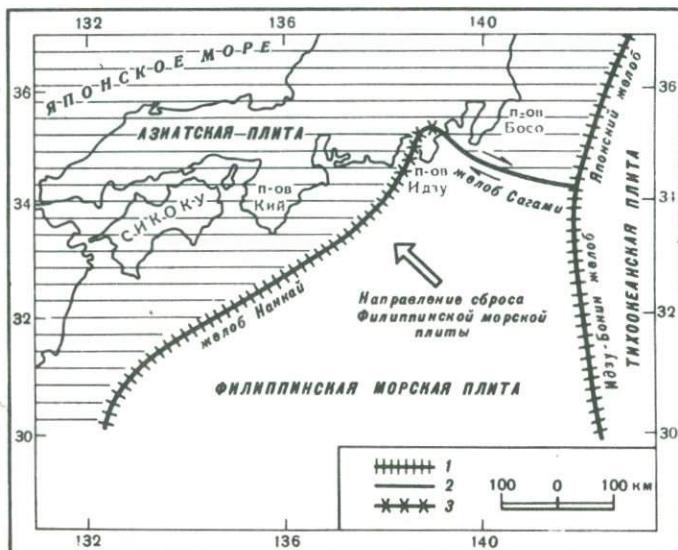


Рис. 1. Плита Филиппинского моря и направление движения

Владина Нанкаи, п-ов Ицу и впадина Сагами обладают соответственно чертами рва, сталкивающихся границ и трансформированного сброса

Граница плиты: 1 - жёлоб; 2 - трансформный разлом, 3 - столкновение

В работах М. Андо (Ando, 1974a,b; Ando et al., 1974) показано, что рассмотренная серия исторических и современных землетрясений может быть систематически объяснена моделью сбросов на границе плиты Филиппинского моря и Азиатской плиты.

В данной работе развивается эта идея и предлагается исчерпывающее объяснение сейсмотектоники в целом в связи с движением плиты Филиппинского моря. Прежде всего автор пересматривает предыдущие результаты по механизмам источников и тектонической значимости современных и исторических зем-

землетрясений в этом районе. Затем обсуждается возможность сильных землетрясений в будущем, при этом особое внимание уделяется районам Токио и Босо. Для района Босо с целью прогноза была произведена предварительная оценка возможных сейсмотектонических эффектов (Ando, 1974c).

Механизм очагов крупных землетрясений

Группа впадины Нанкай

За последние четыре столетия вдоль впадины произошло пять сильных землетрясений — землетрясение 1946 г. в Манкайдо, 1944 г. в Тонанкай, 1854 г. в Анзэй (двойное) и 1707 г. в Хое. Тонанкайское землетрясение 1944 г. и землетрясение в Манкайдо 1946 г. подвергались всестороннему изучению в работах Г. Канамори (Kanamori, 1972) и Т. Фитча и К. Шольца (Fitch, Scholz; 1971), выполненных на основе сейсмологических и геодезических данных соответственно. По существу были получены аналогичные выводы о том, что оба землетрясения являются результатом надвига под малыми углами ($10 - 30^\circ$), причем океаническая сторона подверглась подвигу в северо-западном направлении, т.е. в сторону Южной Японии. Амплитуда сейсмического смещения и площадь разлома значительно меньше, чем те же величины, полученные по геодезическим данным, но это может быть удовлетворительно объяснено, если ввести понятие медленного скольжения по плюскости сброса, после того как произошел основной сейсмический эффект сброса (Ando, 1974b).

В соответствии со старыми документами землетрясения 1707 и 1854 гг. представляются весьма сходными с землетрясениями 1944 и 1946 гг., если судить по величине разрушений, деформаций коры и силе цунами, вызванных землетрясением. Например, поднятия в Кусимото и Мурото и опускания в центральной части п-ова Кии и равнины Коти вследствие землетрясений XVIII и XIX вв. (рис. 2, а, б') вполне аналогичны соответствующим характеристикам двух последних землетрясений (рис. 3). Если принять гипотезу о том, что впадина Нанкай подверглась повторным сильным землетрясениям, механизм источников которых оставался неизменным в течение длительного времени, то существует убедительный довод в пользу единобразного отношения к землетрясениям этой группы, т.е. наше знание о механизмах источников землетрясений 1944 и 1946 гг. может быть успешно использовано для изучения исторических землетрясений. Основываясь на этом допущении, Андо (1974b) следующим образом сгруппировал основные землетрясения. Весь район разлома,

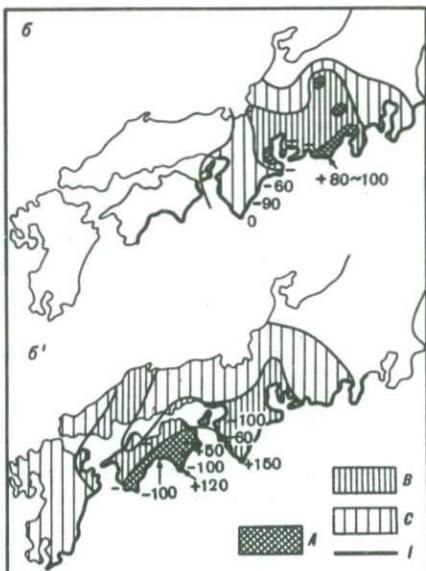
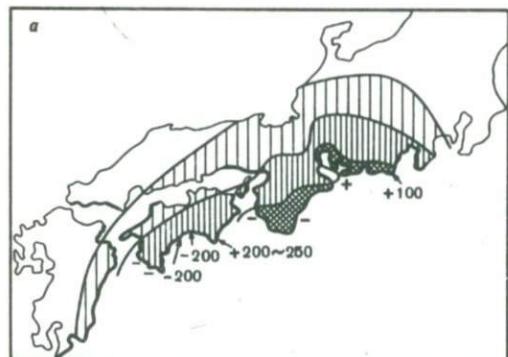


Рис. 2. Сейсмическая интенсивность и вертикальные деформации коры, связанные с землетрясениями 1707 г. в Хоеи (а) и 1854 г. в Анзеи (двойное) (б)

I — участки берега, подвергшиеся сильному воздействию цунами

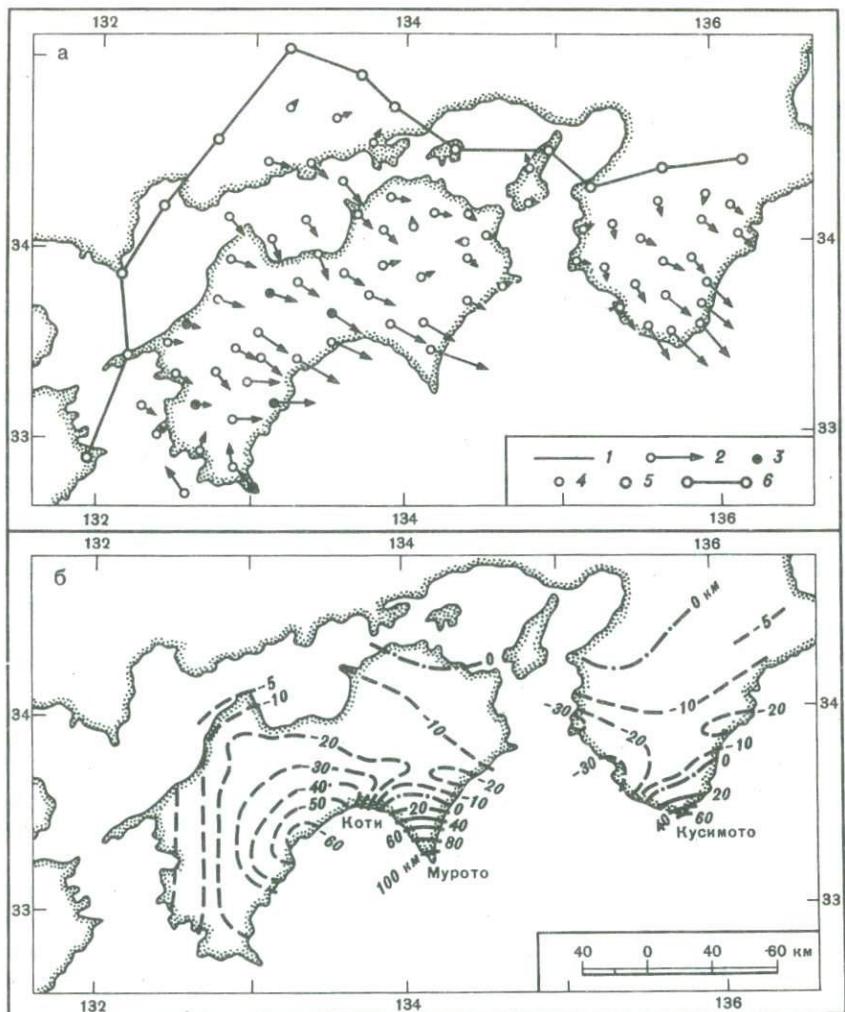


Рис. 3. Горизонтальные (а) и вертикальные (б) смещения суши, связанные с землетрясениями 1944 г. в Тонанкан и 1946 г. в Нанкайдо

1 - поднятие суши по отношению к среднему уровню моря (в см); 2 - горизонтальные движения (в виде векторов); 3, 4, 5 - основной, дополнительный и неподвижный пункт соответственно; 6 - линия границы

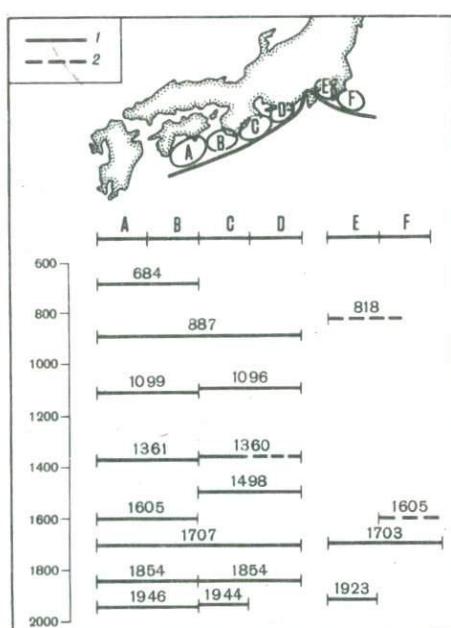


Рис. 4. Циклическая миграция землетрясений вдоль впадин Нанкай и Сагами, начиная с 684 г.

1 - латеральная протяженность оценок зон разломов, полученных с относительно высокой точностью; 2 - участки, оценки которых являются не столь надежными

Таблица 1

Параметры сбросов крупнейших землетрясений,
произошедших вдоль впадины Нанкаи

Параметры сбросов	Геодезическая модель				Сейсмическая модель*	
	Плоскость сбрасывателя				Нанкайдо, 1946 г.	Тонанкаи, 1944 г.
	A	B	C	D		
Длина, км	150	150	130	100	120	120
Ширина, км	100	70	70	70	80	80
Угол падения, град	20	25	25	25	10	10
Направление падения, град	340	340	330	330	310	310
$U_d : U_s^{**}$	2:1	2:1	3:1	3:1	1:0	1:0
Дислокация						
Нанкайдо, 1946 г.	6M	4M	-	-	3,1 M	-
Тонанкаи, 1944 г.	-	-	4M	-	-	3,1 M
Анзей II, 1854 г.	6M	4M	-	-		
Анзей I, 1854 г.	-	-	4M	4M		
Хоеи, 1707 г.	12 M	8M	8M	8M		

* Данные Канамори (Kanamori, 1972).

** U_d — обратная составляющая скольжения по падению,

U_s — правосторонняя составляющая.

который простирается на 530 км с запада (от о-ва Сикоку) на восток (до восточного района о-ва Токай), подразделяется на четыре элемента: A, B, C и D (рис. 4), которые разъединены более или менее механически. Тогда источники пяти основных землетрясений можно объяснить с помощью следующей комбинации. Землетрясение в Нанкайдо — A+B, землетрясение в Тонанкае — C; второе землетрясение в Анзее — A+B; первое землетрясение в Анзее — C+D; землетрясение в Хоеи — A+B+C+D. Параметры их очагов приведены в табл. 1.

Были также исследованы восемь землетрясений древности от 684 до 1605 г. н.э. Конечно, в силу отсутствия надежных данных, точное исследование может быть затруднено. Однако в какой-то мере можно делать выводы об их характеристиках, если принять, что эти сильные землетрясения связаны с разломами в A+B либо в C+D. На основе сообщений об исторических землетрясениях (Omori, 1913; Imamura, 1930; Musha, 1950; Usami, 1966; Tokyo Astron. obs., 1974) были исследованы плоскости разлома различных землетрясений (табл. 2). Во время землетрясения 684 г., например, было обнаружено сообщение из Тосы (южная часть Сикоку, включая Коти) о том, что большое количество находящихся в море судов было потоплено во время цунами, а рисовые поля площадью 11–12 км² погрузились ниже уровня моря. Это сообщение подтверждает, что землетрясение 684 г. было одним из сильных, произошедших в районе, расположенному вдоль западной части впадины Нанкаи. Сообщения о погружении и волнах цунами свидетельствуют о том, что эти явления обладали значительным сходством с аналогичными эффектами, вызванными землетрясениями 1946, 1854 и 1707 гг. (рис. 2, а, б и рис. 3). Землетрясение 684 г. интерпретируется как следствие смещения плоскостей A и B. Подобным образом исследовались семь других землетрясений. Пространственно-временная диаграмма названных выше землетрясений приведена на рис. 4.

Таблица 2

Характерные черты крупнейших землетрясений,
произошедших вдоль впадины Нанкай

Год	M	Район землетрясения					
		Сикоку + Западный Кии			Восточный Кии		
		ВДК	СТ	ВЦ	ВДК	СТ	ВЦ
1946	8,19*	++	++	++	-	+	-
1944	8,16**	-	-	-	++	++	++
1854 II	8,4	++	++	++	-	+	+
1854 I	8,4	-	-	-	++	++	++
1707	8,4	++	++	++	++	++	++
1605	7,9			++			+
1498	8,6					++	++
1361	8,4			+		+	
1360	7,0					+	++
1099	8,4	++					
1096	8,4						
887	8,6			+			+
684	8,4	++	+	++		+	

Таблица 2 (окончание)

Год	M	Район землетрясения					
		Токай + Западный Ицу		Кинаки (Киото, Осака и т.д.)			Группа
		ВДК	СТ	ВЦ	СТ	ВЦ	
1946	8,19*	-	-	-	-	-	AB
1944	8,16**	-	++	-	-	-	C
1854	8,4	-	-	-	-	+	AB
1854	8,4	++	++	++	-	-	CD
1707	8,4	++	+	+	+	+	ABCD
1605	7,9				+		AB
1498	8,6			++			CD
1361	8,4			+	+		AB
1360	7,0						C?
1099	8,4				+		AB
1096	8,4	+		++	+		CD
887	8,6			+	++	++	ABCD
684	8,4						AB

* Данные Х. Канамори, остальные магнитуды приведены по данным Токийской астрономической обсерватории.

Обозначение. ++ - значительные; + - ощущимые; - - неощущимые или отсутствуют. ВДК - вертикальные деформации коры; СТ - сейсмические толчки; ВЦ - волны цунами.

Группа впадины Сагами

За последние четыре столетия вдоль этой впадины произошли два землетрясения с магнитудой 8 баллов: в 1923 г. в Канто и в 1703 г. в Генроку. Механизм очага землетрясения 1923 г. исследовали Х. Канамори (Kanamori, 1971) и М. Андо (Ando, 1971) на основе соответственно сейсмологических и геодезических данных. Их выводы в основных чертах сводятся к тому, что землетрясение было обусловлено сбросом, характеризуемым правосторонним боковым сдвигом с малым углом. Имеется компонент сдвига, при котором надвиговая сторона располагалась со стороны суши. То, что сброс произошел таким образом, отражает факт перемещения плиты Филиппинского моря в северо-западном направлении по отношению к Азиатской плите (см. рис. 1). Движение плиты Филиппинского моря хорошо согласуется с движением, полученным Х. Канамори (Kanamori, 1971) и Т. Фитчем и К. Шольцем (Fitch, Scholz; 1971) по землетрясениям группы впадины Нанкаи. Впадина Сагами интерпретируется как трансформированный сброс на границе плиты (Ando, 1974 а).

Землетрясение 1703 г. во многих отношениях аналогично землетрясению 1923 г., но первое из них по масштабу систематически больше, чем второе. В юго-восточной части п-ова Бозо, например, подъем поверхности суши в 1703 г. больше, чем в 1923 г. Кроме того, Тихоокеаническое побережье полуострова подвергалось в 1703 г. воздействию цунами, которое достигло участков, удаленных более чем на 300 км от эпицентра. В отличие от этого землетрясения, цунами 1923 г. оказались здесь существенно слабее. Почти не вызывает сомнений, что источник землетрясения 1703 г. обладал большой протяженностью в направлении Тихого океана, включая в себя источник 1923 г. Учитывая эти соображения, М. Андо и др. (Ando et al., 1974) предложили гипотетическую модель источника землетрясения 1703 г. в Генроку. Связанные землетрясением вертикальные смещения явились основной информацией для исследования. Эти данные были уточнены на основе недавней геоморфологической съемки приподнятых террас. Учитывая поддонную топографию, весь сброс длиной 200 км разделен на две элементарные плоскости: E (плоскость сбрасывателя землетрясения 1923 г.) и F (см. рис. 4).

Время повторения крупных землетрясений в этом районе довольно велико по отношению к землетрясениям группы впадины Нанкаи. Время повторения дополнительной пары землетрясений типа Генроку и Канто оценивается в 700-1200 лет, судя по данным о приподнятых голоценовых террасах. Параметры сбросов сильных землетрясений приведены в табл. 3.

Таблица 3

Параметры сбросов крупнейших землетрясений,
происшедших вдоль впадины Сагами

Параметры сбросов	Геодезическая модель	
	Плоскость сбрасыва- теля	
	E	F
Длина, км	85	90
Ширина, км	60	60
Угол падения, град	30	30
Направление падения, град	45	315
$U_d: U^*$ s.	1:2	1:2
Дислокация Генроку, 1703 г.	8M	8M
Канто, 1923 г.	6,7M	

* Обозначения см. в табл. 1.

Группа района Ицу

Не существует геоморфологических свидетельств, подтверждающих наличие срединного рва в районе Ицу. За последние десять столетий в этой области вдоль границы плиты не происходило крупнейших землетрясений. Для этой области скорее характерно столкновение границы плиты Филиппинского моря с Азиатской плитой (Ando, 1974). Часть плиты Филиппинского моря толкает здесь в горизонтальном направлении континентальную плиту, перемещая ее в сторону суши, что отражает факт непрерывной миграции п-ова Ицу в северо-западном направлении и накопление в Центральной Японии латеральных осадков. Подтверждение этому можно обнаружить в составленной Мацудой геологической карте (1962), из которой ясно, что миоценовые отложения резко изгибаются вокруг п-ова Ицу. Современные геодезические съемки находятся в согласии с этими непрерывными тектоническими движениями. Таким образом, можно уверенно утверждать, что для этой области исключена возможность сильного землетрясения в будущем.

Дискуссия и выводы

На основании исследования сильных землетрясений за последние 1000 лет вдоль впадин Нанкаи и Сагами показано, что в качестве механизмов источников здесь выступали соответственно повторные сбросы с малыми углами и право-восторонние боковые сдвиги с малыми углами (с обратной составляющей). Чтобы объяснить последовательность и миграцию крупных землетрясений, автор делит всю область сброса на шесть единичных плоскостей. Это плоскости A, B, C и D для района впадины Нанкаи и E и F для района впадины Сагами (с запада на восток). Из рис. 4 ясно, что во впадине Сагами крупные землетрясения не происходят так часто, как во впадине Нанкаи. В первой из них за последние 1000 лет произошло лишь три крупных землетрясения. Во второй сильные землетрясения происходили чаще, в среднем каждые 120–180 лет.

На рис. 1 представлена схематическая модель плиты, тектоническое влияние впадин Нанкаи и Сагами на которую аналогично влиянию границы плиты, под которую происходит погружение и трансформированный сброс соответственно. Основание п-ова Ицу интерпретируется как граница столкновения плит. Эта плитовая модель имеет веские геоморфологические подтверждения. Известно, что в участвующей в подвижке части границы, проходящей вдоль впадины

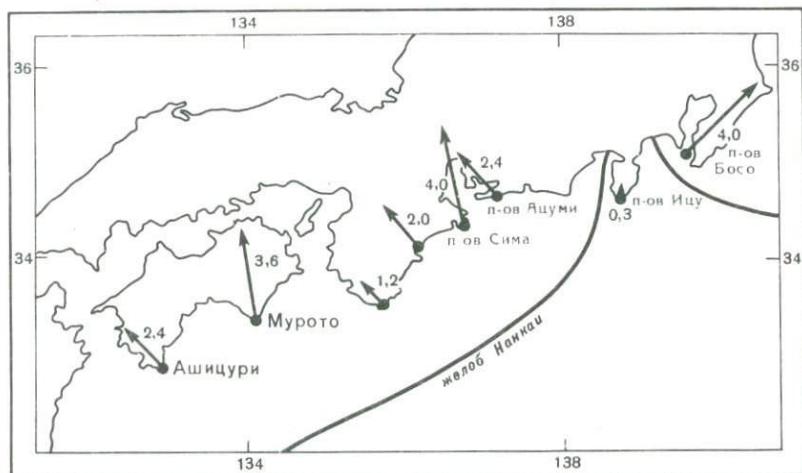


Рис. 5. Геоморфологический наклон (в 10^{-8} радиан/год)

Скорость геоморфологического наклона определяется главным образом на основе данных, полученных при изучении береговых террас.

Нанкаи, берег моря аккумулирует наклоны в сторону суши. Эти наклоны играют роль остаточных сопоставимых движений (Fitch, Scholz, 1971; Ando, 1974b). В этом смысле наклоненные береговые террасы являются хорошим инструментом для обнаружения надвигов. На рис. 5 показана скорость наклона береговых террас, среднененная за последние 100 000 тыс. лет. Из этого рисунка ясно, что области владин Сагами и Нанкаи в течение этого периода все более наклонялись, в отличие от области Ицу, которая претерпела за это же время лишь ничтожный наклон. Такой ход событий согласуется с представлением, что п-ов Ицу не претерпел надвига.

Возможность сильных землетрясений в будущем

Современные сейсмические циклы во владинах Сагами и Нанкаи еще не окончены, и плоскости D и F остаются асейсмичными (см. рис. 4). Современные успехи в исследовании сейсмичности и тектоники плит позволяют утверждать, что такого рода сейсмический покой является убедительным свидетельством

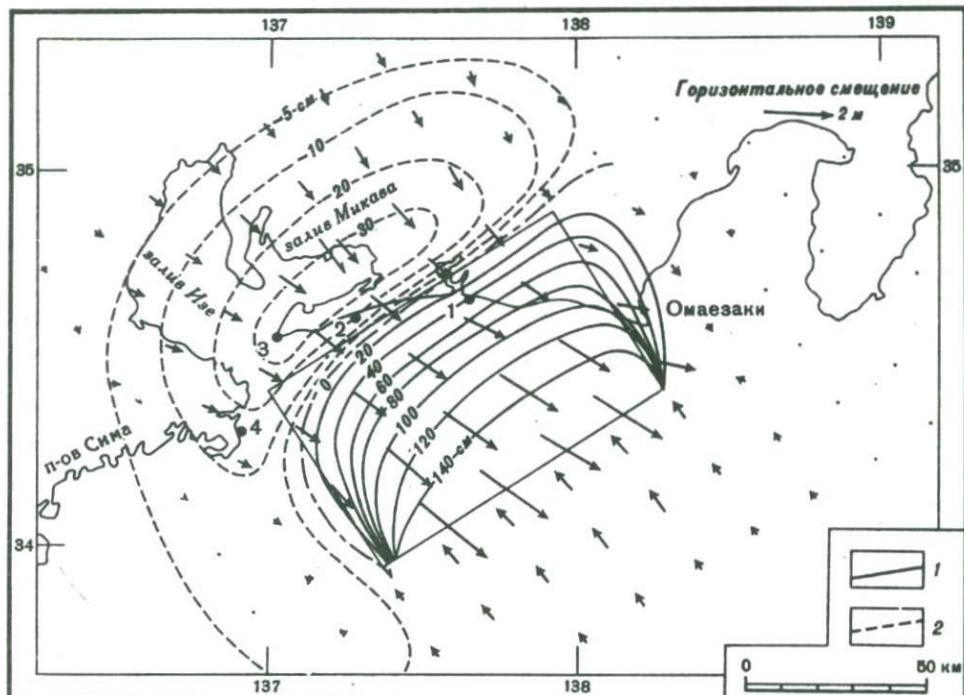
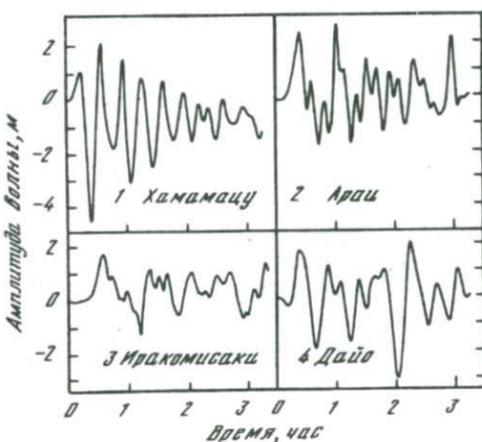


Рис. 6. Вертикальные и горизонтальные смещения, синтезированные для гипотетического землетрясения

1, 2 – поднятия и опускания соответственно; стрелки – векторы горизонтальных смещений; прямоугольник – проекция гипотетической плоскости сброса, падение – в северо-западном направлении. Верхний край сброса расположен на поверхности Земли

Рис. 7. Синтетические записи цунами в четырех точках (1–4), показанных на рис. 6

Высоты исправлены за вертикальные смещения поверхности почвы



ством надвигающихся землетрясений. Предсказания, основанные на скачках сейсмичности, были успешно осуществлены Ноги в 1968 г. и Уцу в 1972 г., которые правильно предсказали положение Хоккайдо-Окийского землетрясения 1969 г. ($M_s = 7,8$) и произошедшего 17 июня землетрясения в Ненуро ($M_s = 7,7$). Таким образом, исходя из сравнительно короткого времени повторяемости (100–150 лет) и существующей в настоящее время высокой степени напряжения на плоскости D , можно утверждать, что риск надвигающейся катастрофы здесь особенно велик. С этой точки зрения деформация коры, цунами и сейсмическая интенсивность гипотетического землетрясения могут быть предсказаны.

На рис. 6 показаны вертикальная и горизонтальная деформации коры по всей области эпицентра, на рис. 7 – синтетические цунами в Хамамацу, Араи, на мысах Ирако и Даёзаки.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. Восточная часть эпицентральной области, включающая Пойнт Омаецаки, поднимается примерно на 100 см, в то время как западная, в которую входят заливы Изе и Микава, опускается на 10–30 см. Часть берега, простирающаяся от Омаецаки до п-ова Шима, будет подвержена действию волн цунами, максимальная высота которых достигнет 3 м, а в отдельных местах на берегу Риаси вдоль п-ова Шима может в два и более раз превышать указанное значение. Береговой район Токио с мощными аллювиальными отложениями может подвергаться столь же сильным сейсмическим разрушением, как во время землетрясения 1854 г. в Анзее.

ABSTRACT

In the last 1,000 years, many great earthquakes of magnitude equal 8 or higher occurred along the Nankai and the Sagami troughs. The source mechanisms of these historical earthquakes along the Nankai and Sagami troughs are re-examined from the viewpoint of modern seismology. These earthquakes are all interpreted well in terms of a simple model which incorporates interactions between the Philippine Sea and Asian plates. This paper purposes to develop a comprehensive seismotectonic scope on this region and to forecast likely locations for large earthquakes in the near future by examining the past space-time pattern of occurrence of large earthquakes.

ЛИТЕРАТУРА

- Ando M. A fault-origin model of the great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data. – Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1971, 49, 19–32.
Ando M. Seismotectonics of the 1923 Kanto earthquake. – J. Phys. Earth (in press), 1974a.
Ando M. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. To be submitted to Tectonophysics, 1974b.
Ando M. Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects. – Tectonophysics (in press), 1974c.
Ando M. Northward migration of the Izu peninsula: a small scaled collision between oceanic and continental plates. To be submitted to Tectonophysics, 1974d.
Ando M., Matsuda T., Ota Y., Yonekura N. Source model and recurrence time of the 1703 Genroku earthquake (in preparation), 1974.
Fitch T.J., Scholz C.H. Mechanism of underthrusting in Southwest Japan: a model of convergent plate interactions. – J. Geophys. Res., 1971, 76, 7260–7292.
Imamura A. Topographical changes accompanying earthquakes or volcanic eruptions. – Publ. Earthq. Inv. Committee in Foreign Languages, 1930, 25, 1–143.
Kanamori H. Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data. – Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1971, 49, 13–18.

- Kanamori H. Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. — *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1972, 5, 129–139.
- Matsuda T. Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan. — *Geophys. Monograph*, 1962, 6, 140–150.
- Musha K. Dai-Nippon Zisin Shiryo. Historical Materials of Japanese Earthquakes, pt. 1–3. Tokyo, Mainichi Press, 1950.
- Omori F. An account of the destructive earthquakes in Japan. — *Publ. Earthq. Inv. Committee*, 1913, 68B, 1–179 (in Japanese).
- Tokyo Astronomical Observatory, Rikanempo (Science Calendar), Tokyo, Maruzen Co., 1974.
- Usami T. Descriptive table of major earthquakes in and near Japan which were accompanied by damages. — *Bull. Earthq. Res. Tokyo, Univ.*, 1966, 44, 1571–1622 (in Japanese).

Х. Симамура, Т. Асада, Н. Сакаджири, Т. Асанума,
Г. Б. Удинцев, И. П. Косминская, В. И. Миронова, Б. В. Холопов

СОВЕТСКО-ЯПОНСКИЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ НА ПЛАТО ЭАУРИПИК В 1971 г.

Советско-японский эксперимент был проведен в марте 1971 г. по программе, согласованной между начальниками экспедиции АН СССР на нис "Витязь" проф. Г.Б. Удинцевым и нис "Хокухо-Мару" Токийского университета проф. У. Томода. Эксперимент включал два этапа: 1) прохождение параллельными курсами широтного маршрута между скважинами 63 и 62 и сравнение данных эхолотирования, гравиметрической и магнитной съемок; 2) проведение работ по ГСЗ на южном конце плато Эаурипик у скв. 62. В настоящей статье будут освещены только результаты второго этапа. Материалы по геофизической съемке на широтном маршруте были сопоставлены ранее и показали хорошую сходимость для измеряемых параметров.

Район работ. Для совместных работ был выбран район плато Эаурипик. В 1967 г. японские коллеги уже проводили здесь работы по ГСЗ совместно с американским кораблем "Вима" с целью выбора места для скв. 62 (Den et al., 1971) (рис. 1).

В геологическом отношении плато Эаурипик представляет собой особую океаническую структуру - асейсмичное поднятие, разъединяющее две котловины - Восточно- и Западно-Каролинские и образующие некий мост от Новой Гвинеи к архипелагу Каролинских островов. Наименьшие отметки дна на некоторых вершинах плато достигают 1600 м, но средняя его глубина варьирует в пределах 2,5 - 3,0 км. Ширина вала по изобате 4000 м около 130 миль и протяженность порядка 500 миль. По данным бурения, вал покрыт карбонатными илами от современного до среднемиоценового возраста. Средняя скорость накопления осадков достигает 20 мм в 1000 лет, т.е. заметно больше, чем в соседних котловинах. По данным работ 1967 г., вал Эаурипик имеет утолщенную кору по сравнению с типично океанической корой прилегающих к нему котловин (Удинцев, 1972)..

Были поставлены две задачи: методическая, связанная с выяснением возможностей и эффективностью совместных работ с донными станциями, и геофизическая - определение структуры коры на профиле, расположенному вдоль плато Эаурипик в районе скв. 62. Профиль был сделан коротким (около 60 км), но с детальной пристрелкой. Интервал между взрывами - от 0,7 до 1,0 км. Взрывы проводили сериями - два малых заряда по 0,4 кг и третий большой - 2,6 кг.

Для регистрации были выставлены две пары японских станций - на севере (точка D) и на юге (E) (рис. 2). Посредине стояла станция B - "Витязь". Взрывы проводились с нис "Витязь" с севера на юг. Момент взрыва передавался на нис "Хокухо-Мару" по радио. Весь эксперимент - постановка станций и пристрелка профиля - заняли 6 ч. После этого корабли подняли донные станции и разошлись по своим курсам.

В 1972 г. японские коллеги прислали в СССР свои записи и предварительный отчет о работах (Asada; Shimamura, 1972), а советские, в свою очередь, послали японским копии сейсмограмм и времена моментов взрыва. Обработка всех материалов проводилась в Институте физики Земли АН СССР. Настоящие результаты включают наши и известные нам литературные данные по исследуемому району.

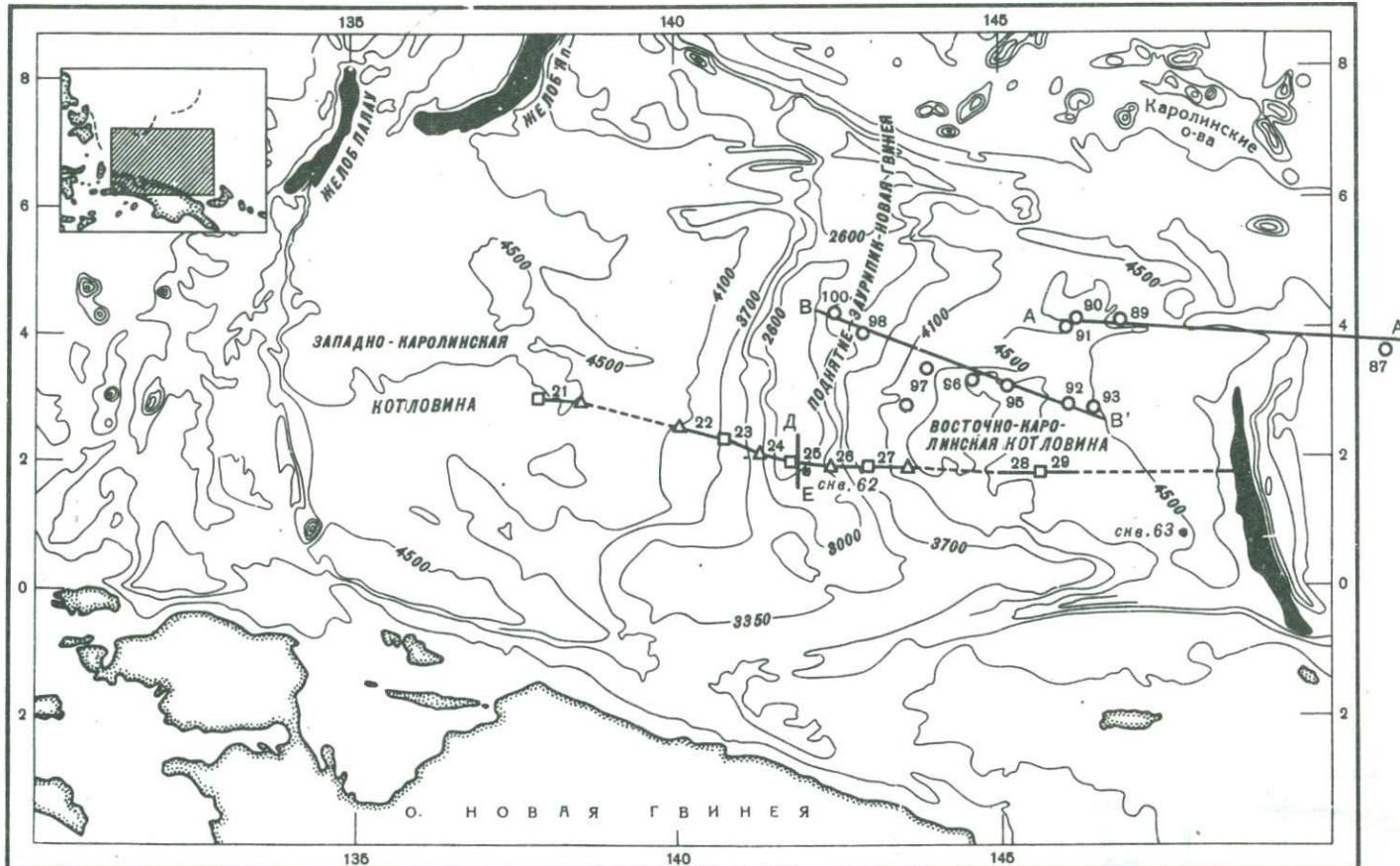


Рис. 1. Схема профилей ГСЗ и скважин "Гломар Челленджер"

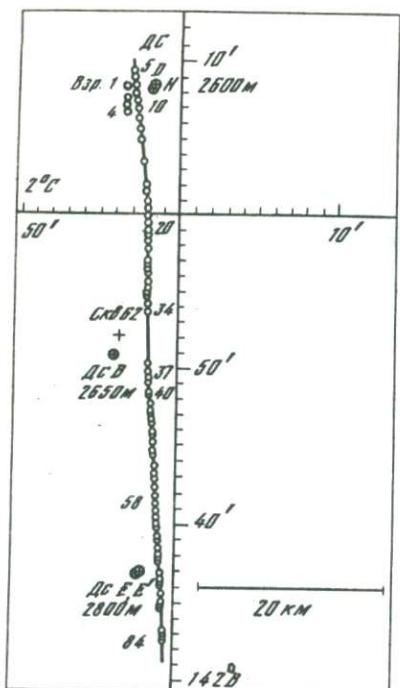


Рис. 2

Рис. 2. Схема расположения станций ДСС и места взрывов

Рис. 3. Величины полезных сигналов и микросейсм, регистрируемых японскими (E) и советскими (B) станциями (I)

Заряд 1 кг, 2 - японские данные для Марианской котловины M ; $I-I'$ - уровень шумов записи, отфильтрованной в частоте 2-15 гц

Рис. 4. Сводка зависимости дальности регистрации сигналов на ДСС от величины заряда A_1 и A_2 - для Северной Атлантики. Остальные обозначения см. на рис. 3

Общая характеристика записей ДСС. Все 86 взрывов, из которых 40 по 0,4 кг и 26 по 2,6 кг, были записаны всеми станциями. Их воспроизведение показало, что полосы пропускания записывающих станций ДСС - советских и японских - были несколько различны: 2-15 гц для советской станции и 2-22 гц для японской. Сравнение фона микросейсм в перекрываемом диапазоне частот дало близкие величины, что свидетельствует о близких параметрах станций в смысле их эффективной чувствительности.

На рис. 3 показаны величины фона, сейсмических и звуковых волн для заряда 2 кг. Пересчет сигналов к заряду 1 кг сделан в предположении линейной

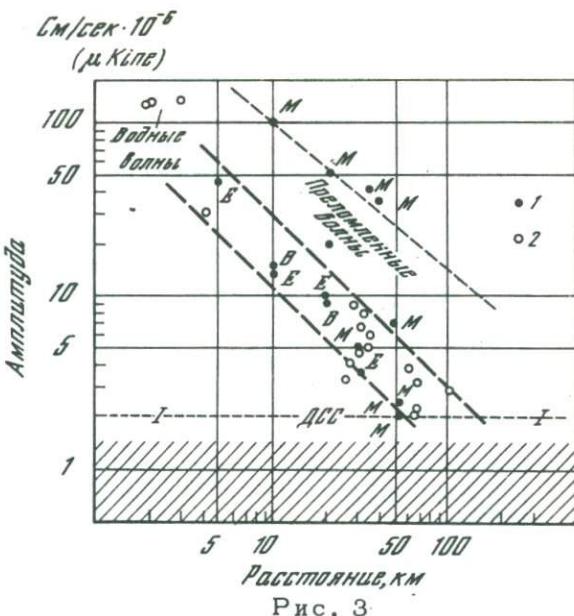


Рис. 3

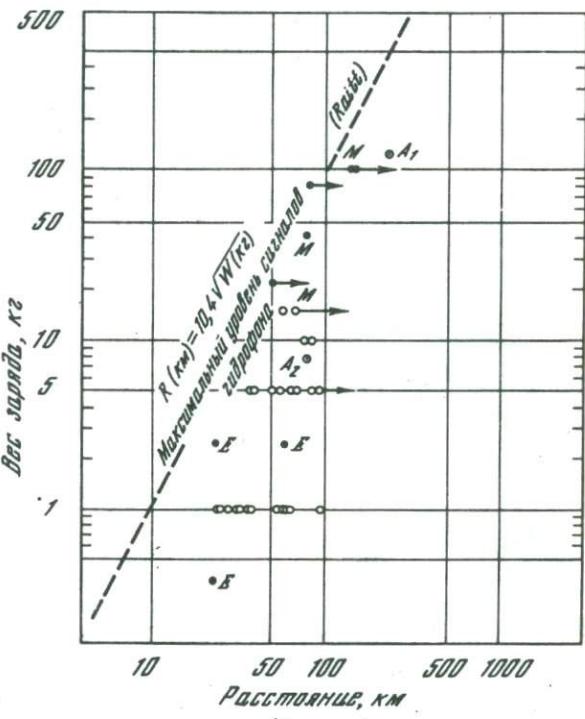


Рис. 4

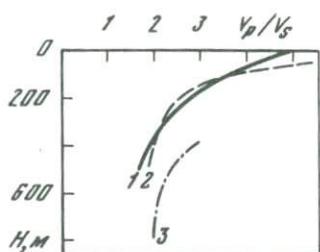
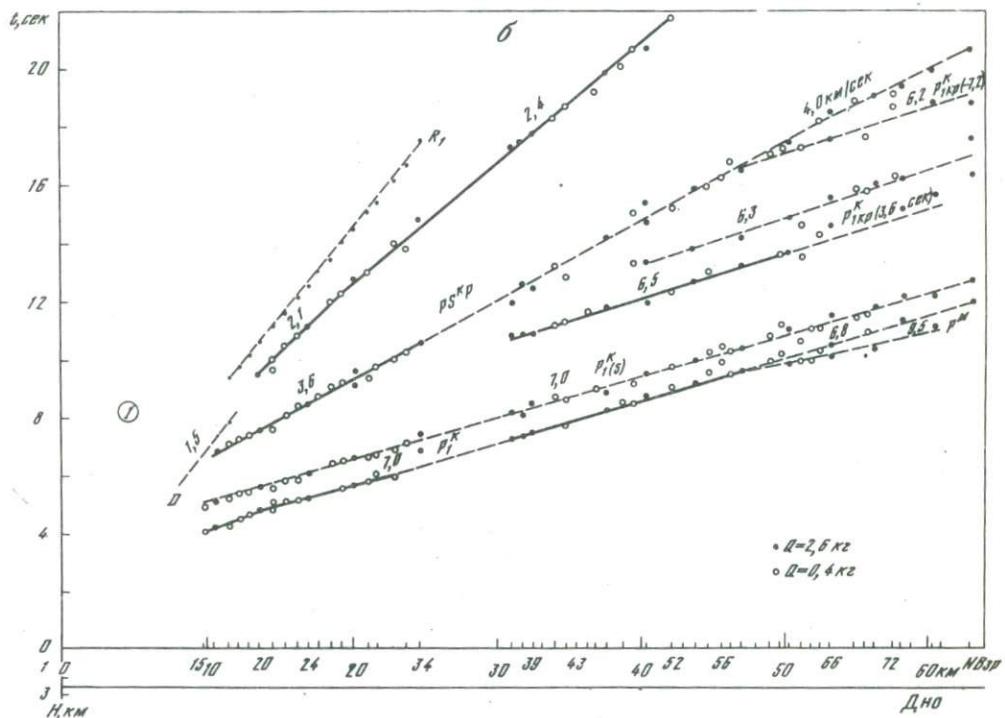
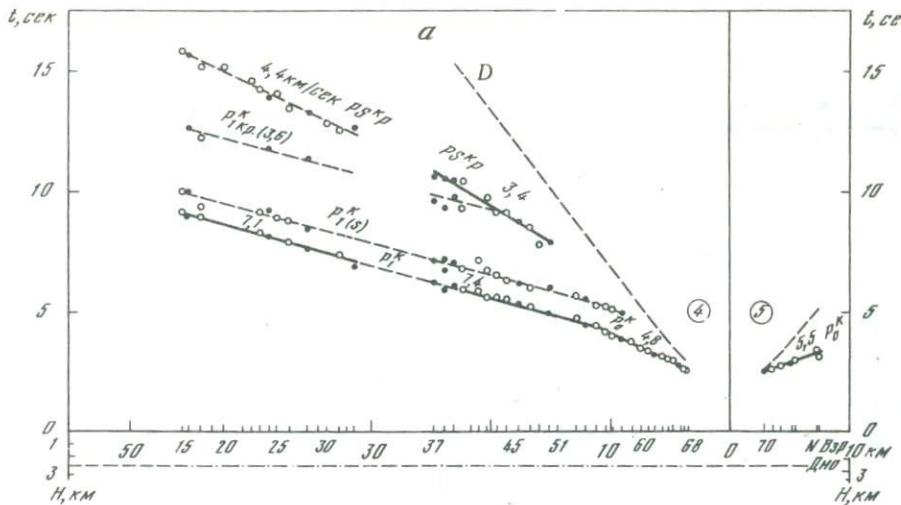
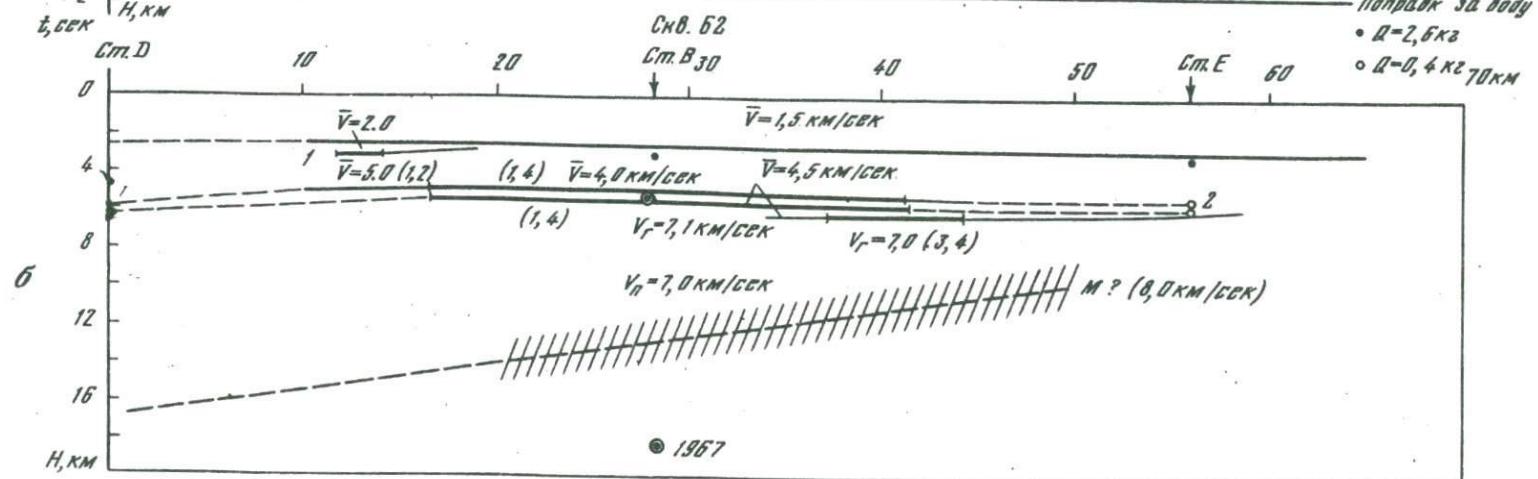
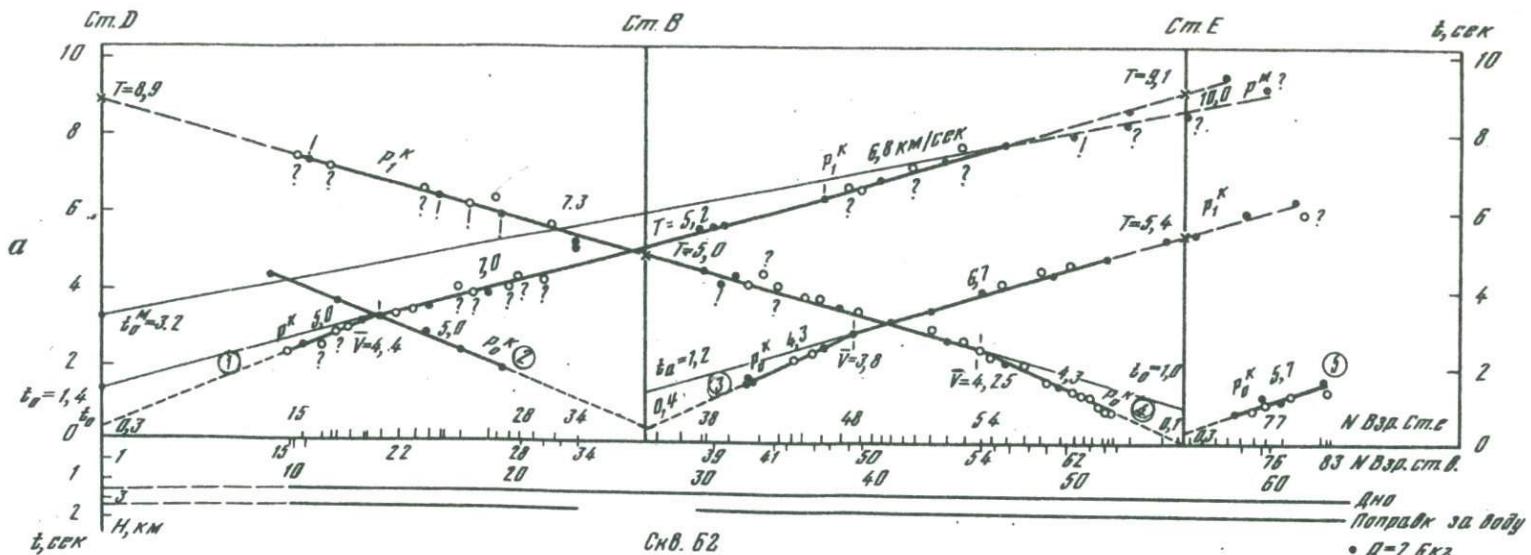


Рис. 6. Годографы основных волн станций E(a) и D(b). D и R_1 – звуковые волны

Рис. 7. Отношение скоростей v_P/v_S по данным бурения скважин 62(1), 63(2), 64 (3) "Гломар Челленджер"



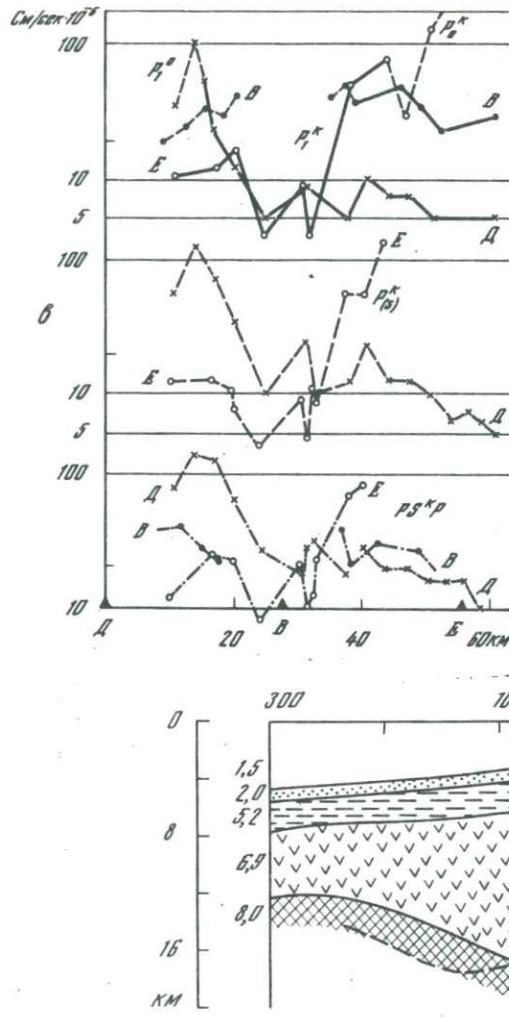


Рис. 8. Система годографов (а), разрез (б) и система амплитудных графиков (в) первых волн.
На рис. 8, б 1967 — глубина по данным
(Den et al., 1967)

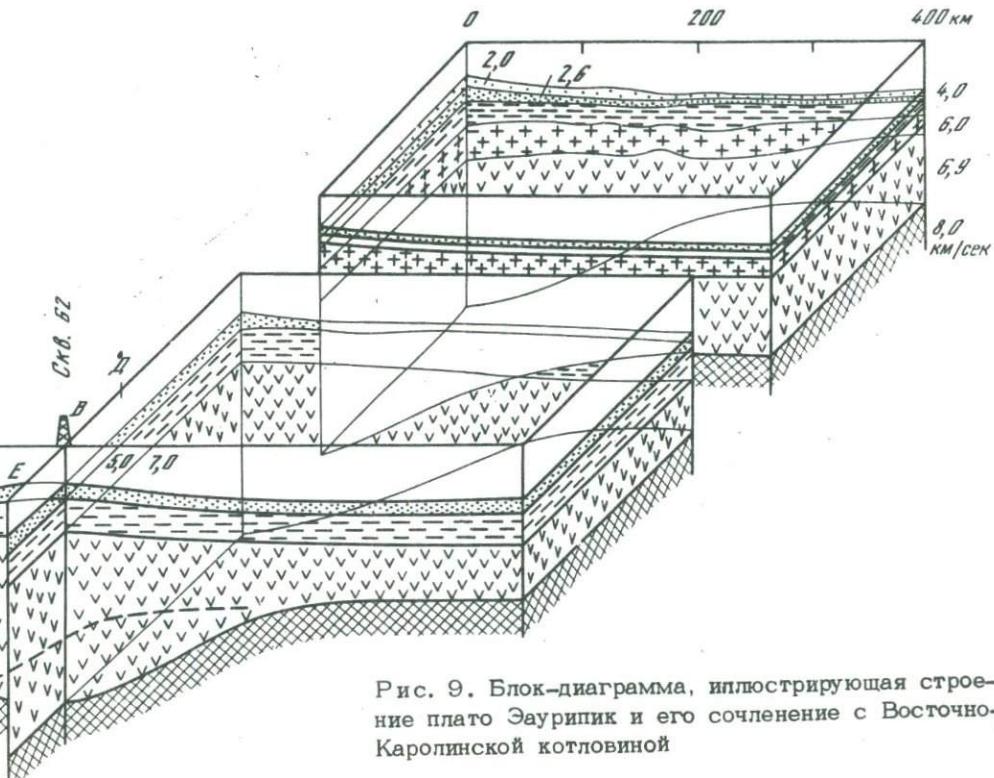


Рис. 9. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение плато Эаурипик и его сочленение с Восточно-Каролинской котловиной

зависимости амплитуд от заряда в диапазоне 0,4–2,6 кг. На рис. 3, составленном японскими коллегами, нанесены также их данные по Марианской котловине.

На рис. 4 показана сводка зависимости дальности регистрации от веса заряда при записях гидрофоном и ДСС. Здесь сведены японские и некоторые советские данные. Точки \bar{E} получены на плато Эаурилик, М – севернее о-ва Маркус и A_1 и A_2 – на Исландско-Фарерском плато и в Норвежской котловине в Северной Атлантике. Этот рисунок иллюстрирует большие возможности ДСС. Следует обратить внимание на очень малый фон помех на дне – не более 2 ммк, что и позволило выделить на записях очень малые (3–5 ммк) сигналы от небольших взрывов. Первые волны от зарядов 0,4 кг удалось проследить до расстояний около 30 км и от 2,6 кг – до 50–60 км. Существенно, что преобладающие частоты для малых взрывов при их погружении на 10–20 м составляют 12–14 гц. Звуковые волны хорошо записаны на частоте 16–18 гц.

Из рассмотрения этих материалов ясно, что имеющаяся в нашем распоряжении аппаратура дает сопоставимые результаты и может быть успешно использована в совместных экспериментах. Для более точного сравнения абсолютных уровней получаемых сигналов желательна предварительная калибровка эталонных образцов станций разных типов.

Сейсмические поля. Сейсмическое поле иллюстрируется рис. 5 (см. вкладку), на котором показаны монтажи записей станций E , D и B и годографы для станций E и D (рис. 6).

Здесь выделяются первые волны P_0^k с кажущимися скоростями 4,3–5,7 км/сек и волны P_1^k – со скоростями 6,7–7,3 км/сек. На концах годографов для станций E и D зарегистрированы волны с большими скоростями. Однако на станции D они очень слабые, а на E – нет моментов взрыва. Поэтому вопрос о природе этих волн неясен.

В последующей части записи выделяются волны P_1^k , связанные с обменом на границе осадки–второй слой. Эти волны подтверждают резкость границы и вероятность больших отношений скоростей продольных и поперечных волн в осадках, которые были получены при определении этих параметров на образцах при бурении (Winterer et al., 1971) (рис. 7).

Регистрируется серия кратных волн в воде. Хорошо выделяются волны связанные с границей третьего слоя и волны с малыми скоростями (2,4 км/сек), связанные, вероятно, либо с расслоением осадков, либо с поперечными волнами во втором слое. Сравнение записей для разных станций и их качественный анализ свидетельствуют о значительно более сложном скоростном строении, чем то, которое мы можем рассчитать только по первым волнам.

Разрез и его характеристика. На рис. 8 показаны соответственно система годографов первых волн, разрез и графики амплитуд, подчеркивающие области смены волн. Тип графиков свидетельствует о наличии рефракции, но годографы практически прямолинейны и по ним учесть рефракцию не удается. Градиент, определенный по амплитудным кривым, составляет десятки м·сек⁻¹·км⁻¹. Под годографом дан разрез для двух границ (рис. 8, б) со скоростью 4,3–5,0 и 7,0–7,1 км/сек. Слой между этими границами имеет блоковую структуру. На севере и на юге его поверхность наклонена и имеет скорости около 5 км/сек, а между станциями B и E он практически горизонтален и скорость по годографам равна 4,3 км/сек. Глубина залегания верхней границы равна 0,5–1,0 км от дна, а средняя скорость до границы 2–4,0–4,5 км/сек. Наиболее устойчиво определяется граница со скоростью 7 км/сек. Варианты построения по независимым встречным системам дают расхождение в глубинах не более 0,3–0,5 км и в скоростях 0,1 км/сек. Глубина границы М около 18 км определена только ориентировочно по годографу станции E . Однако абсолютные времена дают меньшие глубины – около 10–12 км.

Сравнение нашего разреза с разрезами 1967 и 1971 гг. на север от скв. 62 (Hussong, 1972) показано на блок-диаграмме (рис. 9). Из этой блок-диаграммы можно сделать некоторые заключения.

Частные заключения сводятся к следующему: 1) два взаимно перпендикулярных разреза показывают явную блоковость второго слоя, т.е. его неоднородность по скоростям как вкrest, так и вдоль плато, и в то же время вы-

держанность по толщине; 2) отсутствие заметной скоростной анизотропии для третьего – океанического – слоя; скорости вдоль и поперек плато практически одинаковы; 7,0–7,1 и 6,92 км/сек; 3) резкость сейсмических границ между осадками, первым и вторым слоями, что свидетельствует о существенном различии в их составе и возможных границах несогласия.

Общие закономерности выявляются при сравнении северного и южного разрезов через плато Эаурипик и Восточно-Каролинскую котловину.

Разрезы различаются по детальности, что объясняется применением более современной техники на северном профиле. Однако некоторые особенности, выявленные на северном профиле, выходят за пределы тех осреднений, которые вносит методика, использующая только первые волны. Это касается слоя со скоростями около 6 км/сек, который при условии сохранения его толщины должен был бы быть выделен на нашем профиле вблизи скв. 62. Отсюда можно заключить, что при продвижении с севера на юг толщина этого слоя либо уменьшается примерно вдвое, т.е. до 0,5–1,0 км, либо он совсем выклинивается. То же относится и к промежуточным слоям в коре Каролинской котловины. Если эти слои есть на севере в Каролинской котловине, то каким-то образом они должны были бы проявиться и на юге, и тогда состав коры в этом бассейне будет существенно отличаться от стандартного разреза коры океанического типа.

Приведенные здесь работы важны как пример успешного сотрудничества японских и советских геофизиков. Работы на плато Эаурипик наглядно показали не только возможность совместных работ, но и общность подходов к методике постановки исследований и к трактовке полученных результатов.

Авторы благодарят всех членов японской и советской экспедиций, принимавших участие в эксперименте.

ABSTRACT

The paper presents the results of the one-day Soviet-Japanese seismic experiment conducted by the e/s "Vityaz" and the e/s "Hakuho-Maru" on March 7, 1971 on the Eauripik plateau in the Pacific Ocean.

The purpose of this short-time experiment was the joint registration of explosions by the Soviet and Japanese bottom stations for comparison of their parameters.

The place of the experiment was chosen with the view of simultaneous solution of a small, but important geophysical problem, i.e. with the purpose obtaining an observation system for the compilation of a seismic cross-section along the Eauripik plateau in the region of the bore-hole 62 "Glomar Challenger" where earlier a profile has traversed across the strike of plateau by the Japanese and American geophysicists.

The data on the values of signals and the noise background obtained by the Soviet and the Japanese equipment, are in good agreement, which allows planning of future joint experiments. The velocity section of the crust along the plateau gives the idea of the spatial position of the trenchlike depression of the M boundary under Eauripik uplift.

ЛИТЕРАТУРА

- Удинцев Г.Б. Тихий океан. М., "Наука", 1972.
Asada T., Shimamura H. Using of OBS for oceanic crustal study. Preliminary report by Tokyo University, 1972.
Hussong D.M. Detailed structural interpretation of Pacific oceanic crust using ASPER and ocean-bottom seismometer methods. Dissertation, Univ. Hawaii, 1972.
Den N., Ludwig W.J., Murauchi S., Ewing M., Hotta H., Asanuma T., Yoshii T., Kubotera A., Hagiwara K. Sediments and Structure of the Eauripik – New Guinea Rise. – J. Geophys. Res., 1971, 76, N 20.
Winterer E.L. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., VII, p. 1, 2. Washington, U.S. Government Printing Office, 1971.

А. Сугимура

КОСВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ МАГМ И ГЛУБИНОЙ ФОКУСА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Введение

Одна из проблем пространственного взаимоотношения вулканов островной дуги сводится к местонахождению источника магмы этих вулканов. В этой связи особо важное значение приобретают черты тектонического строения. В тектоническом отношении большинство активных областей земного шара, вообще говоря, совпадает с активными вулканическими районами. Вулканы сконцентрированы в пределах определенных зон земного шара, где также наиболее часто распространены землетрясения. Таким образом, существует общая корреляция в пространстве между активными вулканическими областями и зонами интенсивной сейсмической активности. И этот факт хорошо известен. Лучшим примером такой взаимосвязи служит Тихоокеанское кольцо островных дуг.

Однако позиционная корреляция справедлива лишь с региональной точки зрения. При более детальном рассмотрении вулканический пояс, по-видимому, протягивается там, где активность мелкофокусных землетрясений невысока, т.е. до известной степени в стороне от пояса мелкофокусных очагов. Таким образом, вулканический и мелкофокусный сейсмический пояса залегают как бы параллельно и в непосредственном контакте. Однако было замечено, что распределение активных вулканов и фокусов землетрясений на промежуточных

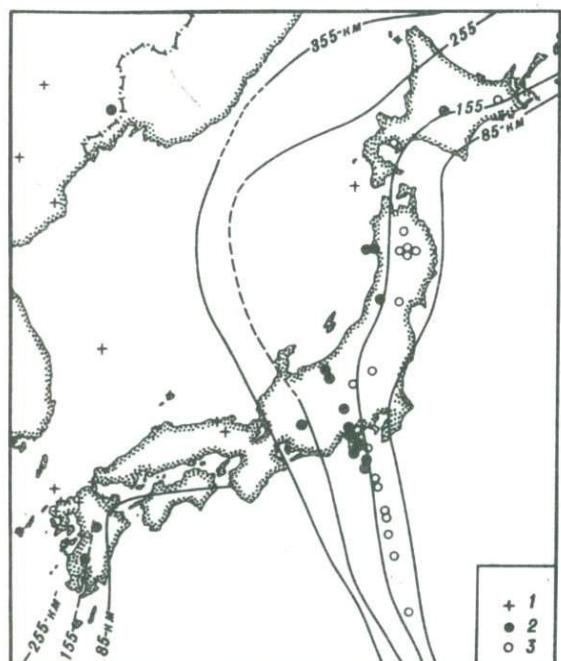


Рис. 1.Петрографические провинции и изобаты глубокофокусных и промежуточных землетрясений

1 – кайнозойские вулканы, образованные в результате изливий щелочно-базальтовой магмы; 2 – четвертичные вулканы, образованные базальтовой магмой промежуточного типа; 3 – четвертичные вулканы, образованные толеито-базальтовой магмой (по Кипу, 1960). Изобаты – (по Сугимура, 1960 г.). В правой половине показан вулканический пояс Восточной Японии; в левом нижнем углу – северная часть вулканического пояса Западной Японии

глубинах (от 80 до 200 км) географически совпадает. На эту замечательную корреляцию впервые обратили внимание Х.Хонда (Honda, 1934) и К.Вадати (Wadati, 1935), А.Н. Заварышкий (1946), Х.Штилле (Stille, 1955), Х.Куно (Kuno, 1959) и др., которые предложили свои теории для объяснения этого совпадения. Точка зрения А.Н. Заварышкого сводится к следующему. Вулканические дуги покрывают территорию, где глубина гипоцентров достигает 100–150 км. Сравнение эпицентральных карт с картами распределения вулканов подтверждает этот вывод. Можно предположить, что имеется определенная генетическая связь между сейсмическим и магматическим явлениями; "следовательно, появление вулканов связано с процессами, происходящими на значительно больших глубинах, чем глубины непосредственно питающих эти вулканы магматических очагов" (Заварышкий, 1946, стр. 8). Кроме того, была установлена тесная географическая зависимость между распределением петрогенетических характеристик вулканов и зональным расположением глубин очагов землетрясений, как это подтверждается на примере территории Японии (рис. 1).

Данная работа состоит из двух частей. В первой части излагаются результаты статистических расчетов по корреляции между химическим составом вулканов и глубинами фокуса землетрясения, основанной на данных изучения вулканического пояса Восточной Японии; во второй обсуждается геотектонический контроль за образованием вулканов в островных дугах. Первая часть работы опубликована (Sugimura, 1973).

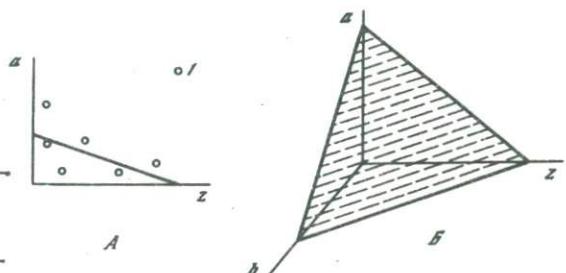
Обсуждение полученных результатов

Рис. 2 иллюстрирует простой случай для объяснения кратного коэффициента корреляции, описываемого в этой статье. На данном рисунке *a* и *b* обозначают независимые переменные. Если имеется полная линейная регрессия между *z* и комбинацией из *a* и *b*, то данные точки располагаются на плоскости диаграммы (рис. 2, *B*). Однако, если мы пренебрегаем компонентой *b*, корреляция между *Z* и *L* становится неполной, как это и показано в левой части диаграммы. В общем корреляция переменной *z* должна быть лучше для двух переменных *a* и *b*, чем только для одной переменной величины *a*. Идею

Рис. 2. Сравнение результатов расчетов множественной и простой корреляции

1 – проекции на плоскость *a* – *z* точек, разбросанных по заштрихованной плоскости (*B*)

Когда *z* полностью коррелирует с *a* и *b* (*B*), множественный коэффициент корреляции $\rho = 1,0$; корреляция между *a* и *z* не всегда полная (*A*), единичный коэффициент корреляции $\rho \leq 1,0$.



увеличивающегося числа переменных можно распространить на основные нормативные минеральные компоненты – *a*, *b*, *c*, *d* и т.д. – вулканических пород. Поскольку число обычных минеральных компонентов составляет 17, диаграмму следует изобразить в 18-мерном пространстве. При этом *Z* покажет среднюю глубину фокуса землетрясения ниже уровня моря, а фокусы распределяются под рассматриваемым вулканом.

Во всех случаях в следующих расчетах мы допускаем для простоты линейную регрессию. Коэффициенты корреляции между *x* и *y* определяются уравнением $\rho_{xy} = \mu_{xy} / \sigma_x \sigma_y$, где μ означает ковариацию, σ^2 – вариацию. Кратный

коэффициент корреляции между первым и последующими числами ($2, 3, \dots, n$) есть $\rho_1 \sqrt{1 - (R/R_1)^2}$, где

$$R = \begin{vmatrix} \rho_{11} & \rho_{12} & \cdots & \rho_{1n} \\ \rho_{21} & \rho_{22} & \cdots & \rho_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \rho_{n1} & \rho_{n2} & \cdots & \rho_{nn} \end{vmatrix}, \quad R_1 = \begin{vmatrix} \rho_{22} & \rho_{23} & \cdots & \rho_{2n} \\ \rho_{32} & \rho_{33} & \cdots & \rho_{3n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \rho_{n2} & \rho_{n3} & \cdots & \rho_{nn} \end{vmatrix}$$

Данные анализа 239 образцов вулканических пород из вулканического пояса Восточной Японии взяты из таблицы, опубликованной Геологической службой Японии (Опо, 1962). Сведения о глубинах под вулканами до сейсмокомплексной зоны взяты из (Sugimura, 1960). Для расчетов использовалась электронно-вычислительная машина OKITAC-5090.

Часть результатов с глубиной очагов землетрясений и комбинаций нормативных компонент приведена ниже:

а) всех вулканических пород

0,572	<i>fa</i>			
0,607	<i>fa</i>	<i>fs</i>		
0,692	<i>fa</i>	<i>fs</i>	<i>Q</i>	
0,714	<i>fa</i>	<i>fs</i>	<i>Q</i>	<i>ab</i>

б) базальтовых пород

0,746	<i>fa</i>			
0,832	<i>fa</i>	<i>ab</i>		
0,852	<i>fa</i>	<i>ab</i>	<i>wo</i>	
0,862	<i>fa</i>	<i>ab</i>	<i>wo</i>	<i>fs</i>

Расчеты выполнены для всех комбинаций нормативных минералов до $N=8$, однако на рис. 3 нанесены только максимальные значения коэффициентов для N от 1 до 8. В настоящей работе не рассматриваются случаи для N от 9 до 17, поскольку в области высоких значений N , как показано на рис. 3, величина коэффициента ρ имеет асимптотический характер и оценку его величины можно легко распространить до области более высоких значений N . Приняты следующие химические составы нормативных минералов: Fe_2SiO_4 для фаялита (*fa*), FeSiO_3 для ферросилита (*fs*), SiO_2 для кварца (*Q*), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ для альбита (*ab*) и CaSiO_3 для волластонита (*wo*). Из приведенных выше данных следует, что количество оливина, пироксена, кварца и альбита хорошо

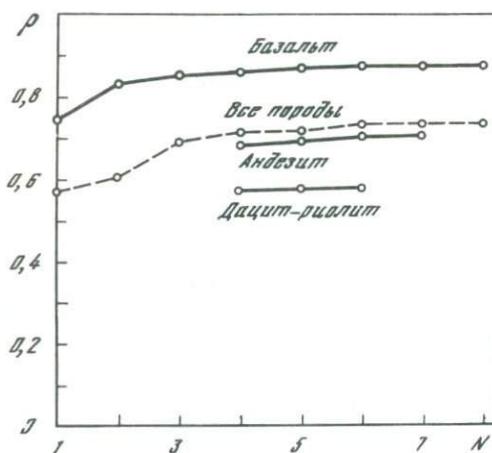


Рис. 3. Зависимость корреляционного коэффициента ρ нормативного состава от глубин очагов землетрясений

N – число комбинаций нормативных минералов, названия которых обозначены символами для всех пород. Для каждого числа N комбинаций приведены только максимальные значения коэффициента корреляции

(рис. 4). Следовательно, средняя глубина выклинивания (линия А на рис. 4), иначе говоря, мощность этого выклинивания, увеличивается по мере того, как возрастает величина прогружения зоны высоких значений потока тепла (линия В на рис. 4). Состав первичных магм, возможно, меняется в зависимости от глубины, частично расплавленной зоны, а глубина меняется последней, в свою очередь, вероятно, пропорциональна глубине сейсмофокальной зоны. В этом заключается смысл косвенной корреляции между химическим составом магм и глубиной очагов землетрясений.

ABSTRACT

The correlation between the chemical composition of lavas and depths to the seismic zone has been studied quantitatively for the East Japan volcanic belt. The correlation between the normative composition and the depth is as follows: 1) the correlation coefficient increases with the number of combined minerals used, but when more than four minerals are considered the increase is small; 2) in the case of four normative minerals, the maximum coefficient is 0,714 for the whole group of volcanic rocks, 0,862 for basaltic rocks, 0,684 for andesitic rocks and 0,574 for dacites and rhyolites. The basaltic rocks thus show the highest correlation with depths of earthquake foci.

Primary magmas in island arcs are considered to be derived by partial melting within a wedge of the low-Q zone. Composition of the primary magmas seems to reflect the average depth or otherwise the thickness of the low-Q wedge, which, in turn would reflect the focal depth of the mantle earthquakes.

ЛИТЕРАТУРА

- Заваричкий А.Н. Некоторые данные, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2, 3—12.
- Йосии Т. Строение коры и верхней мантии под Тихим океаном, Японскими островами и Японским морем. — Наст. сборник, с. 7.
- Honda H. On the mechanism of deep earthquakes and the stress in the deep layer of the earth crust. — Geophys. Mag., 1934, 8, 179—185.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcanol., Ser. 2, 1959, 20, 37—76.
- Kuno H. High-alumina basalt. — J. Petrol., 1960, 1, 121—145.
- Ono K. Chemical composition of volcanic rocks in Japan. — Geol. Surv. Japan, Kawasaki, 1962, 441.
- Stille H. Recent deformations of the earth's crust in the light of those of earlier epochs. — Geol. America, Spec. Paper, 1955, 62, Crust of the Earth. Poldervaart A (Ed.), 171—191.
- Sugimura A. Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, 1960, 12, 133—153.
- Sugimura A. Multiple correlation between composition of volcanic rocks and depth of earthquake foci. The Western Pacific : Island Arcs, Marginal Seas. — Geochemistry. Coleman P.J. (Ed.), Nedlands, Univ. Western Australia Press, 1973, 471—482.
- Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. Space Phys., 1971, 9, 839—890.
- Wadati K. On the activity of deep focus earthquakes in the Japan Island and neighbourhoods. — Geophys. Mag., 1935, 8, 305—325.

М. Хаякава

О ПОДЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКАХ ТЕПЛА НА О-ВЕ ХОККАЙДО, ЯПОНИЯ

Введение

Распределение температур в недрах Земли может быть рассчитано на основе различных моделей источников тепла, но, как известно, на практике изменяются только температуры вблизи поверхности и на небольших глубинах. Поэтому по этим данным необходимо восстановить глубинное распределение температур и затем построить термические модели.

В качестве одной из таких попыток автором данной работы был произведен анализ распределения близповерхностных температур и распределения геотермических градиентов с тем, чтобы, вводя допущения о теплопроводности, свести эти данные к информации о нескольких источниках тепла. В процессе анализа использовались разности между так называемыми скользящими средними значениями, а в качестве моделей источников тепла приняты сферические источники.

Распределение геотермического градиента или значений теплового потока чаще всего рассматривается как следствие теплового равновесия между энергией распада радиоактивных изотопов в земной коре и отдачей тепла с поверхности (не только суши, но и морского дна). Однако вполне возможно считать также, что температурные поля на поверхности или распределение геотермических градиентов являются следствием наличия аномальных источников тепла, таких как мagma, либо каких-нибудь внедрений горных пород кислого состава, характеризуемых более молодым возрастом.

С указанных точек зрения любое распределение подземных температур может при измерении вдоль профиля обнаружить составляющие различной длины волн. Длинноволновые составляющие будут соответствовать крупномасштабным источникам тепла, которые, возможно, возникли очень давно. Составляющие, характеризуемые меньшими длинами волн, отражают не столь крупные источники, которые, видимо, возникли позже, чем самые крупные. И наконец, наиболее коротковолновые составляющие, по всей вероятности, представляют температурные возмущения, вызванные малыми аномальными телами, которые очень молоды по сравнению с названными.

Используя метод скользящих средних, в частности разности двух скользящих средних, можно получить эффективную информацию о подземных источниках тепла, а исходя из предположительной связи между возрастом и длиной волны – обсудить возраст источника тепла. Автор статьи использовал этот метод для оценки возраста источников в юго-западной части о-ва Хоккайдо. Создается впечатление, что полученный результат весьма интересен и сочетается с известными геологическими явлениями.

Принципы определения возраста подземных источников тепла

Анализ Фурье, конечно, является весьма плодотворным при анализе кривых в целом, но одновременно с этим может оказаться также полезным и метод скользящих средних, который позволяет обнаружить составляющие определенных длин волн. Иногда оказывается весьма эффективным рассматривать раз-

ности значений скользящих средних в качестве разновидности фильтра, выделяющего другие частоты.

Рассмотрим профиль значений теплового потока, который с помощью ряда Фурье (рис. 1) может быть записан в виде

$$g(x_i) = \sum a_n \cos \left(\frac{2\pi x_i}{\lambda_n} \right) = \sum a_n \cos \omega_n x_i,$$

где x_i – точка наблюдения; $S = x_{i+1} - x_i$ – расстояние между последовательными точками наблюдений; λ_n – длина волны, которая должна быть определена.

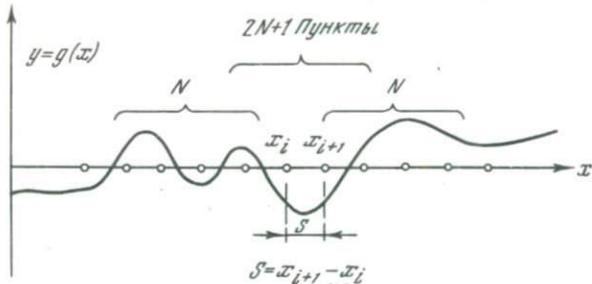


Рис. 1. Образец метода скользящего среднего по данным профиля теплового потока

Скользящее среднее в средней точке x_i вычисляется по $2N+1$ точкам. Для данного случая значение скользящего среднего $\bar{\Sigma}_n$ принимает вид

$$\bar{\Sigma}_N = \Sigma_n / (2N + 1),$$

где

$$\Sigma_N = \sum_{x=-N}^N \cos \omega_n (x_i + \nu s),$$

что можно окончательно записать в виде

$$\bar{\Sigma}_N = [\sin \frac{(2N+1)\omega_n S}{2} / \sin \frac{\omega_n S}{2}] \cos \omega_n S.$$

Затем, вычисляя разности между значениями двух скользящих средних, можно получить

$$\Delta \alpha \beta = \bar{\Sigma}_\alpha - \bar{\Sigma}_\beta,$$

или

$$\Delta \alpha \beta = K_n(\alpha, \beta) \cos \omega_n x_i.$$

Здесь $K_n(\alpha, \beta)$ можно разложить следующим образом:

$$K_n(\alpha, \beta) = \frac{\sin \left[\frac{(2\alpha+1)\omega_n S}{2} \right]}{(2\alpha+1) \sin (\omega_n S/2)} - \frac{\sin \left[\frac{(2\beta+1)\omega_n S}{2} \right]}{(2\beta+1) \sin (\omega_n S/2)},$$

где $K_n(\alpha, \beta)$ называется коэффициентом селекции. Чтобы упростить и облегчить сравнение, вводится так называемая нормализующая постоянная $C_{\alpha \beta}$, которая умножается на коэффициент селекции $K_n(\alpha, \beta)$. Нормализующая постоянная выбирается таким образом, чтобы максимальное значение каждого коэффициента селекции равнялось единице, а само произведение обозначается символом $K^*(\alpha, \beta)$.

На рис. 2 иллюстрируется физический смысл этого метода. Показано также, что результат применения его соответствует и использованию некоторых частотных фильтров. Таким образом, можно выделить распределение длинно-

волновых, средневолновых и коротковолновых составляющих, для которых могут быть построены подходящие модели.

На основе анализа нескольких кривых различных частотных составляющих можно утверждать, что несколько подземных источников тепла ответственны за эти кривые и что соответствие между кривыми и источниками может быть установлено, если ввести допущения о теплопроводности. Конечно, геотермические поля сугубо локального характера могут зависеть от переноса тепла через разломы, трещины, каналы вулканов и т.д., но они являются исключением по отношению к рассматриваемым в данной работе объектам.

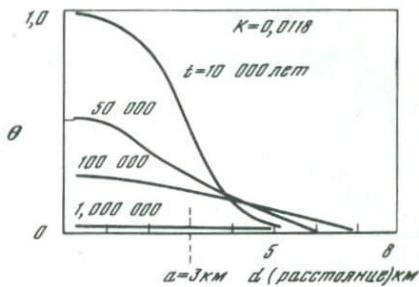
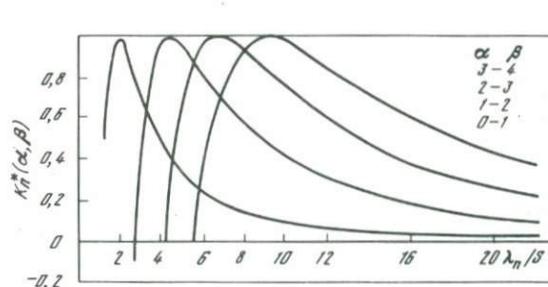


Рис. 2. Характеристики, полученные посредством обработки разностей скользящих средних значений (по Seye, 1959)

Рис. 3. Распределение во времени температур внутри и вне сферического источника тепла

В качестве источников тепла можно рассматривать образуемые магмой тела или слои магмы, а также некоторые проявления вулканической деятельности, а для упрощения анализа было принято, что источники тепла расположены на различных глубинах и представлены сферами различных размеров. При расчетах начальная температура источников тепла принималась равной 1500°C , а радиус источника приближенно принимался равным глубине центра.

Результаты расчетов приводятся на рис. 3, где начальная температура θ принимается равной 1,0; d - расстояние от центра, являющегося источником тепла сферического тела; a - радиус источника, а k , c и ρ - термическая проводимость, удельная теплоемкость и плотность соответственно. Если процесс передачи тепла осуществляется теплопроводностью, то можно применить удобное соотношение подобия, благодаря которому результаты расчетов могут применяться к объектам различных размеров и различным отрезкам времени.

Оценка возраста источников тепла в юго-западной части о-ва Хоккайдо

В качестве одного из практических приложений предложенной методики на рис. 4 показан пример для юго-западной части о-ва Хоккайдо, включающей некоторые перспективные геотермические поля. Северное продолжение хорошо известной вулканической зоны Насу на о-ве Хонсю попадает на этот участок, и поэтому значения теплового потока здесь относительно велики. На рис. 4 и 5 показан профиль теплового потока A и B через этот район. Некоторые подробности, относящиеся к центру профиля (максимум составлял около 5 ед. теплового потока), были опущены.

С помощью анализа, основанного на использовании метода разностей скользящих средних, было получено четыре кривых (от a до d) для различных длин волн. По оценкам длинноволновая составляющая d соответствует возрасту 50–60 млн. лет; составляющая с промежуточной длиной волны с соответствует источнику средних размеров и возрасту около 15 млн. лет, а коротковолновая – 2 млн. лет. Компонента, характеризуемая очень короткой длиной волны a , которая имеет возраст порядка 100 000 лет.

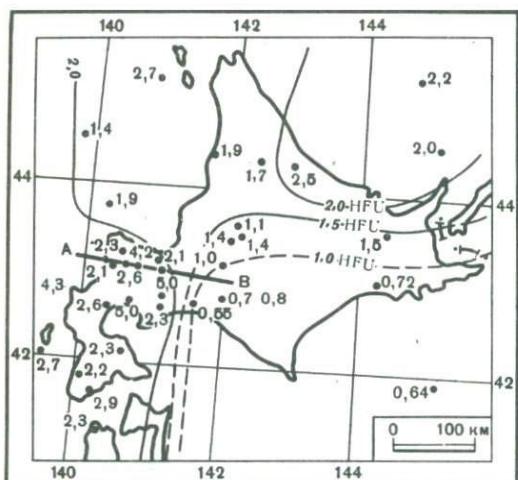
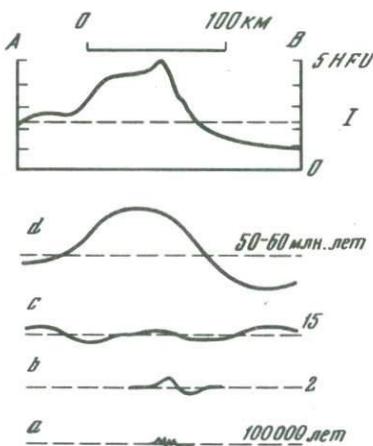


Рис. 4. Данные теплового потока на Хоккайдо (по Yokoyama, Yohara, Nishida, 1970)

Рис. 5. Профиль теплового потока по линии АВ, показанной на рис. 4, проанализированный для различных длинноволновых компонент с определением возраста

I – профиль теплового потока на Хоккайдо. Определение возраста (млн. лет):
a – 100 000 лет.; b – 2; c – 15; d – 50–60



Судя по относящимся к данному району различным геологическим и геофизическим показателям, эти значения представляются разумными, поскольку они находятся в соответствии с современной вулканической активностью; с обратной намагниченностью, которая возникла в эпоху, длившуюся от плиоцена до плейстоцена; с вулканической активностью в позднем миоцене; соответствуют они и интрузии гранитных масс или метаморфизму, которые происходили от позднего мезозоя до раннего палеогена.

ABSTRACT

The ages of subterranean heat sources can be gained from the analysis of near surface temperature patterns or heat flow profile data utilizing the method of differences of running mean values, which acts as a kind of filter for different wavelengths.

The long wavelength will correspond to the large scale origin of heat, probably started since very old time, while the middle wavelength corresponds to the middle scale origin, probably strated younger than the first one, and very short wavelength will express the heat flow or temperature distribution caused by smaller, very young heat origin, compared with the previous two cases. Making assumptions concerning conductivity and spherical heat sources, the ages of sources can be estimated.

The method has been applied in a preliminary manner to heat flow data at Hokkaido in Japan, and some significant correlation with the past igneous activity can be demonstrated.

ЛИТЕРАТУРА

- Hayakawa M. Age estimation on subterranean heat sources by surface temperature or geothermal gradient analysis. – Techn. Bull. ECAFE, 1973, 7.
 Seya K. A new analysis method of gravity exploration (in Japanese). Butsuri-Tanko (Geophysical Exploration), 1959, 12, N 2.
 Yokoyama I., Yohara Y., Nishida N. Heat flow measurement in Hokkaido (in Japanese). – Proc. Sympos. on Thermal Structure in Japanese Islands, Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 1970.

М. Л. Красный, Е. В. Кочергин

ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

На предыдущем советско-японском геофизическом семинаре (Красный, 1972) были доложены общие сведения о морфологии магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в связи с основными чертами геологического строения. В дальнейшей работе по изучению магнитного поля данного региона была сделана попытка объяснить геологическую природу некоторых особенностей аномального магнитного поля. Рассмотрим лишь некоторые из исследованных закономерностей.

Анализ магнитного поля на уровне съемки показал, что для ряда регионов со сложным строением поля, связанным с наличием магнитовозмущающих объектов, расположенных в самой верхней части осадочного слоя и кристаллической оболочки Земли, оценка влияния глубинных горизонтов чрезвычайно затруднена. Вследствие этого поле трансформировано в верхнее полупространство на уровня 15, 25 и 50 км, а для отдельных участков – и на уровни 75 и 125 км.

Характер изменения интенсивности магнитного поля с высотой для ряда регионов (рис. 1) показывает, что величина вертикального градиента поля $\Delta (T)$ с высотой быстро убывает и в интервале от 50 до 125 км становится равной в среднем 0,5 гамм/км, в то время как до высоты 50 км эта величина на порядок выше. Уже на высоте 15 км (рис. 2, см. вкладку) четко выделяется ряд положительных региональных магнитных аномалий, имеющих значительное распространение по площади. Среди них следует выделить Восточно-Курильскую, Западно- и Восточно-Сахалинские региональные аномалии, региональные аномалии, приуроченные к Камчатско-Корякской области и северному обрамлению Охотского моря, а также обширную зону положительных аномалий восточнее Японских островов.

В формировании региональных магнитных аномалий могут в различной мере принимать участие такие факторы, как общая структура земной коры и верхней мантии, состав аномалийобразующих объектов и пород, их вмещающих, что, в свою очередь, связано с тектоническими условиями, условиями метаморфизма и петрохимическими свойствами первичной магмы, сейсмомагнитный и электромагнитный эффекты, геотермический режим региона. Первые два фактора довольно хорошо изучены и с успехом применяются для объяснения природы магнитных аномалий. О трех последующих этого сказать нельзя.

В пределах исследуемого региона, где сейсмические проявления отмечаются слабо или вовсе отсутствуют и геологическое развитие приняло относительно стабильный характер, региональные аномалии континентальных областей обусловлены, по всей видимости, первыми двумя факторами. Доминирующую роль эти факторы играют и в формировании региональных аномалий океанических областей и зоны перехода, однако здесь следует иметь в виду и возможность вклада в наблюденное магнитное поле сейсмомагнитной и электромагнитной составляющих. Магнитное поле Тихоокеанской части рассматриваемого сектора имеет четкую зональность, выражющуюся в появлении трех зон, выделяемых по морфологическим признакам. Северная располагается к югу от Алеутской

островной дуги примерно до 43° с.ш., и характеризуется слабоположительным полем интенсивностью менее 100 гамм, нарушающимся отрицательными полями также незначительной интенсивности. Соотношение по площади положительных и отрицательных аномалий здесь соответственно равно 2:1. Центральная зона выделяется региональным полем положительных аномалий, достигающих интенсивности 400 гамм, и прослеживается в юго-восточном направлении. На широте о-ва Хонсю, она пересекает зону сочленения Японского и Идау-Бонинского глубоководных желобов и делает значительный изгиб вдоль глубинного разлома Фоса-Магна. Южная зона, которая выделяется южнее 34° с.ш., характеризуется слабоотрицательным полем неопределенного простирания.

Структурное различие краевого океанического вала и северо-западной Тихоокеанской плиты в морфологии магнитного поля не отмечается, причем указанные закономерности сохраняются на всех уровнях трансформации. По своим параметрам такие области относятся к числу зональных аномалий и могут быть обусловлены либо наличием неравномерного размещения множества магнитоактивных масс в верхней толще Земли, либо латеральными температурными неоднородностями в толще коры и верхней мантии (Беляевский и др., 1970). Второе предполагает различную мощность магнитоактивного слоя в этих зонах.

По имеющимся данным, приведенным ниже, для выделенных зон были рассчитаны средние величины теплового потока Q в $\text{kкал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$

Зоны	Северная	Центральная	Южная
Геотермические станции, шт.	19	43	18
Станции со значениями $Q < 1$, шт.	2	28	6
То же, %	10	65	33
Среднее значение Q , $\text{kкал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$	1,25	0,94	1,1
Среднее квадратическое отклонение Q , $\text{kкал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек.}$	$\pm 0,06$	$\pm 0,04$	$\pm 0,07$

Наименьшим тепловым потоком характеризуется центральная зона, которая в трансформированном магнитном поле выражена областью относительного регионального максимума.

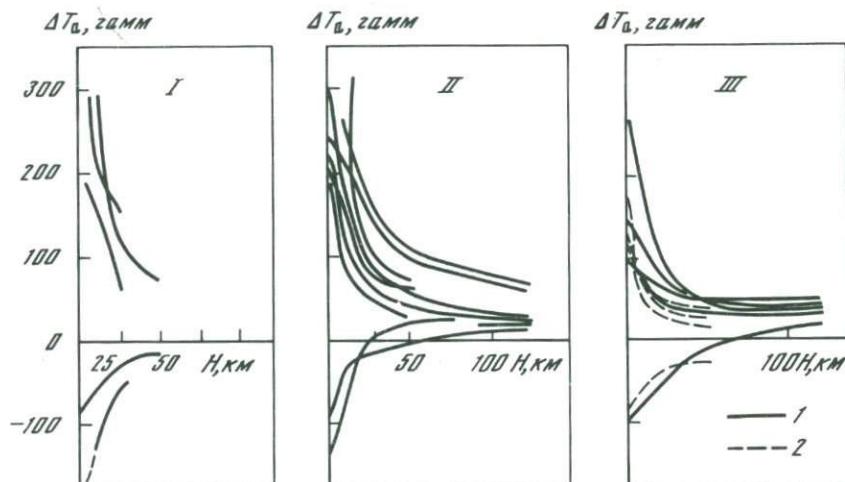


Рис. 1. Графики затухания аномального магнитного поля с высотой
 I - Северо-Восток СССР; II - Охотско-Курильский регион; III - Японское море
 1 - трехмерная модель; 2 - двумерная модель

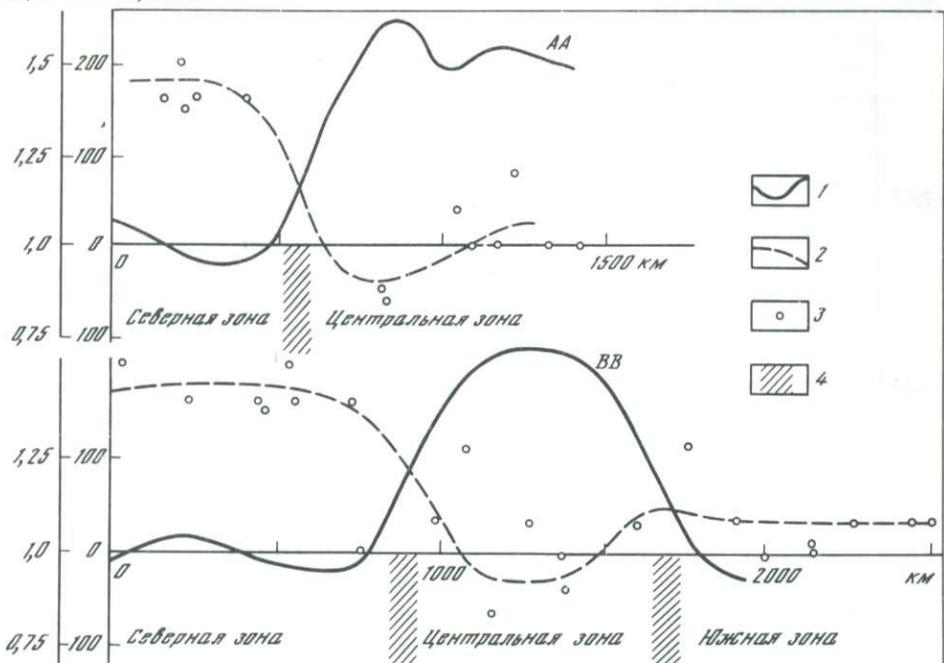


Рис. 3. Соотношение величины теплового потока с аномальным магнитным полем на высоте 15 км по профилям АА и ВВ

1 – кривая ΔT ; 2 – осредненная кривая теплового потока; 3 – значения теплового потока; 4 – границы зон

При сопоставлении теплового и магнитного полей по профилям АА и ВВ (рис. 3) смежные границы северной, центральной и южной зон отмечаются обратной корреляцией абсолютных значений¹.

Различный уровень регионального магнитного фона обусловлен поведением (морфологией) изотермической поверхности Кюри, контролирующей нижнюю границу магнитоактивной толщи. Следовательно, центральная область относительного магнитного максимума обладает повышенной мощностью магнитоактивного слоя по отношению к смежным океаническим областям.

Предложенное объяснение связи области положительной зональной аномалии с распределением величины теплового потока, отображающим различную глубину изотермической поверхности Кюри и, следовательно, различную мощность магнитоактивного слоя, не является единственным возможным объяснением природы указанной магнитной аномалии. Не исключено, что повышенный уровень напряженности магнитного поля центральной зоны обусловлен изменением в плане петрохимического состава магнитоактивных масс, который, в свою очередь, может быть связан с геотермическим режимом различных участков земной коры и верхней мантии. Косвенными предпосылками этому могут служить результаты анализа распределения интенсивности намагничения магнитовозмущающих объектов восточнее южной группы Курильских островов (Кочергин, Красный, 1972), которые свидетельствуют о возрастании интенсивности намагничения магнитовозмущающих объектов к востоку от южной группы Курильских островов по мере удаления в океан (рис. 4).

Наблюдаемый характер распределения интенсивности намагничения может быть связан с различной степенью основности пород, слагающих магнитоактивные

¹Значения теплового потока брались в полосе шириной 300 км, симметрично примыкающей к линии профилей АА и ВВ.

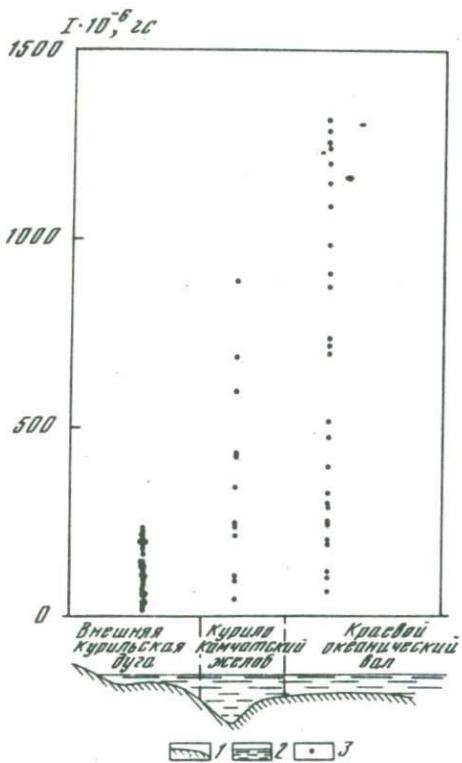


Рис. 4. Характер изменения интенсивности намагничивания магнитовозмущающих объектов к востоку от южных Курильских островов

1 - рельеф дна; 2 - водная толща;
3 - интенсивность намагничения

объекты современной Курило-Камчатской геосинклинальной зоны, глубоководного желоба и Тихоокеанского талассократона. Магнитные свойства основных и ультраосновных пород определяются конкретными условиями их формирования внутри земной коры и верхней мантии, а также петрохимическим составом первичной магмы "материнского" вещества.

Проведенные в последние годы исследования (Москаleva, Зотова, 1965; Москалева, 1970) показали, что магнитные свойства ультраосновных пород непостоянны и варьируют в широких пределах. Одной из основных причин этого является характер и степень процессов метаморфизма, в частности серпентинизация и габброизация, которые наи-

более интенсивно протекают в зонах разрывных нарушений и связаны с высвобождением магнетита. Однако степень магнитности не в меньшей мере определяется составом исходных ультраосновных пород, являющихся, в свою очередь, вторичным продуктом первичных магм.

Анализируя сейсмические данные по скорости прохождения сейсмических волн, С.А. Федотов и др. (1969) отмечают, что вещество верхней мантии под южной группой Курильских островов и прилегающим шельфом более кислое по составу, чем под океанической корой за глубоководным желобом. Е.П. Денисов (1970) по результатам исследований петрохимического состава ксенолитов приходит к выводу, что "под океанами верхняя мантия состоит из перидотитов, отличающихся более железистым и глиноzemистым составом минералов по сравнению с минералами из перидотитов верхней мантии под континентами". Более обстоятельно этот вопрос рассмотрен Ю.М. Шейманом (1968), который затрагивает проблемы связи глубинной тектоники и магмообразования. Им установлена и систематизирована тектоническая обусловленность появления того или иного рода магм, а именно, первичные магмы в "неогеосинклинальной" глубинной тектонической области характеризуются большей основностью, нежели геосинклинальной.

По данным геологических исследований, породы Малой Курильской гряды имеют большую основность по сравнению с породами Большой Курильской гряды.

Приведенные факты позволяют высказать мысль, что основную роль в формировании магнитных свойств магнитоактивных объектов в пределах рассмотренного региона играет петрохимический состав первичной магмы, а не вторичные процессы метаморфизма (серпентинизация и габброизация). В противном случае, область современной геосинклинальной зоны должна была бы характеризоваться большей величиной средней интенсивности намагничения в силу того, что здесь, по-видимому, наиболее ярко сказываются явления метаморфизма, с которыми связаны вторичные процессы. Что касается границ северной, центральной и южной зон, то их природа также может быть связана с "петрохимическим фактором", хотя дать объяснение такому районированию с этих позиций пока не представляется возможным.

Более четко, чем на исходной карте, выделяется слабоположительными аномалиями в середине и отрицательными по периферии район предполагаемого погружения древнего массива Охотии. Полоса периферических отрицательных аномалий захватывает западную часть Камчатки, что подтверждает возможное сходство этого района со структурой Охотского моря. В аномальном магнитном поле нашло отражение различное глубинное строение Южных и Северных Курильских островов. Первые из них находятся в полосе значительного минимума, вполне характеризуются относительно мозаичным положительным полем.

Глубинный разлом субмеридионального простирания, проходящий вдоль восточного борта Сахалина, четко прослеживается в виде серии интенсивных положительных аномалий.

Вдоль Татарского пролива наблюдается региональная аномалия, которая у северной оконечности острова как бы раздваивается на две части, восточная из которых соединяется с восточно- сахалинской зоной. В своей южной оконечности эта аномалия тяготеет к подводной окраине приморской складчатой системы и простирается до широты пролива Лаперуз. Однако следует заметить, что при выполнении пересчета не были учтены последние данные по распределению магнитного поля в северной части Японского моря. По данным гидромагнитных исследований, эта аномальная зона может быть прослежена до широты мыса Поворотного, в своей южной части смещаясь в сторону глубоководной котловины. Указанная зона является одним из фрагментов системы положительных аномалий, контролирующих восточную границу Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. По данным сейсмических исследований, выполненных в Татарском проливе и в северной части Японского моря, в области материкового поднятия намечается локальное воздымание базальтового слоя, имеющего характер вала.

Возможно, что природа указанной аномалии по аналогии с Восточно-Курильской связана с морфологией базальтового слоя, поведением его верхней и нижней границ. Аномальное магнитное поле Японского моря на всех уровнях пересчета характеризуется сохранением в основном северо-восточных простираний, отсутствием четко выраженных линейных зон.

Выделенные на основании анализа структуры магнитного поля на уровне съемки аномальные зоны при пересчете вверх практически не находят отражения. Интересна зона относительного максимума северо-западного простирания, отходящая от центральной области Хонсю и прослеживаемая до возведенности Ямато. ТERRITORIALLY она может быть связана с продолжением в область Японского моря глубинного разлома Фоса-Магна.

Сихотэ-Алинская складчатая область в большей степени характеризуется зоной магнитного минимума, который с запада и востока ограничивается региональными магнитными максимумами, приуроченными соответственно к Западному и Восточному Сихотэ-Алинским структурным швам.

В северо-восточной части СССР выделяется региональная магнитная аномалия, соответствующая Камчатско-Корякской области и имеющая протяженность более 1000 км. В северной осевой оконечности она разветвляется на два направления, расходящихся к северу и востоку. Отмечается еще одна ветвь, симметричная восточной относительно меридиана, которая продолжается до Омолонского массива, характеризующегося системой изометрических положительных аномалий.

На высотных картах между осью Курильского архипелага и западным склоном Курило-Камчатского желоба фиксируется Восточно-Курильская региональная магнитная аномалия (Кочергин и др., 1972). Рассматриваемая аномалия протягивается более чем на 1500 км вдоль Курило-Камчатской островной дуги, несколько смещаясь к юго-востоку в районе Центральных и Южных Курильских островов (рис. 5, см. рис. 2). Северная часть наблюдаемой аномалии имеет ширину около 300 км, южная – 150 км. С запада эта аномалия сопрягается с аномалиями Охотского моря, а с востока – со знакопеременным полем платформы Тихого океана. Для района Средних Курильских островов характерен относительный минимум.

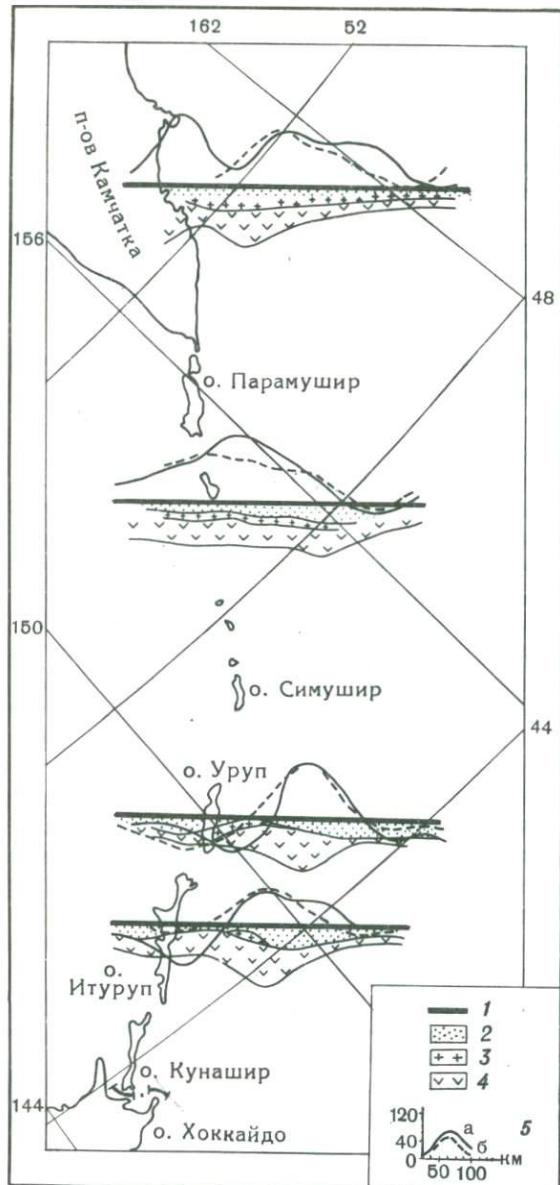


Рис. 5. Соотношение региональной восточно-курильской магнитной аномалии с "базальтовым" слоем земной коры

1 — линии разрезов земной коры; 2 — водоносочный слой; 3 — "гранитный" слой; 4 — "базальтовый" слой; 5, а — наблюдаемая аномалия; 5, б — теоретическая

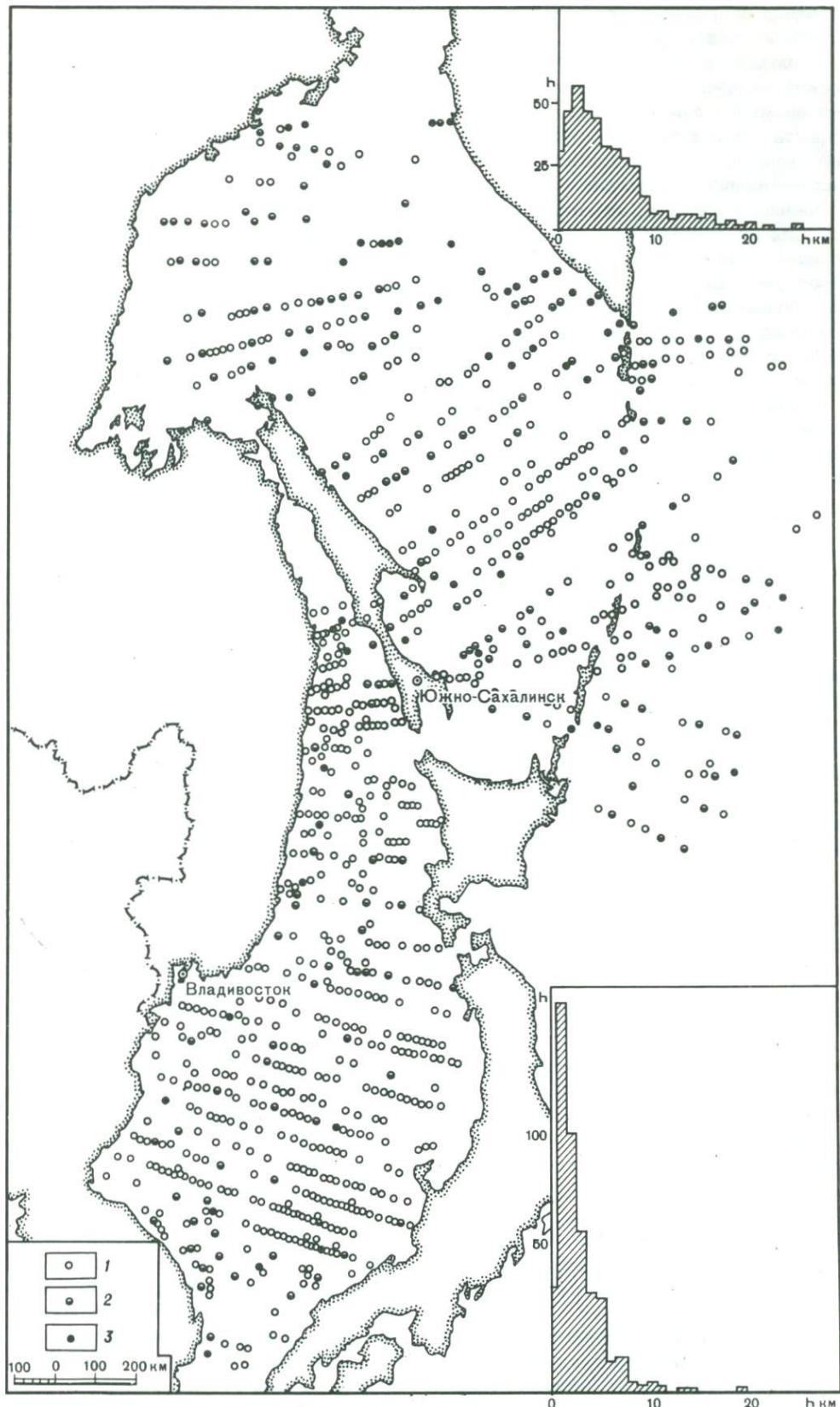
Рис. 6. Схема распределения верхних кромок магнитовоизменяющих объектов

1 — магнитоактивные тела с глубиной верхней кромки до 5 км; 2 — то же от 5 до 10 км; 3 — от 10 и глубже. На верхней врезке приведена гистограмма распределения верхних кромок в Охотско-Курильском регионе, на нижней — в Япономорском регионе

При сопоставлении карты региональных магнитных аномалий с сейсмическими разрезами отмечается довольно хорошая корреляция интенсивности региональной магнитной аномалии с мощностью базальтового слоя.

Мощность гранитного слоя в районе Курило-Камчатской островной дуги в общем незначительна и поэтому вполне естественно предположить, что региональная магнитная аномалия вызвана поведением верхней и нижней границ базальтового слоя.

С целью определения количественных соотношений по разрезам ГСЗ и магнитных аномалий $\Delta(T)$, пересчитанных на высоту 25 км, по отдельным профилям, секущим Курило-Камчатскую островную дугу, проведены расчеты, которые показали хорошее совпадение между вычисленными значениями $\Delta(T)$ от базальтового слоя с региональными аномалиями (см. рис. 5). Интенсивность намагничения базальтового слоя по этим расчетам равна в среднем 0,003 CGSM с колебаниями в пределах от 0,0015 до 0,004 CGSM. При намагничении базальтового слоя земной коры по направлению напряженности современного магнитного поля Земли, магнитная восприимчивость будет ко-



лебаться в пределах от 0,003 до 0,008 CGSM, что характерно для пород основного ряда.

Совпадение в плане региональной аномалии с областью повышенной сейсмической активности наводит на мысль, что в формировании Восточно-Курильской аномалии должна принимать участие и составляющая сейсмомагнитного эффекта, обусловленная динамическими и статическими нагрузками в земной коре и верхней мантии. Оценка его влияния есть область специальных исследований, реализация которых может дать новые факты в решении вопросов генезиса региональных магнитных аномалий.

Для акваторий Охотского и Японского морей, прикурильской части Тихого океана, Приморья и Хабаровского края, Сахалина, частично Северо-Востока проведены массовые расчеты залегания верхних и нижних кромок магнитовоизмещающих объектов более чем по 2500 аномалиям. В районах складчатых сооружений с корой континентального типа глубины до верхних кромок магнитовоизмещающих объектов залегают, как правило, не глубже 10–15 км, глубины залегания нижних кромок не превышают 20 км.

Анализ характера распределения магнитовоизмещающих объектов на акваториях показывает достаточно широкий спектр их распространения по глубине от уровня дна до глубин 30–40 км, причем наблюдается присутствие их во всех слоях земной коры. Местами магнитные неоднородности располагаются в верхней мантии полностью.

Для Охотско-Курильского и Япономорского регионов построены гистограммы распределения верхних кромок магнитовоизмещающих объектов (рис. 6). Для Япономорского региона характерно наличие основной моды в интервале глубин 1–2 км, для Охотско-Курильского – основная мода соответствует интервалу 2–3 км.

Известно, что в целом осадочный слой в Охотско-Курильском регионе значительно больше по мощности, нежели в Япономорском, что и отражается в положении главных мод для обоих регионов. Так как гистограммы построены в целом для акваторий Охотского и Японского морей, то, естественно, они отображают некоторые среднестатистические характеристики в распределении магнитовоизмещающих объектов. Однако эти данные являются хорошим основанием для будущего эффективного использования результатов магнитометрических исследований с целью изучения мощностей осадочной толщи при проведении достаточно детальных съемок отдельных геологических структур.

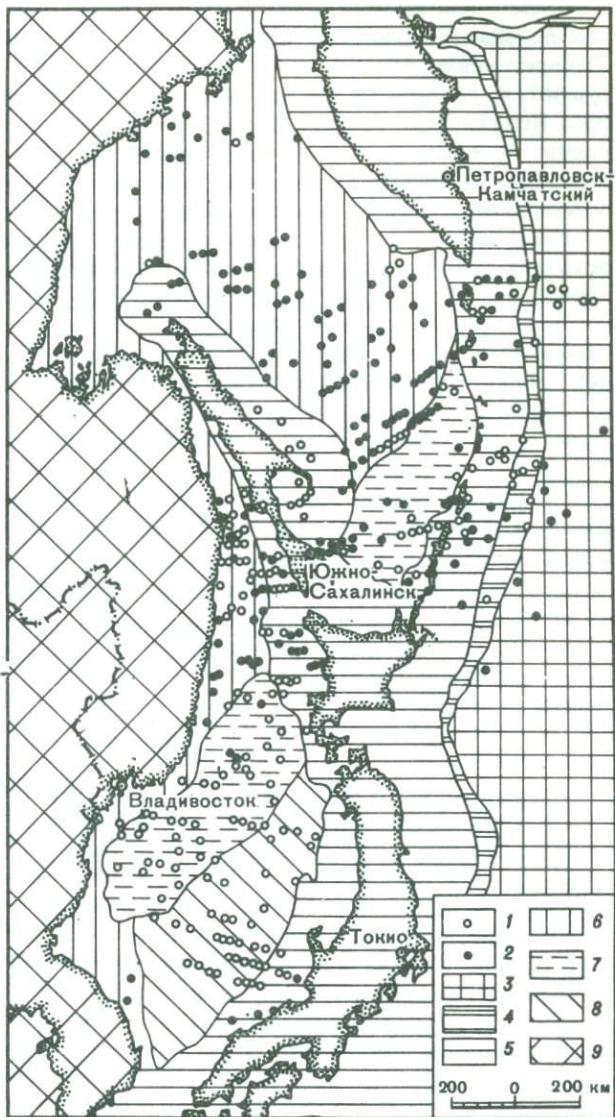
При изучении распространения более глубоких магнитовоизмещающих объектов отмечается, что Охотско-Курильский регион по отношению к Япономорскому характеризуется большим развитием магнитовоизмещающих объектов в интервале 10–25 км. Глубокозалегающие объекты тяготеют, как правило, к периферическим областям окраинных морей, и, в частности, наблюдается хорошее соответствие их крупным прогибам фундамента. Последнее наиболее четко проявляется для Охотского моря.

Как уже упоминалось, осадочные слои, несмотря на проявившуюся тенденцию соответствия главной моды поверхности фундамента, характеризуются наличием значительного числа магнитных неоднородностей. По данным сейсмических исследований, осадочный слой (Фотиади, Туезов, 1972) разделяется на две толщи ($V_G = 1,6$ – $4,5$; $V_G = 4,5$ – $5,5$ км/сек). На схеме распределения магнитовоизмещающих объектов в толще осадочного слоя (рис. 7) можно выделить следующую особенность, по-видимому, заслуживающую внимания. Геосинклинальные глубоководные котловины, относимые к областям неогеновой и донеогеновой складчатости, характеризуются развитием магнитных неоднородностей в верхней толще осадочного слоя.

Известно, что в континентальных и островных районах этот период характеризовался неоднократным проявлением интенсивного вулканизма. По-видимому, характер распределения магнитоактивных объектов свидетельствует о том, что и на обширных акваториях, прилегающих к указанным областям, проявление тектонической активности было также чрезвычайно контрастно; это подтвердилось наличием в осадочной толще многочисленных продуктов вулканической деятельности.

Рис. 7. Схема распределения верхних кромок магнитоизомающих объектов в осадочном слое

1, 2 —магнитоактивные тела, приуроченные: 1 — к верхней толще осадочного слоя ($v = 1,6-4,5$ км/сек, $K_2 (?)$; v — к нижней толще осадочного слоя 2 = = 4,5-5,5 км/сек, $H_2 (?)$); 3-9 — тектонические элементы (по кн.: Тектоника Евразии, 1966): 3 — талассократон Тихого океана; 4 — океанические глубоководные геосинклинальные желоба; 5 — кайнозойские складчатые и геосинклинальные системы; 6 — Охотоморская плита; 7 — глубоководные впадины (котловины), лишенные гранитного слоя; 8 — участки донеогеновой складчатости; 9 — докайнозойские складчатые области



Центральная и северо-западная части Охотского моря, в отличие от рассмотренных выше областей характеризуются распространением магнитных неоднородностей преимущественно во втором слое осадочной толщи. Указанный район в представлении ряда авторов является срединным массивом, погруженным под воды Охотского моря (Красный, 1956; и др.). Отсутствие магнитных неоднородностей в верхней толще осадочного слоя рассматриваемого региона, на наш взгляд, подтверждает указанную выше точку зрения.

В последние годы получили широкое распространение идеи новой глобальной тектоники (Vine, 1966; Vine and Matthews, 1963; и др.). При анализе магнитного поля в рассматриваемой области выявляется ряд противоречий, которые, по нашему мнению, не укладываются в рамки существующих представлений, следующих из основных принципов новой глобальной тектоники.

Необходимо отметить, что системы региональных магнитных аномалий, наблюдаемых восточнее южной группы Курильских островов, Хоккайдо и северного Хонсю, если основываться на исходных данных, пересекают Японский глубоководный желоб (Uyeda et al., 1967). Аналогичное явление наблюдается на траверзе Средних Алеутских островов Умнак и Уналашка. Согласно гипотезе расширяющегося дна, в районе глубоководных желобов происходит погружение плит литосферы, что должно приводить к существенным изменениям в структуре полосовых магнитных аномалий. Тем не менее отмеченный факт не подтверждает предполагаемого механизма движения плит океанического дна.

Существенным моментом является также изменение характера океанических линейных магнитных аномалий, наблюдавшихся севернее широты 43° между Императорским хребтом и Курильской островной дугой. Система аномалий нарушается, разбиваясь на ряд отдельных аномалий значительно меньших размеров. Понижается уровень поля, превалируют поля незначительной интенсивности: от +100 до -100 гамм. Однако простирая их остаются северо-восточными. Указанное различие в характере магнитного поля наводит на мысль о блоковом строении северо-западной части Тихоокеанской плиты.

Следует отметить, что до настоящего времени неясен предполагаемый источник новой океанической коры в схемах новой глобальной тектоники для северо-западной части Тихого океана.

Все это не позволяет объяснить с помощью гипотезы расширяющегося океанического дна механизм процесса формирования магнитного поля, по крайней мере, для северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

ABSTRACT

The paper considers the connection between magnetic field anomalies and deep structure of the north-western part of the Pacific mobile belt, and explains their geological nature. It also notes that the formation of magnetic field anomalies are caused by tectonic structure of the crust and upper mantle, by metamorphism and petrochemical properties of the magma. A relationship is established between magnetic field and heat flow distribution, which reflects the different depths of the isothermal Curie surface.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Круглова Г.И. О строении земной коры и верхней мантии в свете магнитометрических исследований. — В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970.
- Денисов Е.П. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах — возможный индикатор состава верхней мантии. — В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970.
- Кочергин Е.В., Красный М.Л. Распределение интенсивности намагничения магнитоактивных объектов к юго-востоку от Южных Курильских островов. — Труды СахКНИИ, 1972, вып. 26.
- Кочергин Е.В., Красный М.Л., Соловьев О.А., Туэзов И.К. Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона. — В сб.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 8. М., "Наука", 1972.
- Красный Л.И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- Красный М.Л. Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33.
- Москалев С.В. О возможной природе поверхности Мохоровичча. — В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970.
- Москалев С.В., Зотова И.Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород. — Докл. АН СССР, 1965, 162, № 1.
- Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.
- Федотов С.А., Баудасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., "Наука", 1969.
- Фотиади Э.Э., Туэзов И.К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца. — Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Uyeda S., Vaquier V., Yasui M., Schater G., Sato T., Lawson G., Watanabe T., Dixon F., Silver E., Fukao Y., Suda K., Nishikawa M., Tanaka T. Results of geomagnetic Survey during the Cruise of r/v Argo in Western Pacific 1966 and the Compilation of Magnetic Charts of the Same Area. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1967, 45.
- Vine F.I. Spreading of the ocean floor: new evidence. — Science, 1966, 154, N 16.
- Vine F.I., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — Nature, 1963, 199, N 7.

АНОМАЛИИ БУГЕ И МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЯПОНОМОРСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ

Японское море входит в систему краевых структур, представляющих собой глубоководные впадины окраинных морей, почти непрерывной цепочкой окаймляющих Тихоокеанский подвижный пояс со стороны Азиатского континента. Причем Япономорская переходная зона, т.е. котловина Японского моря, прилегающая к ней островная дуга и затем глубоководный желоб, является одним из наиболее сложных районов Дальневосточной переходной зоны. Поэтому эта область служит объектом систематического комплексного геофизического и геологического изучения.

В общем комплексе геофизических исследований важное место занимает изучение гравитационного поля. Описание гравиметрической изученности рассматриваемого района в период 1961–1969 гг. дано нами ранее (Строев, 1974б). В последующие годы гравиметрические исследования вокруг Японской островной дуги были продолжены. В июне–июле 1970 г. японские гравиметристы выполнили детальные площадные исследования к западу от о-ва Хоккайдо. Измерения проведены со струнными гравиметрами TSSG на судне "Мэйдо". Всего выполнено 3287 пунктов с ошибкой ± 10 мгл (Nisimura, Tomioka, 1972). В ноябре 1970 и марте 1971 г. в 49-м рейсе нис "Витязь" измерения силы тяжести были выполнены по пути следования судна от Залива Петра Великого до Сангарского пролива и обратно. Эти работы выполнены отрядом ИФЗ АН СССР с помощью двух морских гравиметров Графа GSS-2. Ошибка аномалий силы тяжести составляет ± 6 –8 мгл (Альбом, 1972; Tomoda et al., 1972; и др.).

В мае 1971 г. отрядом ИФЗ АН СССР были выполнены измерения силы тяжести вокруг островной дуги Японии при завершении 5-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". Наблюдения проведены к югу и северо-западу от о-ва Хонсю с гравиметрами АМГ с ошибкой аномалий ± 5 –8 мгл. В январе и мае 1972 г. в 51-м рейсе нис "Витязь" были проведены измерения силы тяжести отрядом ГАИШ МГУ и ИФЗ АН СССР на прямом и обратном пути по маршруту Владивосток–Цусимский пролив – о-ва Нансей. Наблюдения выполнены в гравиметрах Графа GSS-2 с ошибкой ± 5 мгл (Строев, 1974а). Схема гравиметрической изученности Япономорской переходной зоны представлена на рис. 1.

Перечисленные новые материалы, добавленные к более ранним исследованиям (Строев, 1971; Stroev, 1972; Строев и др., 1972; Строев, 1972), позволили составить карту аномалий Буге для всей переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японского моря (рис. 2, см. вкладку). Карта составлена по следующим материалам: на акваторию Японского моря использованы каталоги гравиметрических пунктов; на острова Японии использована карта аномалий Буге масштаба 1:2 000 000, построенная по изменениям 1952–1969 гг. (более 10 000 пунктов); на акваторию Тихого океана к востоку от Японских островов использована карта аномалий Буге масштаба 1:3 000 000, составленная У. Томода (Tomoda, 1973; Bougner et al., 1970). Карта составлена с плотностью промежуточного слоя $\sigma_k = 2,67 \text{ г}/\text{см}^3$ и плотностью морской воды $\sigma_b = 1,03 \text{ г}/\text{см}^3$. Сечение изоаномал – 20 мгл. В качестве нормальной формулы принята Международная фор-

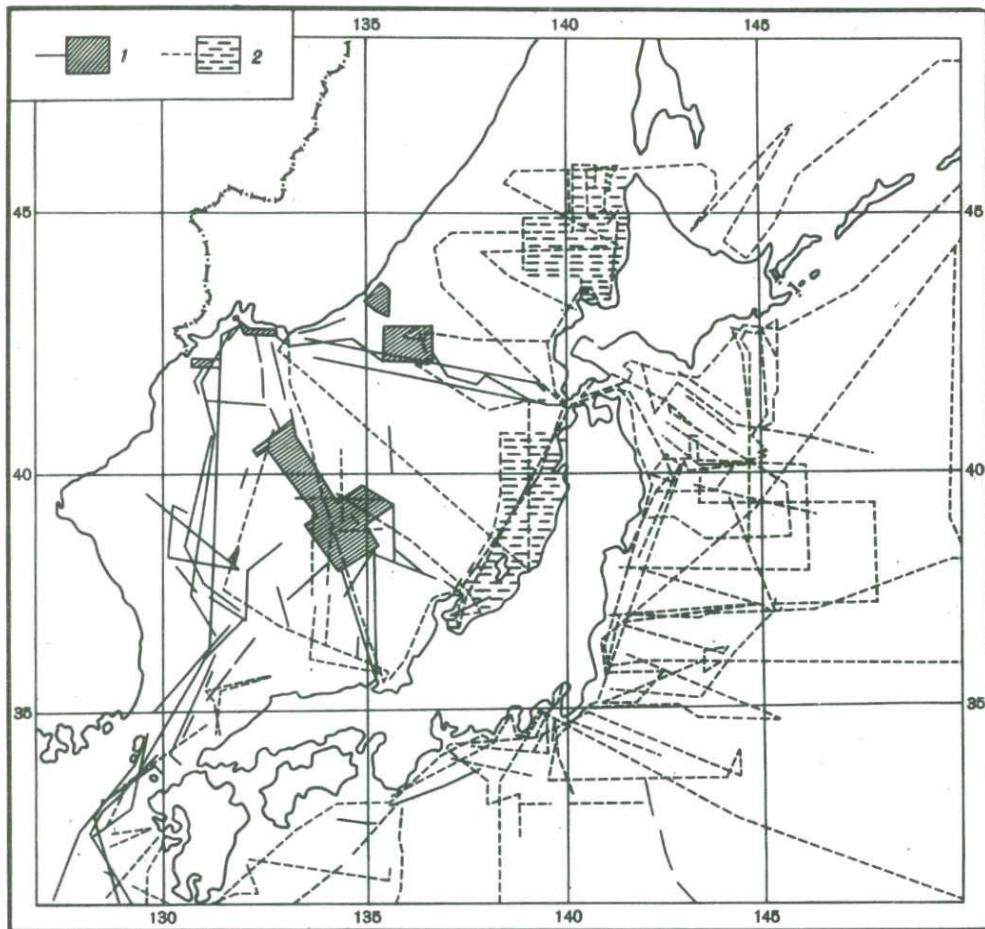


Рис. 1. Схема гравиметрической изученности Япономорской переходной зоны
1 – советские исследования; 2 – японские

мула Кассиниса, 1930 г. Все аномалии вычислены в системе опорных пунктов Японии (Токио, Нагасаки, Фукуока, Майдзуру, Накано, Ниигата и др.) и выражены в международной (потсдамской) системе.

Как известно, аномалии Буге тесно коррелируют с рельефом земной поверхности, отражая особенности геоморфологии региона, что, в свою очередь, тесно связано с толщиной земной коры. В нашем случае аномалии Буге четко фиксируют три основные зоны переходной области: Японское море, островную дугу и глубоководный желоб.

Впадина Японского моря характеризуется положительными аномалиями Буге. Центральная глубоководная котловина с глубинами 3000–3500 м отмечается аномалиями до +265 мгл; в котловине Хонсю с глубинами 3000 м аномалии достигают +200 мгл. В Цусимской котловине по геоморфологической схеме М. Ясуи и др. (Isezaki et al., 1973) с глубинами до 2500 м аномалии Буге достигают величины +193 мгл. По мере приближения к берегу аномалии Буге уменьшаются до нуля (побережье Кореи, Приморье, Японские острова). В области материкового склона Приморья изоаномалии сильно сгущаются, аномалии резко уменьшаются, образуя зону значительных горизонтальных градиентов (порядка 30–40 этв). Шельфовое мелководье характеризуется относительно спокойным полем положительных аномалий величиной +20–+40 мгл. У подножья материкового склона к югу от Находки отмечается область уменьшений аномалий до +142 мгл. Еще далее к югу в районе подводной возвы-

шенностии Сибирь ($41^{\circ}45' N$, $132^{\circ}20' E$) отмечается зона пониженных (до +187 мгл) аномалий.

Аномалии Буге в восточной глубоководной части моря имеют существенно меньшие значения. Как мы уже отмечали, даже в самой глубоководной части котловины Хонсю с глубинами свыше 3000 м аномалии едва достигают +200 мгл, тогда как в Центральной котловине аномалии Буге имеют значение +265 мгл. В среднем же в восточной части моря аномалии Буге меньше на 100–120 мгл.

Аномалии Буге различаются также и по характеру поля. Если в Центральной котловине при переходе к Приморью поле довольно плавное и резко изменяется только в районе материкового склона, то на восток от Центральной котловины по направлению к Японским островам поле аномалий Буге на всем протяжении уменьшается постепенно от +260 мгл в котловине до нулевых и отрицательных значений на островах. Критической изоаномалией, вероятно, является +200 мгл, так как по сейсмическим данным в этой области начинает появляться вулканогенно-метаморфический слой со скоростью 5,6 км/сек. Постепенное уменьшение аномалий Буге в сторону о-ва Хонсю можно, по-видимому, объяснить увеличением мощности этого слоя (Ковылин, Строев, 1973).

При переходе от Центральной котловины к Корейскому полуострову аномалии Буге имеют также сложный характер. В геоморфологическом отношении зона подводного основания п-ова Корея характеризуется сочетанием относительно крупных поднятий и впадин, увязывающихся с аналогичными структурами суши и ориентированных поперек линии берега. От шельфа эти поднятия и впадины отделены сравнительно небольшим по вертикальному размаху, но резко выраженным материковым склоном (Липкин, 1973).

Впадины Улльяндо и Восточно-Корейская (Липкин, 1973) характеризуются повышенными аномалиями Буге с величинами +219 и +162 мгл. Разделяющие их возвышенности Улльяндо и Восточно-Корейская отмечаются уменьшением аномалий до +108 и +102 мгл. Переход к зоне шельфового мелководья сопровождается резким уменьшением значений аномалий. К сожалению, акватория к востоку от Корейского полуострова до сих пор не охвачена гравиметрической съемкой, что не дает возможности проследить за характером аномалий Буге при переходе к восточной части п-ова Корея.

Мелководный Корейский пролив отмечается небольшими положительными аномалиями величиной $+20 \div 40$ мгл. Недалеко от края шельфа к северо-западу от о-ва Хонсю обращает на себя внимание вытянутая в направлении юго-запад – северо-восток зона повышенных аномалий, хотя в рельфе дна пролива эта аномалия не проявляется. Следует отметить, что эта зона повышенных аномалий отмечается также на картах аномалий в свободном воздухе (Строев, 1971; Stroev, 1972; Строев, 1974).

Акватория Татарского пролива в осевой части характеризуется обширной отрицательной аномалией с величинами до -15 мгл. К берегу эти аномалии увеличиваются, достигая значений +10 мгл у Приморья и +20 мгл у о-ва Сахалин.

Подводные возвышенности характеризуются положительными аномалиями порядка $+60 \div 120$ мгл. На банке Ямато поле состоит из чередования зон повышенных (соответствуют впадинам) и пониженных (соответствуют хребтам) аномалий (Васильев и др., 1974; Белоусов и др., 1973). Простижение этих зон совпадает с простирианием форм рельефа морского дна. Банка Богорова характеризуется аномалиями Буге величиной до +156 мгл на вершине хребта и +260 мгл в глубоководной котловине у подножья хребта (Строев и др., 1973). Изоаномалии на окраинах хребта сильно сгущаются, создавая значительные горизонтальные градиенты. Аномальная зона хр. Богорова вытянута в меридиональном направлении и простирется с юга на север на расстояние ~ 60 км.

Банка Мусаси отмечается аномалиями Буге порядка +60 мгл. В районе между возвышенностью Монерон и северо-западной оконечностью о-ва Хоккайдо японские исследователи показывают узкую, вытянутую с юга на север на расстояние ~ 250 км зону повышенных аномалий Буге с величинами до +120 мгл,

проходящую через о-ва Ребун и Рисири. Никакой корреляции с рельефом дна эти аномалии не обнаруживают, так как этот максимум охватывает и острова с горными вершинами до 1700 м (о-в Рисири), и впадину моря к северу от залива Исики-Ван с глубинами 840 м. Следует полагать, что эти аномалии связаны с глубинными структурами в земной коре.

При переходе от акватории Японского моря к Японским островам интенсивность и характер гравитационного поля меняются. Аномалии силы тяжести в редукции Буге уменьшаются до небольших положительных (первые десятки миллигаль) и даже отрицательных значений, причем переход осуществляется постепенно с небольшими горизонтальными градиентами. На самих островах форма аномалий становится окружной, часто неправильной, что объясняется, во-первых, детальностью исследований и, во-вторых, значительным влиянием поверхности геологии (Tsuboi, 1954).

Следует обратить внимание на разный характер и различную интенсивность гравитационного поля в редукции Буге для западной и восточной окраин островной дуги. Восточные берега островов, в отличие от западных, характеризуются интенсивными положительными аномалиями, достигающими значений до +160 мгл, причем аномальные зоны имеют вытянутый в меридиональном направлении характер. В среднем уровень аномального поля у восточных берегов островов на ~100 мгл выше, чем у западных.

К востоку от северной части о-ва Хонсю, вдоль западного борта Японского глубоководного желоба наблюдается минимум, значение силы тяжести в пределах которого уменьшается до первых десятков миллигаль. Далее к северу в области мелководья интенсивность отрицательных аномалий увеличивается. Несмотря на то, что глубины моря здесь достигают 500–1000 м аномалии Буге уменьшаются до -120 мгл. Этот минимум захватывает южную часть о-ва Хоккайдо в районе хр. Хидака и простирается в северо-западном направлении к о-ву Ребун и проливу Лаперуз. На северо-западной оконечности о-ва Хоккайдо величина аномалий достигает -30 мгл.

Аналогичная, вытянутая в меридиональном направлении, интенсивная отрицательная зона аномалий Буге (до -80 мгл), охватывающая остров и прилегающую зону океанского дна, наблюдается у восточных берегов о-ва Кюсю. Как мы уже отмечали (Строев, 1974б), эти зоны, по всей вероятности, фиксируют древние желоба, засыпанные мощной толщей осадков.

Центральная и западная части о-ва Хонсю характеризуются пониженными значениями аномалий Буге. Имеются два участка отрицательных аномалий: а) западная часть о-ва Сикоку (где величина аномалий достигает -30 мгл) и юго-западная часть о-ва Хонсю и б) центральная часть о-ва Хонсю, где аномалии Буге достигают -80 мгл.

В районе глубоководного Японского желоба аномалии Буге резко увеличиваются до +400–420 мгл, создавая весьма интенсивные горизонтальные градиенты. Здесь регистрируется крутая ступень амплитудой ~380 мгл, отделяющая гравитационное поле Японии от гравитационного поля Тихого океана.

В последнее время все чаще для интерпретации начали использовать осредненные по трапециям $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ аномалии Буге, особенно это относится к вопросам оценки мощности земной коры. Карты, составленные по осредненным в одноградусных трапециях аномалиям силы тяжести, имеют некоторые преимущества перед картами, составленными непосредственно по наблюденным аномалиям (Гайнанов и др., 1974). Это следующие преимущества: а) уменьшается влияние случайных ошибок измерений, б) ослабляется влияние рельефа и локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей. Однако различная степень гравиметрической изученности $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ площадей может привести к большим ошибкам представительства. Особенно большие ошибки представительства из-за недостаточной плотности съемки могут возникать в областях с резким изменением рельефа дна, где наблюдаются большие амплитуды изменения аномалий силы тяжести.

Указанные размеры квадратов осреднения принятые нами вслед за Х. Канамори, который в результате совместного анализа гравитационного поля и сейс-

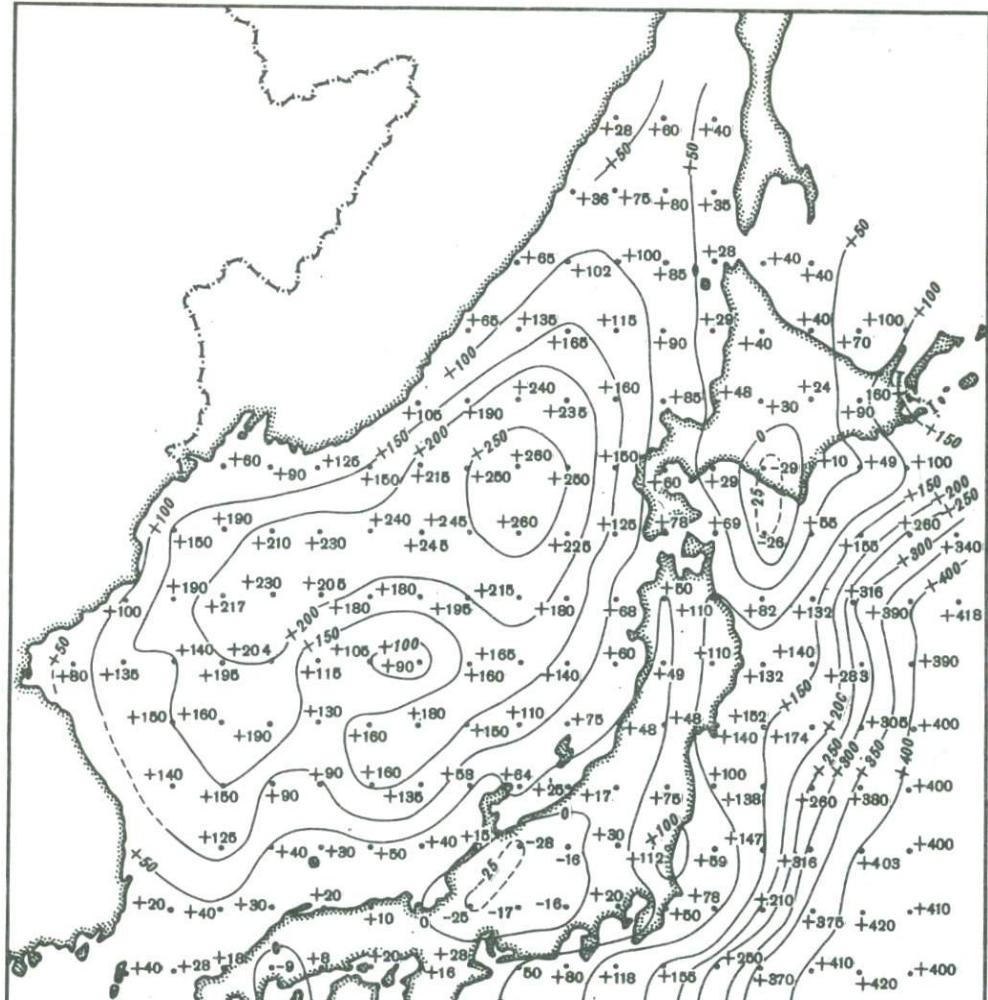


Рис. 3. Карта осредненных по $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -трапециям аномалий Буге
Цифры — средние значения аномалий в одноградусных трапециях

мических данных о мощности коры в пределах Японии пришел к выводу, что осреднение по трапециям $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ является оптимальным для исключения гравитационного влияния локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей и выделения региональной составляющей, обусловленной изменением мощности земной коры в целом (Канамори, 1963).

Схема осредненных аномалий показана на рис. 3. Она отличается от опубликованной нами ранее (Строев и др., 1975) карты охватом большей площади изучаемого региона, а также большей детальностью и точностью, хотя все основные особенности поля аномалий сохраняются. На акватории Японского моря отчетливо выделяются три характерные зоны, отличающиеся по интенсивности аномалий. Эти зоны соответствуют Центральной котловине, подводной возвышенности Ямато и котловине Хонсю. Максимальные значения \bar{g} (+260 мгл) наблюдаются в Центральной котловине, для которой в целом средние значения аномалий Буге составляют около +200 мгл. Котловина Хонсю характеризуется средними значениями аномалий +150 ÷ 160 мгл с наибольшими значениями в центре котловины до +180 мгл. Цусимская котловина отмечается пониженными (+100 мгл) аномалиями Буге. В Южно-Охотской котловине аномалии Буге достигают +100 мгл. В Татарском проливе максимальные значения аномалий (+80 мгл) соответствуют осевой части пролива, при приближении к берегам Приморья и Сахалина аномалии уменьшаются до величин первых десятков. Над

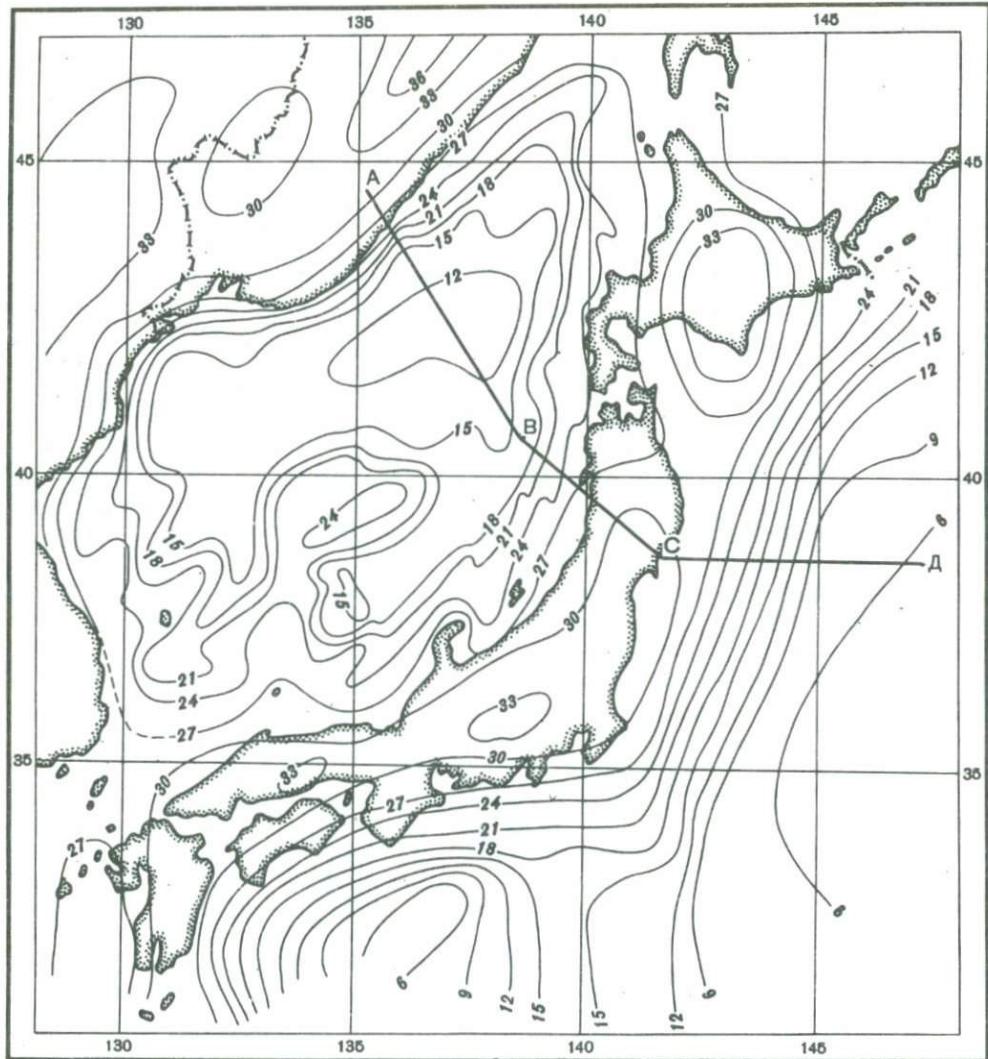


Рис. 4. Карта мощности (км) земной коры
ABCD – положение разреза, показанного на рис. 5

поднятием Ямато осредненные аномалии поникаются до $+90 \div 100$ мгл. При переходе от Японского моря к Приморью и Японской островной дуге аномалии силы тяжести уменьшаются до нулевых значений. Западная окраина островной дуги отличается аномалиями первых десятков ($\approx +40$ мгл), в то время как на восточной окраине островов отмечаются интенсивные положительные (свыше $+100$ мгл) аномалии. В центре островной дуги находятся три минимума аномалий до $-25 \div 29$ мгл. В районе западного склона глубоководного желоба аномалии резко увеличиваются до значений $+400 \div 420$ мгл; здесь создаются значительные горизонтальные градиенты аномалий силы тяжести.

Как мы уже отмечали (Строев и др., 1975), на данном этапе геофизической изученности переходной зоны в районе дальневосточных морей наиболее полные и достоверные сведения о мощности земной коры можно получить на основании наиболее полных современных гравиметрических данных с использованием имеющихся уверенных сейсмических зондирований.

На основании приведенных выше гравиметрических данных нами построена карта мощности земной коры для Япономорской переходной зоны, охватывающей Приморье, Японское море, островную дугу и глубоководный желоб (рис. 4).

Карта построена по осредненным по трапециям $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ аномалиям Буге. Вычисления выполнялись по формуле

$$H = H_0 - (\overline{\Delta g}_B / 2\pi f \Delta \sigma) + h,$$

где H – мощность земной коры в км; H_0 – мощность коры, соответствующая нулевым значениям аномалий Буге; f – гравитационная постоянная; $\Delta \sigma$ – разность плотностей коры и верхней мантии; $\overline{\Delta g}_B$ – осредненные значения аномалий Буге в мгл; h – высота под уровнем моря в км (для моря h берется со знаком "минус" – глубина моря). На основании корреляционных соотношений осредненных гравитационных аномалий Буге с мощностью коры, определенной по наиболее уверенными сейсмическим данным в Япономорской переходной зоне, величина H_0 принята нами равной 30 км. Разность плотностей $\Delta \sigma$ на основании экспериментально установленных зависимостей скорости распространения сейсмических волн от плотности горных пород принята нами при расчетах равной 0,4 г/см³ (Строев и др., 1975). Принятое нами значение хорошо согласуется с данными японских геофизиков, которые принимали разность плотностей между земной корой и верхней мантией соответственно: Х.Канамори – 0,43 г/см³ (Kanamori, 1963); Т.Иосии – 0,38 г/см³ (Yoshii, 1972a).

Как видно на рис. 4, юго-восточная окраина азиатского материка характеризуется толщиной земной коры 30–36 км. Мезозойские наложенные прогибы Суйфунской синклинальной зоны и Ханкайский массив имеют мощность коры 30 км. Под верхнепалеозойскими складчатыми сооружениями хр. Чжангуанцайлин толщина коры увеличивается до 33 км, а под Сихотэ-Алинским хребтом мощность коры превышает 36 км. К краю материка в районе Сихотэ-Алиня мощность коры резко уменьшается, создавая значительные горизонтальные градиенты.

Сочленение структур Азиатского материка со структурами Японского моря происходит в области подножия материкового склона на весьма коротком (до 10 км) расстоянии между изобатами 2000–3000 м (Ковылин, Строев, 1973; Кулинич, Строев, 1973). По данным сейсмических исследований, у подножия материкового склона наблюдается подъем границы Мохоровичча и кровли базальтового слоя от 1–2 км в заливе Петра Великого до 5 км в Татарском проливе. На нашей схеме мощности коры, составленной по гравиметрическим данным, это поднятие не отражено из-за осреднения аномального поля или из-за недостаточной густоты сети наблюдений (Строев и др., 1975).

Характер сочленения континентальной и субокеанической коры этого региона пока установить не удается, хотя есть все основания полагать, что оно происходит не только в слоях земной коры, но и значительно глубже. Анализ геофизических материалов позволяет предположить, что смена типов земной коры здесь проходит по зоне глубинного разлома, перекрытого в настоящее время толщей осадков. По нашим данным (Вашилов и др., 1969), глубина верхней границы разлома составляет 0–20 км, нижняя же граница уходит на глубину 230–300 км.

В пределах Японского моря минимальная мощность земной коры устанавливается в северо-восточной части Центральной котловины, где она составляет 11–12 км, тогда как для большей части этой котловины характерная мощность коры 13–15 км. Во впадине Хонсю толщина земной коры увеличивается до 15–18 км, а в Цусимской котловине – до 18–21 км. В пределах подводной возвышенности Ямато мощность коры составляет 23–25 км. Это хорошо согласуется с данными детальных геолого-геофизических исследований Ямато (20–23 км), а также с данными японских геофизиков (22 км) (Васильев и др., 1974; Yoshii, 1972б).

На схеме отчетливо видно, что поднятие Ямато через о-ва Оки связано с о-вом Хонсю. Судя по мощности коры и имеющимся геолого-геофизическим данным, земную кору на возвышенности Ямато следует отнести к континентальному типу, а кору в пределах глубоководных котловин – к субокеаническо-

му. Сочленение этих типов коры в районе поднятия Ямато проходит также по зонам глубинных разломов с глубиной заложения последних до 120–170 км. Под подводными хребтами, расположенными между Центральной и Цусимской котловинами и Корейским полуостровом, выявляются локальные увеличения мощности коры на 3–5 км. Эти факты свидетельствуют о стремлении земной коры под поднятиями морского дна к изостатическому уравновешиванию за счет увеличения ее мощности.

В сторону Японских островов мощность земной коры увеличивается до 27–30 км у западной окраины островной дуги. Однако градиент увеличения мощности в 2–3 раза меньше, чем по направлению к континенту.

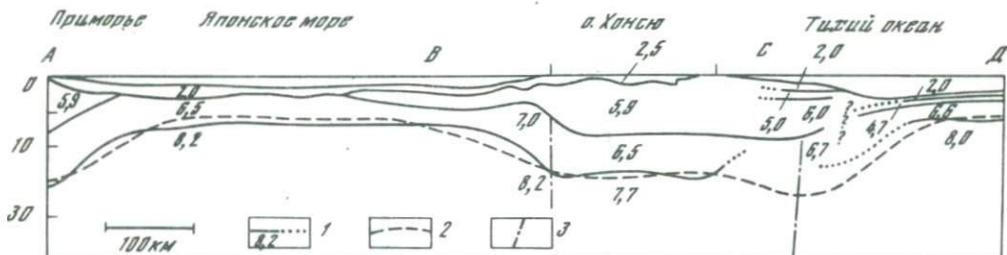


Рис. 5. Разрез земной коры по сейсмическим и гравиметрическим данным. Положение разреза см. на рис. 4

1 – границы в земной коре и скорости сейсмических волн (км/сек) на этих границах; 2 – граница Мохоровичча, полученная по гравиметрическим данным; 3 – границы резкой смены сейсмических скоростей в земной коре и верхней мантии

В средней части островной дуги мощность коры составляет 30–33 км. На о-ве Хонсю в центральных горных районах толщина коры достигает 35 км, на о-ве Хоккайдо в средней (горной) его части мощность коры также достигает 35 км. Характерной особенностью Японских островов является то, что восточные окраины их отличаются более толстой корой, нежели западные. Тем не менее интенсивность аномалий силы тяжести с западной стороны на несколько десятков миллигаль меньше, чем на восточной. Существуют две точки зрения, объясняющие этот феномен. Одни исследователи объясняют уменьшение аномалий Буге на западной стороне островной дуги увеличением в разрезе земной коры мощности слоев с низкими скоростями (как осадочных слоев, так и слоев со скоростью 5,5–6,0 км/сек) (Ковылин, Строев, 1973; Kanamori, 1963; Береснев и др., 1970). Другие исследователи относительно высокие значения аномалий Буге вблизи тихоокеанского берега объясняют внедрением "тяжелых" пород в гранитный слой или локальной высокоплотной мантией под границей Мохоровичча (Aoki et al., 1972). Интересно отметить, что под о-вом Хонсю в центральной и западной его частях скорость на границе Мохоровичча несколько меньше, чем под восточной частью острова. Расчеты разреза земной коры по аномалиям Буге дают хорошее совпадение вычисленной и наблюденной кривых на западной и в центральной части острова Хонсю при "легкой" мантии с плотностью $\sigma = 3,2 \text{ г}/\text{см}^3$, а на восточной стороне острова при "тяжелой" мантии с $\sigma = 3,3 \text{ г}/\text{см}^3$ (Aoki et al., 1972; Береснев и др., 1969).

Таким образом, геофизические исследования показывают, что на о-ве Хонсю существуют значительные неоднородности в структуре земной коры, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Японский желоб отделяет островную дугу от глубоководной котловины Тихого океана. Под восточным склоном желоба, обращенным к океану, мощность земной коры составляет 10–12 км; под котловиной океана толщина коры уменьшается до 6–8 км. Под западным приостровным склоном желоба мощность коры возрастает до 23–25 км. Результаты сейсмических исследований показывают,

что под восточным склоном желоба скорости и мощности слоев в земной коре являются характерными для нормальной океанической коры. Западный же склон является продолжением островных структур о-ва Хонсю в сторону Тихого океана. Прогиб мантии под восточным склоном желоба, вероятно, вызван утолщением основного ("базальтового") слоя земной коры. Сочленение островных структур с океаническими происходит западнее современной топографической оси желоба.

Все указанные выше особенности строения земной коры хорошо иллюстрируются на разрезе, построенном по сейсмическим данным (рис. 5). Сопоставление мощности коры, вычисленной по гравиметрическим данным, с надежными сейсмическими данными показывает, что расхождения не превышают в большинстве случаев 2–3 км, что вполне сопоставимо с точностью определения мощности земной коры обоими методами. Таким образом, можно сказать, что карта мощности земной коры Япономорской переходной зоны, построенная нами по осредненным аномалиям Буге, в целом хорошо согласуется с данными глубинных сейсмических зондирований и достаточно точно отражает основные особенности строения земной коры этой сложно построенной зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

ABSTRACT

The gravity field of the aquatories surrounding the Japanese island arc is under the study of the Soviet and Japanese geophysicists. About 15 expeditions were accomplished from 1961 till 1972. The materials of research allowed to compile the map of Bouguer anomalies for the entire transition zone from the Asiatic continent to the Pacific Ocean in the region of the Sea of Japan; the map is presented in the paper. A description is given of the anomalous gravity field in the Bouguer reduction, a connection of the anomalous zone with crustal structures is shown. The paper gives the scheme of averaged $1^\circ \times 1^\circ$ Bouguer anomalies, according to which the map of crustal thickness is compiled; a description of this map is also presented.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбом географических данных 49 рейса нис "Витязь". Западная часть Тихого океана. Ред. Г.Б. Удинцев и др. Ин-т океанологии АН СССР, 1972.
- Белоусов И.М., Левицкая З.Н., Пантелеев В.Л., Строев П.А. Геофизические исследования на возвышенности Ямато. – В сб.: Океанологические исследования, № 23, М., "Наука", 1973.
- Береснев А.Ф., Гайнанов А.Г., Ковылин В.М., Строев П.А. Интерпретация географических данных переходной зоны в районе Японского моря. – В сб. Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Береснев А.Ф., Гайнанов А.Г., Ковылин В.М., Строев П.А. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии части Тихого океана. – В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. № 7. М., "Наука", 1970.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по географическим данным. М., Изд-во МГУ, 1974.
- Вашилов Ю.Я., Гайнанов А.Г., Строев П.А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях. – В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Гайнанов А.Г., Строев П.А., Федынский В.В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. – Вестн. МГУ, серия геол., 1974, № 5.
- Ковылин В.М., Строев П.А. Основные структуры земной коры переходной зоны в области Японского моря. – В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.

- Кулинич Р.Г., Строев П.А.* О строении земной коры в юго-западной части приморского шельфа и континентального склона. — В сб.: Океанологические исследования, № 23, М., "Наука", 1973.
- Липкин Ю.С.* Геоморфологическое районирование котловины Японского моря. — В сб.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Строев П.А.* Аномалии силы тяжести акватории Японского моря. — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 4.
- Строев П.А.* Аномальное гравитационное поле Японского моря. — Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33.
- Строев П.А.* Гравиметрические исследования в Тихом океане в 51-м рейсе нис "Витязь". — В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1974а.
- Строев П.А.* О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Японском морской переходной зоне. — В сб.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8, М., Изд-во МГУ, 1974 б.
- Строев П.А., Павлов Ю.А., Ковылин В.М.* О мощности земной коры в Японском море по сейсмическим и гравиметрическим данным. — Труды СахКНИИ, 1975, вып. 30.
- Строев П.А., Павлов Ю.А., Пантелеев В.Л., Баграмянц В.О.* Измерения силы тяжести в Японском море. — Труды ГАИШ, 1972, 43, вып. 1.
- Строев П.А., Сузюков А.Е., Мирлин Е.Г.* Геофизические исследования хребта Богорова. В сб.: Океанологические исследования, № 23, М., "Наука", 1973.
- Aoki H., Tado T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatu J., Shimamura H., Euruya J.* Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observation. — J. Phys. Earth, 1972, 20, N 2.
- Bouguer anomalies in Japan (mgal). Japan Geographical Survey Institute, 1970.
- Isezaki N., Uyeda S.* Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea. — Marine Geophys. Res. 1973, 2, 51–59.
- Kanamori H.* Study on the crust-mantle structures in Japan. Japan Geophys. Notes, 1963, 16, N 2.
- Nisimura H., Tomioka Y.* Gravity measurements at Japan Sea in 1970. — Data Rept. Hydrogr. Observ., Series Astronomy and Geodesy, N 7. Tokyo, 1972.
- Stroev P.A.* Gravity anomalies in the Sea of Japan. Island arc and marginal sea. Univ Tokyo. Press, 1972.
- Tomoda Y.* Maps of free air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan. Univ. Tokyo Press, 1973.
- Tomoda Y., Segawa J., Takemura T.* Comparison measurements of gravity at sea using a TSSG and a Graf-Askania sea gravimeter. — J. Phys. Earth, 1972, 20, N 3.
- Tsuboi Ch.* Map of Bouguer anomaly distribution in Japan, based on approximately 4500 measurements. — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1954, 4, N 6.
- Yoshii T.* Terrestrial heat flow and features of the upper mantle beneath the Pacific and the Sea of Japan. — J. Phys. Earth, 1972a, 20, N 3.
- Yoshii T.* Features of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies. — J. Phys. Earth, 1972b, 20, N 1.

Ю. А. Павлов, А. Н. Лыков, П. А. Строев

ВЛИЯНИЕ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ
НА ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ
И ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К настоящему времени сейсмическими методами довольно хорошо изучены мощность и скоростные характеристики осадочного слоя Японского моря. Исследования проводятся с 1957 г. Институтом океанологии АН СССР (Андреева, Удинцев, 1958), Всесоюзным научно-исследовательским институтом разведочной геофизики Министерства геологии СССР, Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР, Институтом физики Земли АН СССР (Милашин и др., 1969; Суворов и др., 1968; Глубинное сейсмическое зондирование ..., 1971), Тихookeанским институтом океанологии ДВНЦ АН СССР (Ковылин, Шаяхметов, 1972; Шаяхметов, 1972) и японскими научными учреждениями (Hotta, 1967, Murauchi, 1966).

На различных этапах изучения рядом исследователей составлялись сводные схемы мощностей осадочного слоя в Японском море (Тузов, 1969; Берсенев, Ковылин, 1970). Наиболее полная сводка сведений о мощностях и скоростных характеристиках осадков выполнена Р.Б. Шаяхметовым и В.М. Ковылиным (Ковылин, Шаяхметов, 1972; Шаяхметов, 1972).

По имеющимся данным, наибольшая мощность осадков устанавливается в глубоководных котловинах, где она достигает 1,5–2 км, а на отдельных участках превышает 2 км.

На подводной возвышенности Ямато, разделяющей глубоководные котловины Центральную и Хонсю, мощности осадков составляют менее 1 км, а на вершинах и крутых склонах подводных хребтов Ямато, так же как и на отдельных подводных возвышенностях в пределах котловин, мощности резко сокращаются до нескольких сот метров, а местами полностью выклиниваются, обнажая на поверхности дна породы фундамента. Быстрое выклинивание осадочного слоя наблюдается также в пределах подводных склонов Приморья и о-вов Хонсю и Хоккайдо, где значительные толщи осадков (до 1–1,5 км) устанавливаются лишь в глубоких подводных долинах.

По скоростным характеристикам осадочная толща в районах большой ее мощности подразделяется на два слоя. В верхнем слое мощностью до 1 км скорости растут с глубиной от 1,5 до 1,9 км/сек. В нижнем слое скорость постепенно растет от 1,9 до 2,5 км/сек (Шаяхметов, 1972). Породы фундамента характеризуются скоростями распространения сейсмических волн от 4,8 до 6,7 км/сек.

При таких различиях физических свойств слой осадков мощностью 1 км в зависимости от эффективной плотности, обусловленной разностью плотностей осадков и фундамента, может вызвать гравитационную аномалию от 16 до 30 мгл. Поэтому для изучения глубинного строения Земли и выявления плотностных неоднородностей консолидированной части земной коры необходимо учитывать гравитационное влияние осадочного слоя.

Для вычисления гравитационного влияния осадков мы использовали сведения об их мощности, систематизированные Р.Б. Шаяхметовым (1972). Поскольку скорости распространения сейсмических волн, а следовательно и плотности пород в осадочном слое, изменяются с глубиной постепенно, для расче-

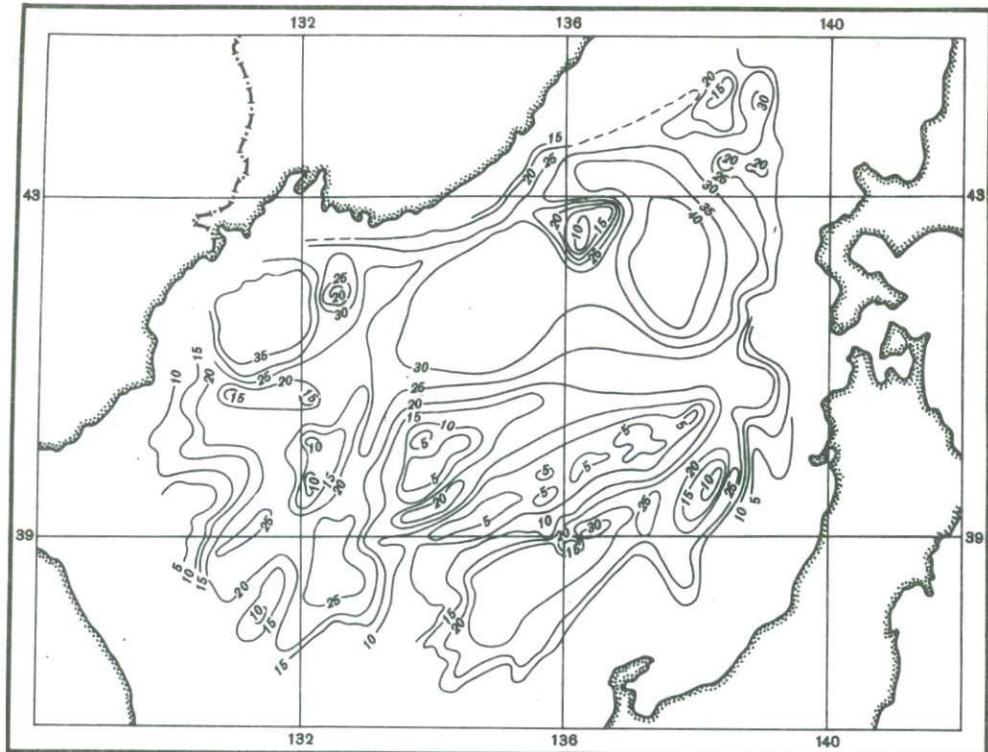


Рис. 1. Гравитационное влияние осадочного слоя с постоянной эффективной плотностью $0,47 \text{ г}/\text{см}^3$ (поправки к аномалиям Буге рассматриваются при объединении водного и осадочного слоев в единый "промежуточный" слой)

тов мы выбрали постоянную среднюю плотность, равную $2,2 \text{ г}/\text{см}^3$, что соответствует скорости распространения сейсмических волн около $2,0 \text{ км}/\text{сек}$. За эффективную принята плотность $0,47 \text{ г}/\text{см}^3$, равная разности плотности промежуточного слоя $2,67 \text{ г}/\text{см}^3$, до которой дополняется плотность слоя воды при вычислениях аномалий Буге, и средней плотности осадочного слоя. Благодаря этому вычисленные величины можно рассматривать как поправки к аномалиям Буге за влияние осадочного слоя, когда в качестве "промежуточного" слоя берутся совместно водный и осадочный слои.

Результаты вычислений показаны на рис. 1 в виде карты гравитационного влияния осадочного слоя с эффективной плотностью $0,47 \text{ г}/\text{см}^3$. Ее можно рассматривать как карту поправок к аномалиям силы тяжести в редукции Буге для объединения водного и осадочного слоев в качестве единого "промежуточного" слоя.

Эти поправки достигают максимальных значений в глубоководных котловинах. В северо-восточной части Центральной котловины они превышают 40 мгл . В пределах остальной наиболее глубоководной части котловины, где дно залегает глубже 3500 м , гравитационный эффект от осадков составляет около 30 мгл . В западной части котловины, в районе глубин дна от 3000 до 3500 м , поле вычисленных гравитационных аномалий заметно дифференцировано. На общем фоне около 20 мгл выделяются отдельные участки площадью от первых сотен до нескольких тысяч квадратных километров, в пределах которых аномалии изменяются от 10 до 35 мгл . По краям Центральной котловины вычисленный гравитационный эффект быстро (с градиентами $0,5 - 1 \text{ мгл-км}$) убывает от $25-20$ до $15-10 \text{ мгл}$.

В котловине Хонсю максимальные величины влияния осадков составляют на отдельных изолированных участках $30-33 \text{ мгл}$, а на большей части котловины — $20-25 \text{ мгл}$.

На отдельных возвышенностях, расположенных среди глубоководных котловин, гравитационный эффект от осадков резко сокращается до 15–10 мгл и менее за счет сокращения мощности осадочного слоя.

В пределах подводной возвышенности Ямато по величинам гравитационного влияния осадочного слоя отчетливо выделяются Северный и Южный хребты и расположенная между ними ложбина. На хребтах аномалии изменяются от 2–5 мгл в их вершинной части до 10–15 мгл у подножий, а в ложбине между ними возрастают до 20 мгл.

В районах континентальных склонов влияние осадочного слоя резко дифференцировано. Вычисленные аномалии изменяются от нулевых значений на участках полного отсутствия осадков до 10 мгл и более в глубоких ложбинах, где мощности осадков возрастают.

Большая изменчивость аномалий (от 5 до 25 мгл) устанавливается также в шельфовых районах, где мощность осадков колеблется в зависимости от рельефа фундамента от первых сотен метров до 1,5 км.

В шельфовых районах и в районе возвышенности Ямато, где осадки залегают на "гранитном" слое, вычисленные величины практически соответствуют реальному эффективному гравитационному влиянию осадочного слоя. В районах глубоководных котловин, где осадки залегают непосредственно на "базальтовом" слое и разность плотностей достигает $0,7 \text{ г}/\text{см}^3$, для получения действительных гравитационных аномалий, обусловленных перепадом плотностей на подошве осадочного слоя, необходимо приведенные величины умножить на коэффициент, равный отношению реальной эффективной плотности к расчетной, т.е. $0,7/0,47 = 1,5$.

На рис. 2 приведена карта гравитационного влияния осадков, вычисленного с эффективной плотностью, равной разности плотностей пород фундамента и

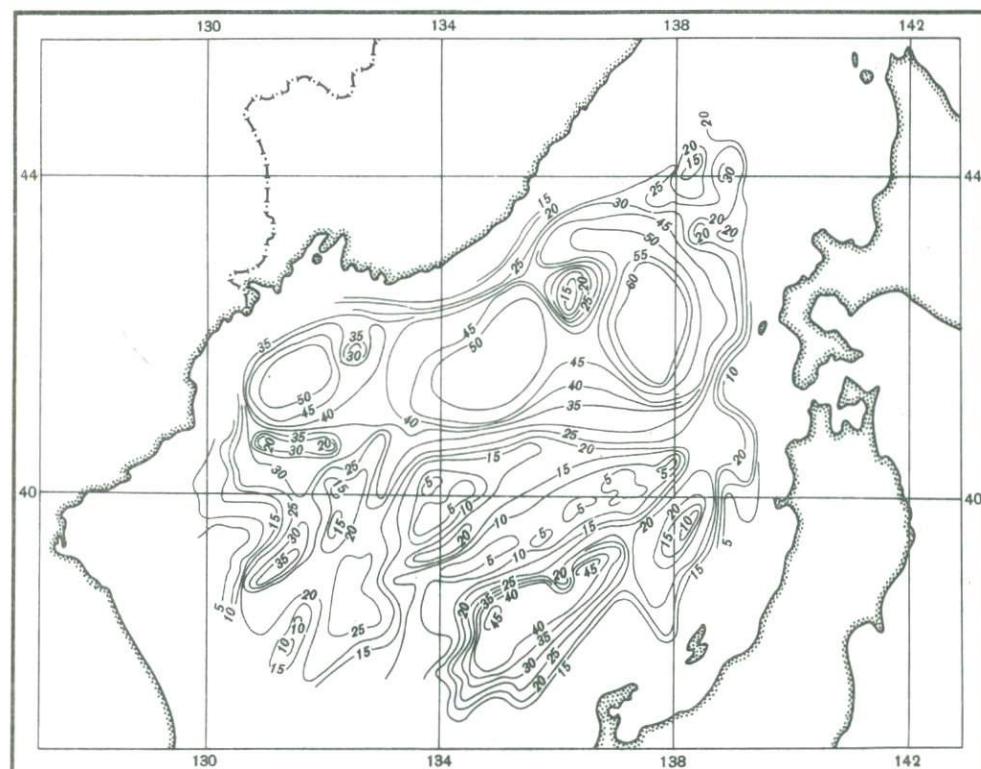


Рис. 2. Гравитационное влияние осадочного слоя с переменной эффективной плотностью, равной разности плотностей осадков и подстилающих пород фундамента (поправки к аномалиям Буге при "замене" осадков породами фундамента)

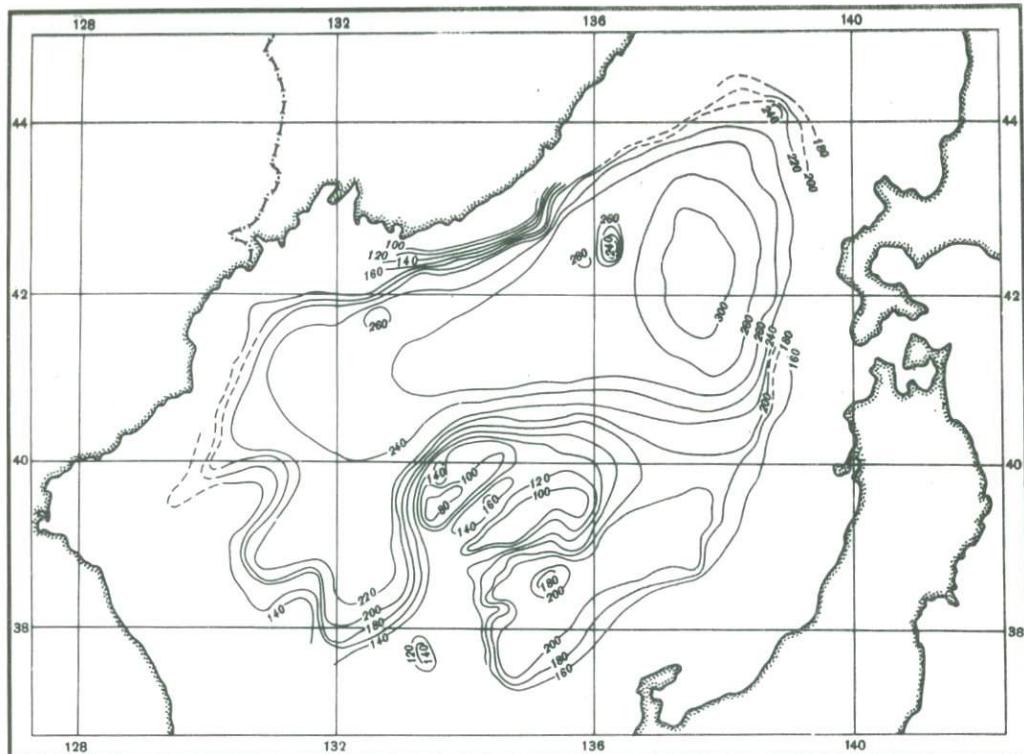


Рис. 3. Карта аномалий Буге с поправками за гравитационное влияние осадочного слоя (включение осадков в составе "промежуточного" слоя)

средней плотности осадков ($2,2 \text{ г}/\text{см}^3$). Ее можно рассматривать как карту поправок к аномалиям силы тяжести для случая замены осадочного слоя подстилающими породами фундамента. В целом эта карта похожа на описанную выше для случая замены осадочного слоя "промежуточным". Основные различия сводятся к разнице величин вычисленных аномалий. Наиболее сильно это сказывается в районах глубоководных котловин, где за счет возрастания эффективных плотностей до $0,7 \text{ г}/\text{см}^3$ вычисленный гравитационный эффект превышает 60 мгл.

Распределение аномалий силы тяжести в редукции Буге после введения поправки за влияние осадочного слоя при объединении его с толщей воды в единый "промежуточный" слой показано на рис. 3. Составленная таким образом карта отражает гравитационное влияние плотностных неоднородностей, расположенных глубже кровли фундамента (кровли "консолидированной" части земной коры) и неоднородностей внутри осадочного слоя, обусловленных отличием реальных плотностей от выбранной средней плотности осадков. Как видно из рис. 3, введение поправки на влияние осадочного слоя упрощает картину распределения гравитационных аномалий и сказывается на увеличении интенсивности последних.

Для оценки влияния осадочного слоя на изостатическое состояние земной коры мы построили корреляционные графики, отражающие зависимость изостатических аномалий силы тяжести от мощности осадочного слоя и гравитационного влияния последнего (рис. 4). Как видно из рис. 4, а, в целом для Японского моря не устанавливается закономерной связи между мощностью осадков и величинами изостатических аномалий. Этот вывод касается также отдельных крупных структур, таких, как глубоководные котловины Центральная и Хонсю и возвышенность Ямато в целом. Отсюда следует, что сделанные ранее выводы (Гайнанов и др., 1972, 1973) о том, что положительные изостатические аномалии глубоководных котловин Японского моря в значительной степени

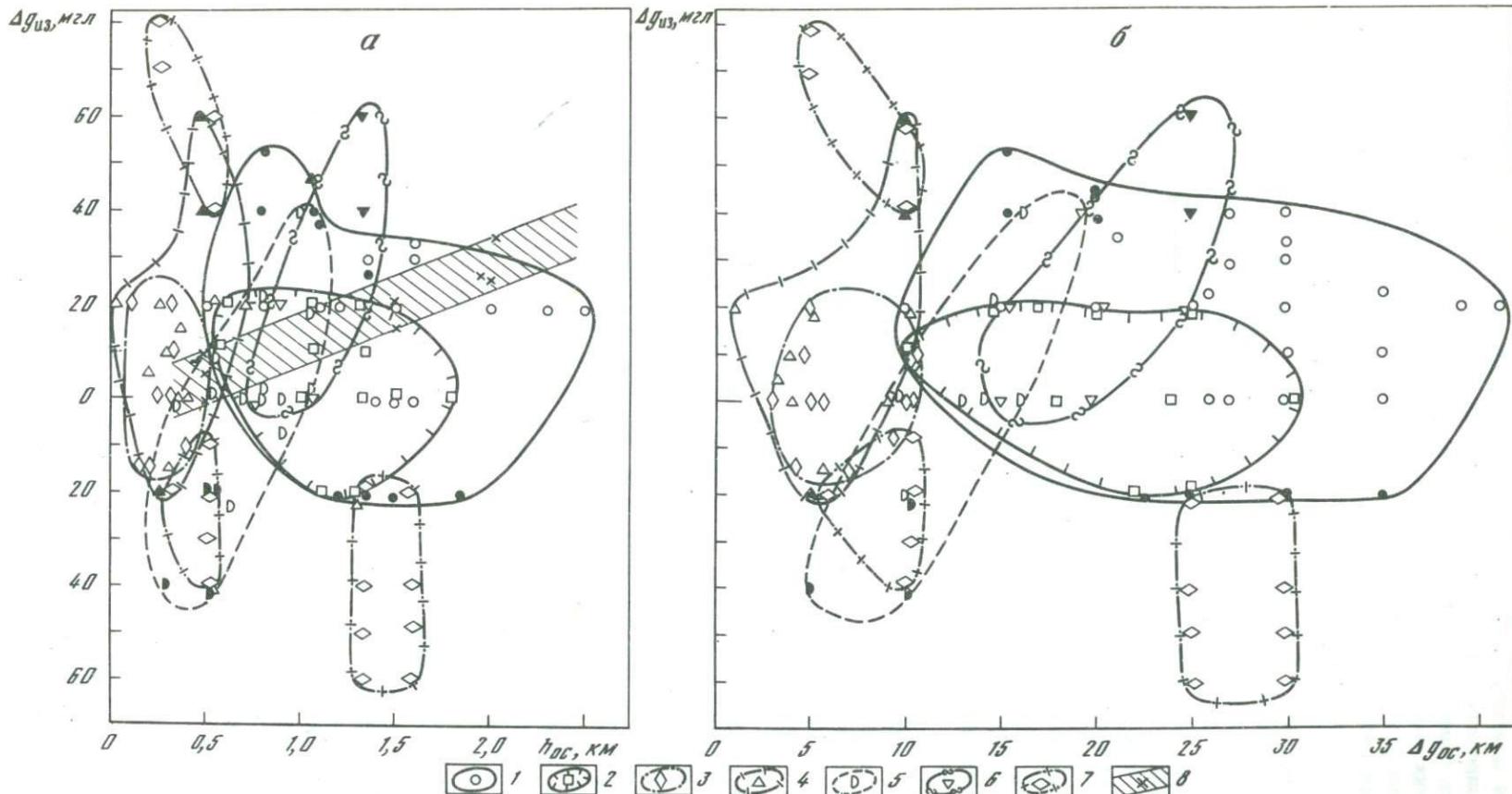


Рис. 4. Корреляционные графики зависимости изостатических аномалий от мощности осадков (а) и от гравитационного влияния последних (б).

Значками и контурами выделены значения, относящиеся к следующим структурам: 1 - Центральная котловина; 2 - котловина Хонсю; 3 - северный хребет возвышенности Ямато; 4 - юж-

ный хребет возвышенности Ямато; 5 - впадина между хребтами Ямато; 6 - Юго-Западная впадина; 7 - вулканические подводные горы; 8 - значения величин, использованных для построения корреляционного графика в работе А.Г. Гайданова и др. (1972, 1973). Заливые значки относятся к границам соответствующих структур.

обусловлены нескомпенсированным слоем осадков, основанные на анализе корреляционной связи между мощностью осадков и изостатическими аномалиями, очевидно, базировались на недостаточно представительном материале.

В пределах более мелких структур, в частности в сравнительно локальных прогибах, таких, как прогиб между хребтами Ямато, и между о-вами Уллындо и Лианкур, коэффициент корреляции изостатических аномалий с мощностью осадков составляет соответственно 0,8 и 0,7, что указывает на заметное влияние на изостазию земной коры нескомпенсированных осадков в этих и, по всей видимости, более мелких депрессиях морского дна. Общее уравнение регрессии, связывающее величины изостатических аномалий с осадками в рассматриваемых депрессиях, имеет вид $\Delta g_{из} = 89 h - 68$, где $\Delta g_{из}$ – аномалии силы тяжести в изостатической редукции (в мгл), h – мощность осадков (в км).

Локальные подводные возвышенности и отдельные вулканические горы находят отражение на корреляционном графике в виде отдельных групп точек, свидетельствующих об отсутствии какой-либо закономерной связи между изостатическими аномалиями и мощностями осадков в их пределах. В то же время для некоторых групп подводных гор намечается обратная зависимость – чем меньше мощность осадков, тем более значительны изостатические аномалии. Это обусловлено тем, что нарушение изостазии под отдельными локальными возвышенностями морского дна, возникающее за счет удержания их прочностью земной коры, пропорционально величине воздымания возвышенностей над средним уровнем дна. А чем более воздымается подводная гора над окружающими участками и чем круче ее склоны, тем, естественно, меньше мощность осадков на ней.

На графике корреляционной зависимости изостатических аномалий от гравитационного влияния осадков (рис. 4, б) указанные выше закономерности сохраняются, но соотношения анализируемых величин в пределах локальных депрессий в отличие от предыдущего графика заметно отличаются. Если на рис. 4, а области точек, соответствующих депрессиям, расположенным на Ямато и между о-вами Уллындо и Лианкур, значительно перекрывались, то на рис. 4, б они располагаются обособленно друг от друга, хотя их большие оси практически параллельны. Это обусловлено, по-видимому, тем, что в первом случае учитывалась только мощность осадков, а во втором, кроме того, учтена ограниченность их распространения по площади. Поэтому корреляционные соотношения на рис. 4, б, вероятно, более реально отражают влияние осадков на изостазию земной коры. Уравнения регрессии для депрессий в этом случае имеют вид: для депрессии между хребтами Ямато $\Delta g_{из} = 6\Delta g_{oc} - 66$, для депрессии между о-вами Уллындо и Лианкур $\Delta g_{из} = 6\Delta g_{oc} - 92$, где Δg_{oc} – гравитационное влияние осадков. Для других локальных депрессий установить аналитическую зависимость между изостатическими аномалиями и гравитационным влиянием осадков пока не представляется возможным из-за недостатка соответствующих данных.

Таким образом, выполненный анализ показывает, что гравитационное влияние осадков на большей части Японского моря характеризуется значительными величинами – в несколько десятков миллигал, – и поэтому при любых количественных интерпретациях аномалий силы тяжести его необходимо учитывать.

В целом для Японского моря и отдельных крупных его структур установлено, что осадки изостатически скомпенсированы. Но в пределах локальных прогибов они, по всей видимости, удерживаются за счет прочности земной коры и оказывают заметное влияние на нарушение изостазии последней.

ABSTRACT

The thickness of sediments in the Sea of Japan varies from several tens of meters to 2 km. By velocity and density characteristics the sedimentary layer is differentiated into two layers. At such differences in physical properties of sediments and foundation it is necessary to take into consideration the gravitational influence of the se-

dimentary layer (when it is well studied), usually attributed to the layer of consolidated crust with the density of "granites" and "basalts".

According to the map of sediments, the corrections to the Bouguer anomalies were calculated for the sediment effect. In basins these corrections reach 40 mgal, on uplifts they are 5–10 mgal. The paper also presents the scheme of Bouguer anomalies with corrections and the study of the influence of the sedimentary layer on the isostasy of the sea basin.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева И.Б., Удинцев Г.Б. Строение дна Японского моря по данным исследований на "Витязь". – Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Берсенев А.Ф., Ковылин В.М. Рельеф фундамента и строение осадочной толщи центральной части Японского моря. – Океанология, 1970, 10, вып. 1.
- Гайнаев А.Г., Исаев Е.Н., Строве П.А., Ушаков С.А. Об изостатическом состоянии коры в пределах Японского моря. – В сб.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 8. М., "Наука", 1972.
- Гайнаев А.Г., Исаев Е.Н., Строве П.А., Ушаков С.А. Изостазия и глубинное строение коры Японского моря. – В сб.: Океанологические исследования, № 23. М., "Наука", 1973.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино–Хоккайдо–Приморской зоны. М. "Наука", 1971.
- Ковылин В.М., Шалхметов Р.Б. Строение и структура осадочного чехла и подстилающего фундамента в Японском море. – Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33.
- Милашин А.П., Снеговской С.С., Тузев И.К. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн. – Докл. АН СССР, 1969, 183, № 5.
- Суворов А.А., Тузев И.К., Жильцов Э.Г., Алексеев Б.В., Куликов А.А. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря. – Геол. и геофиз., 1968, № 9.
- Тузев И.К. Геофизические исследования дальневосточного сектора Тихоокеанского кольца. – Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20.
- Шалхметов Р.Б. Распределение мощности осадочного чехла в Японском море. – В сб.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Hotta H. The Structure of sedimentary layer in the Japan Sea. – Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1967, 18.
- Murauchi S. Explosion seismology, pt 2. Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan 1965–1966. The National Comm UMP Science Council of Japan, 1966.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ
КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ
ПО ДАННЫМ СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ
СПОСОБОМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЛУЧА

В 1973 г. в пределах абиссальной равнины южной части Курильской глубоководной котловины Сахалинским КНИИ Дальневосточного научного центра АН СССР проведено около 1000 км профилей методом отраженных волн (рис. 1) в модификации центрального луча с использованием электроакустического генератора "Волна", энергия разряда электрических импульсов которого составляет 70–150 кдж (Лукъянов и др., 1968). Получен обширный материал с временем прихода отражений до 7,5–8,0 сек, позволяющий составить довольно полное впечатление о строении верхней части осадочного слоя котловины.

На временных разрезах вслед за отражением от дна моря в интервале 0,8–1,2 сек прослеживается группа интенсивных отражений, следующих друг за другом через 0,1–0,2 сек. Количество их составляет в среднем 6–10. Далее, в промежутке времени 1,5–2,0 сек от дна моря, систематические колебания отсутствуют или встречаются спорадически. После этого интервала времени выделяется группа хаотически расположенных друг относительно друга отражений с искривленными осями синфазности. Протяженность прослеживания каждого из отражений сравнительно невелика и не превышает в среднем несколько километров, в то время как группа в целом прослеживается на протяжении 100–150 км, хорошо опознаваясь через разрывы в корреляции. Время регистрации отражений этой группы изменяется от 5,5 до 8 сек. В соответствии с волновой картиной построен и разрез изученной части осадочного слоя котловины.

Непосредственно под дном моря залегает толща слабо дислоцированных отражающих границ мощностью в среднем около 700 м (рис. 2). В верхней части этой толщи (I) границы залегают практически горизонтально и согласно дну моря, а в прибортовых участках котловины они наклонены под углами до 7°. Размеры наиболее крупных структур, как, например, прогиба в районе пикетов 150–220 пр. 37, осложняющего низы толщи, достигают 400 м при ширине до 70 км. Амплитуда и ширина перегиба на пикетах 90–190 пр. 21–ГСЗ достигают соответственно 400–500 м и ~100 км. Эти структуры осложнены более мелкими складками с размерами 10–20 км при амплитуде до 100–150 м. По направлению к сводам мощность слоев, как правило, уменьшается, что свидетельствует о конседиментационной складчатости.

Степень дислоцированности этой толщи увеличивается к прибортовым участкам котловины. Особенно это характерно для ее прикурильского борта. Здесь наблюдаются складки амплитудой до 600–700 м при их ширине ~20 км. Амплитуды складок и углы наклона слоев на их крыльях уменьшаются по мере продвижения снизу вверх по разрезу. Вблизи дна моря слои залегают субгоризонтально и соответственно структуры этой толщи в рельефе дна моря практически не отражаются.

Из-за недостатка информации составить достоверные представления о строении нижней толщи (II) трудно. Можно лишь отметить, что, в отличие от

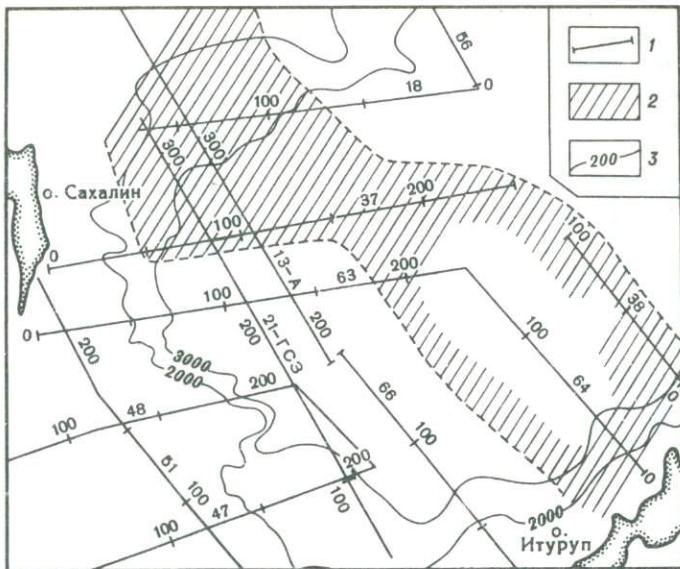


Рис. 1. Схема расположения профилей

1 – сейсмические профили; 2 – акватории, в пределах которых прослежен опорный отражающий горизонт; 3 – изобаты (м)

вышележащей, она сложена более однородными по физическим свойствам породами с плохими отражающими свойствами. Степень дислоцированности ее слоев больше, чем верхней, мощность составляет 500–1500 м.

Подстилается нижняя толща опорным отражающим горизонтом, который в основном по техническим причинам зарегистрирован неповсеместно. Он хорошо прослежен в присахалинской части глубоководной впадины, а также к северо-западу от о-ва Итуруп (см. рис. 1). Здесь он был выделен еще в 1967 г. при работах со взрывами (Лившиц, 1972; Снеговской, 1972). Не удалось проследить этот горизонт в южной части котловины, где профили отрабатывались в конце сезона, когда мощность электроакустического генератора из-за выхода из строя емкостей уменьшилась до 70 кдж. Другой возможной причиной этого является ухудшение к концу сезона качества сейсмососы. Вместе с тем не исключается влияние и геологических факторов. Например, при работах по пр. 21-ГСЗ (см. рис. 2) при всех прочих равных условиях этот горизонт прослежен вблизи Сахалина и отсутствует в центральной и прикурильской частях.

В соответствии с особенностями волновой картины опорный горизонт состоит из серии коротких, различно ориентированных отражающих границ, вместе образующих слой мощностью 500 м и более (см. рис. 2). В центральной части котловины кровля опорного горизонта залегает сравнительно спокойно, образуя впадину амплитудой 1,0–1,5 км при размерах 100 x 100 км. Ее глубина колеблется здесь от 5,5 до 7,0 км. В прибрежных частях котловины рельеф рассматриваемого горизонта сильно расчленен. Мощность толщи под кровлей опорного горизонта, охарактеризованной отражающими границами, в отдельных участках достигает 2000 м.

Какова геологическая природа опорного отражающего горизонта?

В отличие от Японского моря (Милашин и др., 1968), этот горизонт, по-видимому, нельзя отождествлять с кровлей базальтового слоя, так как в центральной части котловины она залегает глубже его на 2000–2500 м.

Вместе с тем отсутствие протяженных отражающих границ внутри толщи, подстилающей этот горизонт, свидетельствует, по-видимому, о том, что она сложена в достаточной степени уплотненными и консолидированными породами. Особенности этого горизонта, составленного, как отмечалось, из серии ко-

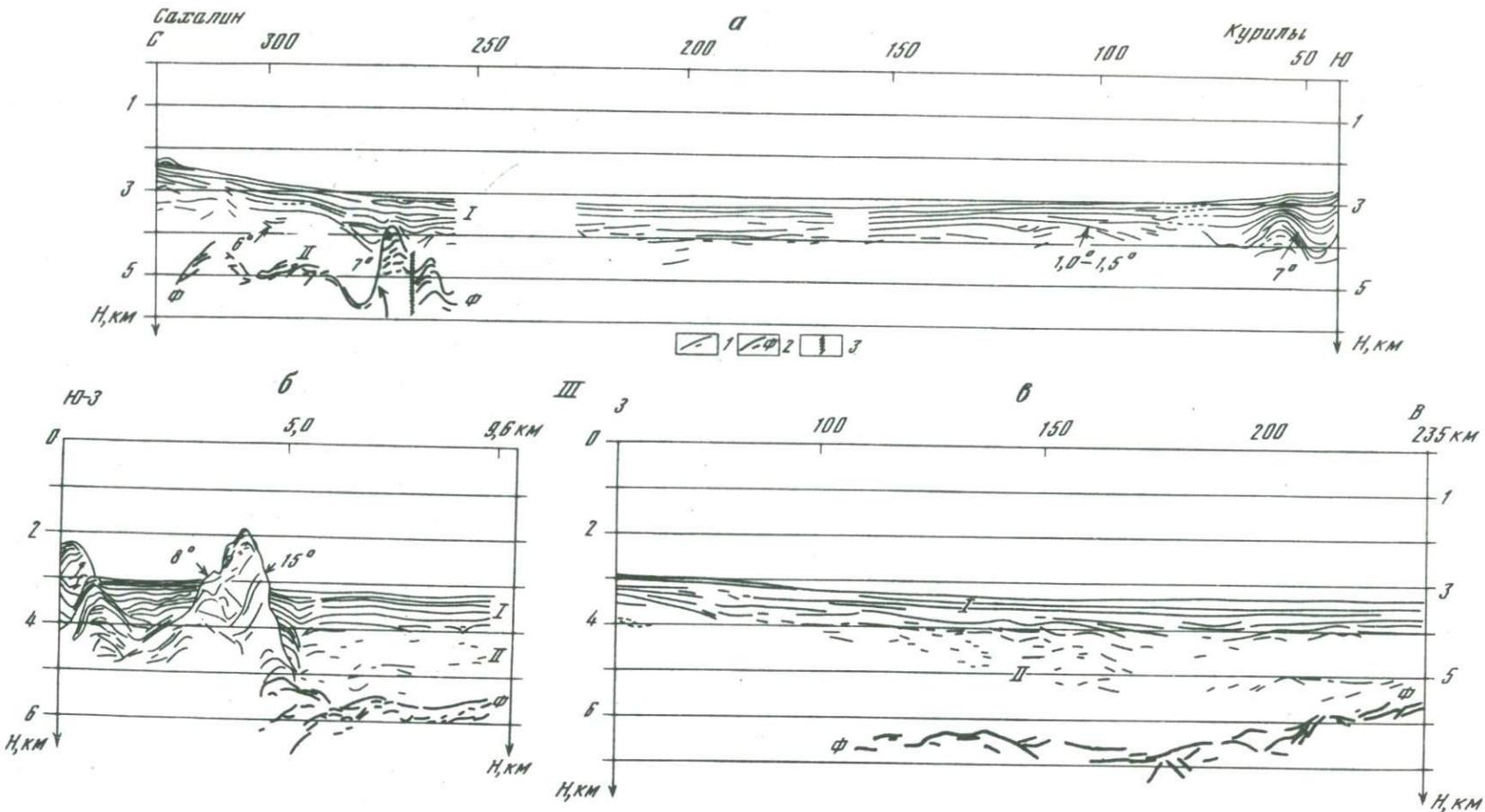


Рис. 2. Сейсмические разрезы

а - пр. 21-ГСЗ; б - пр. 38; в - пр. 37,

1 - отражающие границы; 2 - опорный отражающий горизонт; 3 - разломы

ротких и наклоненных под разными углами отражающих границ, напоминает волновую картину от кровли фундамента Западно-Сибирской плиты (Туезов, Ковалевский, 1961). Возможно, и в Южно-Охотской глубоководной котловине опорный отражающий горизонт отождествляет собой кровлю складчатого фундамента и слоев в его верхней части.

Возвращаясь к вопросу о поведении и характере опорного отражающего горизонта в прибрежных частях котловины, следует отметить, что выделяемые здесь структуры можно разделить на два типа.

Структуры первого типа характеризуются сравнительно небольшими амплитудами и небольшими углами наклона крыльев. Первые из них не превышают в среднем 1000–1500 м, вторые – 6–8°. Относительно спокоен и их рельеф (пк 280–320 пр. 21-ГСЗ, см. рис. 2).

К второму типу отнесены островерхие горы типа поднятий на пк 270 пр. 21-ГСЗ, на 2 и 40 пикетах пр. 38 (см. рис. 2). Поднятие этого типа, зафиксированное пр. 21-ГСЗ в присахалинской части глубоководной котловины, имеет асимметричное строение с более крутым северным крылом и осложненным разломом и структурой более высокого порядка южным. Амплитуда его достигает 2000 м при ширине основания 20–25 км. Угол наклона северного крыла превышает 20°. Глубина моря в районе поднятия составляет 3150 м. Его вершина перекрыта осадками мощностью около 1000 м.

Глубина моря в районе поднятий, зафиксированных пр. 38 в прикурильской части глубоководной котловины, составляет 3000–3250 м. Угол наклона северо-западного крыла поднятия на пикете 40 составляет 15° при амплитуде около 4000 м. Угол наклона юго-восточного крыла этого поднятия и северо-западного второго поднятия составляет в среднем 8°, а их амплитуда – около 2500 м. Значительная часть поднятий погребена под осадками и только их верхние части высотой 800–1400 м возвышаются над уровнем моря. Оба поднятия отделены друг от друга прогибом шириной около 25 км, выполненного осадками мощностью до 1400 м. Мощность осадков, примыкающих к северному поднятию со стороны глубоководной котловины, составляет 2500 м. Ширина основания этого поднятия составляет 30 км.

Прикурильские структуры рассматриваемого типа характеризуются весьма расчлененным рельефом. Рельеф присахалинских поднятий более спокоен. Все структуры второго типа в той или иной степени (прикурильские – более, присахалинские – менее) насыщены отражающими границами. Отражающие границы сложно изогнуты, характеризуются крутыми углами наклона, часто падают в разные стороны, образуют выклинивающиеся слои и др. О сложном характере отражающих границ внутри поднятий свидетельствует большое число дифрагированных волн, регистрирующихся в поле временем этих поднятий.

Учитывая все сказанное относительно строения структур второго типа, можно сделать вывод о принадлежности их к числу вулканических построек, погребенных под осадками в присахалинской части. Предположение об их вулканической природе особенно вероятно для поднятий, зафиксированных пр. 38 в связи с их соседством с Курило-Камчатской вулканической зоной. По сравнению с присахалинскими структурами они в большей степени напоминают вулканические постройки и по своей морфологии и внутреннему строению.

Если структуры второго типа являются вулканическими постройками, покоящимися на складчатом фундаменте, то опорный отражающий горизонт должен прослеживаться в их основании. Однако это нигде в достаточном отчетливом виде не зафиксировано. Наоборот, складывается впечатление, особенно для присахалинских структур, что опорный горизонт участвует в их строении, образуя кровлю.

Рассмотрев по данным метода отраженных волн строение верхней части осадочного слоя котловины, следует констатировать, что она состоит из двух толщ. Верхняя из них мощностью около 700 м насыщена субгоризонтальными отражающими границами, в нижней (мощность 500–1500 м) они практически отсутствуют. Нижняя толща подстилается отражающим горизонтом. Его

глубина колеблется от 3000 до 7000 м. В центральной части котловины он залегает спокойно, вблизи бортов образует различные по амплитуде и углам наклона слоев структуры. Высказывается предположение, что островерхие поднятия в прикурильской и присахалинской частях глубоководной котловины имеют вулканическую природу. Опорный отражающий горизонт вне этих структур условно отождествляется с кровлей складчатого фундамента. Предполагается, что последний входил в свое время в состав складчатого основания Охотоморской плиты, выделяемой многими исследователями в центральной и северной частях Охотского моря. Это подтверждается, в частности, материалами пр. XVI, проведенного вкрест простирания северного борта котловины (Снеговской, 1972); характерная для молодых платформ двухэтажная структура, состоящая из фундамента и осадочного чехла, здесь прослеживается из центральной части моря в глубоководную котловину.

В заключение необходимо отметить, что для определения геологической природы опорного отражающего горизонта, являющегося ключом к разгадке геологической природы глубоководной котловины, необходимо провести работы методом преломленных волн, которые позволили бы определить скоростную характеристику этого отражающего горизонта.

ABSTRACT

The paper discusses results of works by the method of seismoprofiling and modification of the central beam in the southern part of the Kuril deep water basin, conducted in 1973 by the Sakhalin Complex Scientific Research Institute of the Far East Scientific Center, Academy of Sciences of the USSR. It has been established that directly below the sea bottom a layer is deposited with subhorizontal reflecting boundaries about 700 m thick. Still lower a seismically mute layer 500–1500 m thick is revealed. The latter is underlaid by the basic reflecting horizon, the deposition depth of which varies from 5500 to 7000 m. A supposition is suggested that this horizon coincides with the roof of the folded foundation. Submarine volcanic structures, partially buried under the sediments, were specified in the Kuril part of the basin.

ЛИТЕРАТУРА

- Лившиц М.Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований. – Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33, 168–176.
- Лукьянин Н.П., Сахаров Ю.И., Быков А.А. Результаты исследований электроимпульсного возбуждения упругих волн в комплексе с накоплением сигналов в сейсморазведке. – Труды Куйбышевского НИИ нефтяной промышленности; 1968, вып. 40.
- Милашин А.П., Снеговской С.С., Тузов И.К. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн. – Докл. АН СССР, 1968, 183, № 5, 1060–1063.
- Снеговская С.С. Осадочные отложения и некоторые аспекты геологического развития Курильской котловины (Охотское море). – Труды СахКНИИ, 1972, вып. 33, 176–183.
- Тузов И.К., Ковалевский Г.Л. Строение второго структурного этажа Ишим–Иртышского междуречья в свете геофизических данных. – Геол. и геофиз., 1961, № 4, 88–95.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Йосии Т. Строение коры и верхней мантии под Тихим океаном, Японскими островами и Японским морем	7
Косминская И.П., Капустян Н.К. Поля продольных волн для обобщенной сейсмической модели коры океанического типа	14
Зеерев С.М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана	28
Вольковский Б.С. Структура и скоростные параметры земной коры и верхней мантии Дальнего Востока	35
Хамада К. Аномалии времен пробега продольных сейсмических волн и строение верхней мантии в Японии	40
Окада Х., Судзуки С., Мория Т., Асано С. Строение коры по профилю, проходящему через южную часть о-ва Хоккайдо, Япония	56
Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей	67
Кисимото Е., Оике К. Микросейсмичность и ее тектонический смысл во внутренней зоне Юго-Западной Японии	78
Андо М. Сейсмотектоника северной окраины плиты Филиппинского моря	90
Симамура Х., Асада Т., Сакаджира Н., Асанума Т., Удинцев Г.Б., Косминская И.П., Миронова В.И., Холопов Б.В. Советско-японский сейсмический эксперимент на плато Заурипик в 1971 г.	100
Сугимура А. Косвенная корреляция между химическим составом магм и глубиной фокуса землетрясений	108
Халакава М. О подземных источниках тепла на о-ве Хоккайдо, Япония	113
Красный М.Л., Кочергин Е.В. Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	117
Строев П.А. Аномалии Буге и мощность земной коры в Япономорской переходной зоне	127
Павлов Ю.А., Лысков А.Н., Строев П.А. Влияние осадочного слоя Японского моря на гравитационные аномалии и изостатическое состояние земной коры	137
Туезов И.К. Строение осадочного слоя Курильской глубоководной котловины по данным сейсмопрофилирования способом центрального луча	144

CONTENTS

Introduction	5
Yoshii T. Crust and upper mantle structure beneath the Pacific Ocean, the Japanese Islands and the Sea of Japan	7
Kosminskaya I.P., Kapustian N.K. Longitudinal wave fields for the generalised seismic model of the crust of the oceanic type	14
Zverev S.M. Seismic properties of the Earth's crust and upper mantle of the north-western part of the Pacific Ocean	28
Volvovskiy B.S. Structure and velocity parameters of the Earth's crust and upper mantle of the Far East	35
Hamada K. P-traveltime anomalies and upper mantle structures beneath Japan, review of Japanese seismological investigations	40
Okada H., Suzuki S., Moriya T., Asano S. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan	56
Tarakanov R.Z., Kim Chun Un., Sukhomlina R.I. Regularities of spatial distribution of hypocenters of the Kuril-Kamchatka and the Japanese regions, and their connection with the peculiarities of the geophysical fields	67
Kishimoto Y., Oike K. Microseismicity and its tectonic significance in the inner zone Southwest Japan	78
Ando M. Seismotectonics of great historical earthquakes along the northern margin of the Philippine Sea plate	90
Simamura H., Asada T., Sakajiri N., Asanuma T., Udintsev G.B., Kosminskaya I.P., Mironova V.I., Kholopov B.V. The Soviet-Japanese seismic experiment of the Eauripik plateau in 1971	100
Sugimura A. Indirect correlation between chemical composition of magmas and focal depth of earthquakes	108
Hayakawa M. On the subterranean heat sources at Hokkaido, Japan	113
Krasniy M.L., Kochergin Ye. V. The nature of regional magnetic anomalies in the north-western part of the Pacific mobile belt	117
Stroyev P.A. The Bouguer anomalies and crustal thickness in the transition zone of the Sea of Japan	127
Pavlov Yu.A., Lyskov A.N., Stroyev P.A. The effect of the sedimentary layer of the Sea of Japan on gravity anomalies, and the isostatic state of the Earth's crust . .	137
Tuyezov I.K. Structure of the sedimentary layer of the Kuril deepwater basin by the data of seismic profiling with the central ray technique	144

УДК 550.312

Строение коры и верхней мантии под Тихим океаном, Японскими островами и Японским морем. Йосии Т. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 5-13.

С целью исследования неоднородности верхней мантии рассматриваются остаточные, или мантийные, аномалии силы тяжести. Изучение остаточных аномалий силы тяжести приводит к выводу о весьма сложном строении литосфера под Японскими островами и Японским морем и о постепенном, но заметном изменении строения среды при переходе к Тихому океану.

Ил. 10. Библ. 14 назв.

УДК 550.34

Поля продольных волн для обобщенной сейсмической модели коры океанического типа. Косминская И.П., Капустян Н.К. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 14-27.

В настоящей работе рассмотрены кинематические и динамические особенности волновых полей первых продольных волн для двух вариантов обобщенной модели коры океанического типа статистической модели Г.Шора, Г.Менарда и Р.Райта и новой, более детальной обобщенной модели (по данным Д.Хассонга, С.М. Зверева, И.П. Косминской и др.). Рассмотрены соотношения амплитуд продольных волн, регистрируемых буйковыми и донными сейсмическими станциями, и показано, что они определяются свойствами осадков на дне.

Ил. 8. Табл. 4. Библ. 17 назв.

УДК 550.34

Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана. Зверев С.М. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 28-34.

Обсуждается распределение сейсмических параметров (отражающие свойства, скорости, градиенты скоростей) для профилей глубинного сейсмического зондирования в северо-западной котловине Тихого океана. В области ложа океана и прилегающего склона желоба свойства как поверхности дна, так и подошвы рыхлых осадков близки между собой.

В области ложа океана земная кора, близкая по структуре к типично океанической, имеет сложную тонкую структуру, выражющуюся в изменениях градиентов скорости и появлении в отдельных местах дополнительных границ раздела ниже поверхности M .

Ил. 8. Библ. 11 назв.

УДК 550.34

Структура и скоростные параметры земной коры и верхней мантии Дальнего Востока. Вольновский Б.С. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 35-39.

В статье рассмотрены скоростные параметры отдельных блоков земной коры и верхней мантии Дальнего Востока. Здесь сложный характер рельефа поверхности Мохоровичча подчеркивается резкой изменчивостью граничных скоростей сейсмических волн вдоль нее. На основе экспериментальных данных каждый такой блок охарактеризован граничными скоростями для "гранитного" и "базальтового" слоев. Даны также некоторые представления о структуре земной коры этого региона.

Ил. 2. Табл. 1. Библ. 3 назв.

Аномалия времен пробега продольных сейсмических волн и строение верхней мантии в Японии. Хамада К. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 40–55.

Дается краткий обзор исследований, касающихся крупномасштабной горизонтальной неоднородности верхней мантии под Японскими островами. Ранее проведенные исследования верхней мантии под Японией позволили обнаружить аномальную структуру. Для дальнейшего развития подобного исследования необходим был точный количественный анализ. Использовав времена пробега до японских станций сейсмических волн при взрыве Кэнкин, была построена модель верхней мантии (на основании работы Уцу) и приведены аномалии теоретически ожидаемых времен пробега. Данные сопоставлены с реально наблюдавшимися аномалиями при указанном взрыве.

Ил. 21. Библ. 33 назв.

УДК 550.34

Строение коры по профилю, проходящему через южную часть о-ва Хоккайдо, Япония. Окада Х., Судзуки С., Мория Т., Асано С. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 56–66.

Чтобы выяснить строение земной коры вдоль профиля между мысом Эримо и п-овом Сякотан в южной части о-ва Хоккайдо (Япония), анализировались данные первых вступлений волн от взрывов, произведенных в 1968 г. в море у побережья мыса Эримо и в 1969 г. в море вблизи побережья п-ова Сякотан и в карьере Тейне (Тейне–Кворри). Использовался метод фиксированной системы регистрации и подвижной точки взрыва; сейсмограммы были получены станциями, находящимися на суше и ведущими записи на магнитной ленте.

Было определено строение земной коры для северо–западной половины профиля. Под районом взрывов в Японском море кора состоит из "гранитного" и "базальтового" слоев почти одинаковой мощности и в точке, находящейся от береговой линии на расстоянии около 50 км, имеет толщину порядка 17 км.

Толщина коры резко возрастает в направлении суши и достигает приблизительно 30 км в точке, отстоящей на 40 км от береговой линии, где "базальтовый" слой примерно вдвое толще "гранитного". Скорости в каждом слое коры и в верхней мантии получаются довольно малыми, хотя аномалии силы тяжести, вычисленные для данной структуры, хорошо согласуются с наблюдаемыми.

Ил. 8. Библ. 15 назв.

УДК 550.34

Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило–Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей. Тараканов Р.З., Кия Чун Ун и Сухомлинова Р.И. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, М., "Наука", 1977, с. 67–77.

Дается анализ особенностей пространственного распределения гипоцентров около 8 тыс. землетрясений ($4-8^{1/2}$) Курило–Камчатской, Японской и Идзу–Бонинской зон, переплетающихся в сложный тектонический узел. По падению и простирации изменяется как мощность фокальных зон (от 50 до 100 км), так и углы их наклона (от 36 до 60°).

Отмечено уменьшение глубин до нижней кромки фокальной зоны в местах пересечения относительно древних дуг (Японской и Сахалино–Хоккайдской) молодыми (Идзу–Бонинской и Курило–Камчатской). Для района Японии выделяется двойная фокальная поверхность с падением как под Азиатский континент, так и под Тихий океан.

Намечаются связи особенностей пространственного распределения гипоцентров с аномалиями геофизических полей.

Предполагается, что фокальные зоны являются областями напряжений, об разованными на границе континентальных и океанических блоков земной коры и верхней мантии в результате неравномерного ротационного режима Земли.

Ил. 7. Библ. 41 назв.

УДК 550.34

Микросейсмичность и ее тектонический смысл во внутренней зоне Юго-Западной Японии. Кисимото Е., Оике К. В сб.: Результаты геофизических исследований от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 78-89.

Рассматриваются микросейсмичность и ее связь со строением земной коры и геологией, причем в качестве модели принимается внутренняя зона Юго-Западной Японии.

Микроземлетрясения приурочены главным образом к верхней части коры и явно коррелируются с геологическими структурами различных размеров. Механизмы и сильных, и слабых, и микроzemлетрясений предполагают, что напряжением, вызывающим землетрясение в земной коре, является тектоническое сжатие широтного (восток-запад) направления. Однако имеются данные о том, что в самой верхней части мантии в районе тихоокеанского побережья существует тектоническое сжатие в меридиональном (север-юг) направлении.

Существование двух различных линий сжатия (одного в направлении восток-запад и осуществляемого тихоокеанской плитой и другого в направлении север-юг и осуществляемого плитой Филиппинского моря) – наиболее вероятное объяснение возникновения землетрясений и тектонических процессов.

Ил. 12. Библ. 16 назв.

УДК 550.34

Сейсмотектоника северной окраины плиты Филиппинского моря. Андо М. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 90-99.

Механизмы многочисленных очагов исторических землетрясений с магнитудой, равной или превышающей 8, произошедших вдоль владин Нанкай и Сагами, в настоящее время пересматриваются с точки зрения современной сейсмологии. Все эти землетрясения хорошо интерпретируются в терминах простой модели, которая включает взаимодействие между плитой Филиппинского моря и Азиатской плитой. Целью данной работы является нахождение исчерпывающего объяснения сейсмотектонических явлений в этом районе и предсказание возможных точек сильных землетрясений в ближайшем будущем путем исследования пространственно-временной структуры крупнейших землетрясений прошлого.

Ил. 7. Табл. 3. Библ. 15 назв.

УДК 550.34

Советско-японский сейсмический эксперимент на плато Эаурилик в 1971 г. Симамура Х. и др. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 100-107.

Приведены результаты однодневного советско-японского сейсмического эксперимента, проведенного нис "Витязь" и нис "Хакухо-Мару" 7 марта 1971 г. на плато Эаурилик в Тихом океане.

Задачей эксперимента была совместная регистрация взрывов советскими и японскими донными станциями для сравнения их параметров.

Место для эксперимента было выбрано так, чтобы одновременно решалась небольшая, но важная геофизическая задача – получение системы наблюдений для составления сейсмического разреза вдоль плато Эаурилик в районе скв. 62 "Гломар Челленджер", где уже ранее японскими и американскими геофизиками был пройден сейсмический профиль вкрест простирации плато.

Полученные данные о величинах сигналов и фоне помех на советской и японской аппаратуре хорошо согласуются, что дает возможность планировать будущие совместные эксперименты. Скоростной разрез коры вдоль плато дает представление о пространственном положении корытообразного углубления границы M под поднятием Эаурилик.

Ил. 9. Библ. 5 назв.

УДК 550.34

Косвенная корреляция между химическим составом магм и глубиной фокуса землетрясений. Сугимура А. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 108–112.

Исследовалась количественная корреляция между химическим составом лав и глубинами до сейсмической зоны на примере вулканического пояса Восточной Японии. Корреляция между нормативным составом пород и глубиной заключается в следующем: 1) коэффициент корреляции возрастает с числом комбинаций использованных минералов, однако, если рассматривается более четырех минералов, увеличение коэффициента – незначительное; 2) максимальное значение коэффициента корреляции для четырех нормативных минералов всей группы вулканических пород составляет 0,714, базальтовых – 0,862, андезитовых – 0,574 и для дайков и риолитов – 0,574. Таким образом, базальтовые породы отличаются наиболее высокой корреляцией с глубинами фокуса землетрясения.

Предполагается, что первичные магмы из островных дуг образовывались в результате частичного плавления (субстрата) в пределах выклинивания области низких тепловых потоков. По-видимому, состав первичных магм отражает среднюю глубину или, иначе говоря, мощность выклинивания области низких тепловых потоков, которая в свою очередь, возможно, отражает глубину фокуса землетрясений в мантии.

Ил. 4. Библ. 11 назв.

УДК 550.36

О подземных источниках тепла на о-ве Хоккайдо, Япония. Хаякава М. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 118–116.

Возраст подземных источников тепла может быть определен путем анализа распределения поля температур вблизи поверхности или данных о профиле теплового потока с помощью метода, основанного на методе так называемых разностей скользящих средних, который отфильтровывает составляющие с различными длинами волн.

Длинноволновые составляющие соответствуют крупномасштабным источникам тепла, которые, возможно, начали функционировать очень давно. Что касается средневолновых составляющих, то они связаны с источниками среднего масштаба и, возможно, их действие началось позже, чем действие наиболее крупных источников. Наконец, составляющие с очень короткими длинами волн соответствуют тепловому потоку или распределению температур, которые вызываются более мелкими и очень молодыми (по сравнению с двумя предыдущими случаями) источниками тепла. Возраст источников можно оценить, пользуясь допущениями о величинах проводимости и о сферической форме источников тепла.

Ил. 5. Библ. 3 назв.

УДК 550.38

Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Красный М.Л., Кочергин Е.В. В сб.: Результаты исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 117–126.

Рассматривается связь аномалий магнитного поля с глубинным строением северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и объясняется их геологическая природа. Отмечается, что образование аномалий магнитного поля обусловлено тектоническим строением земной коры и верхней мантии, характером метаморфизма и петрохимическими свойствами магмы. Устанавливается соотношение магнитного поля с распределением теплового потока, отображающего различную глубину изотермической поверхности Кюри.

Ил. 7. Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 550.312

Аномалии Буге и мощность земной коры в Япономорской переходной зоне.
Строев П.А. В сб.: Результаты исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 127-136.

Исследованиями гравитационного поля акваторий, окружающих Японскую островную дугу, занимаются советские и японские геофизики. С 1961 по 1972 г. выполнено около 15 экспедиций.

Материалы исследований позволили составить карту аномалий Буге для всей переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японского моря, карта приведена в работе. Дано описание аномального гравитационного поля в редукции Буге, показана связь аномальных зон со структурами земной коры. Приведена схема осредненных $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ аномалий Буге, по которой построена карта мощности земной коры. Дано описание этой карты.

Ил. 5. Библ. 28 назв.

УДК 550.831(263.4)

Влияние осадочного слоя Японского моря на гравитационные аномалии и изостатическое состояние земной коры. Павлов Ю.А., Лысков А.Н., Строев П.А. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 137-143.

Мощность осадков в Японском море колеблется от нескольких десятков метров до 2 км. По скоростным и плотностным характеристикам осадочная толща разделяется на два слоя. При таких различиях физических свойств осадков и фундамента необходимо учитывать гравитационное влияние осадочного слоя (при хорошей его изученности), обычно относимого к слою консолидированной коры с плотностью "гранитов" или "базальтов".

По карте осадков рассчитаны поправки к аномалиям Буге за влияние осадков. В котловинах эти поправки достигают 40 мгл, на возвышенностях - 5-10 мгл. Дано схема аномалий Буге с поправками. Исследовано влияние осадочной толщи на изостазию впадины моря.

Ил. 4. Библ. 12 назв.

УДК 550.834(256.3)

Строение осадочного слоя Курильской глубоководной котловины по данным сейсмопрофилирования способом центрального луча. Туезов И.К. В сб.: Результаты геофизических исследований зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1977, с. 144-148.

В статье рассматриваются результаты работ методом сейсмопрофилирования и модификации центрального луча в южной части Курильской глубоководной котловины, проведенных Сахалинским КНИИ Дальневосточного научного центра АН СССР в 1973 г. Установлено, что непосредственно под дном моря залегает толща субгоризонтальных отражающих границ мощностью около 700 м. Еще ниже выделяется немая в сейсмическом отношении толща мощностью 500-1500 м. Подстилается последняя опорным отражающим горизонтом, глубина залегания которого варьирует от 5500 до 7000 м. Высказывается предположение о приуроченности этого горизонта к кровле складчатого фундамента. В прикурильской части котловины выделены частично погребенные под осадками подводные вулканические постройки.

Ил. 2. Библ. 5 назв.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА
ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме АН СССР*

Редактор Е.Н. М и л у т и н а
Редактор издательства В.М. М е д е р
Технический редактор Г.П. К а р е н и н а

Подписано к печати 15/III - 77 г. Т - 03787
Усл.печ.л. 13,7+2,7 вкл. Уч.-изд.л. 16,7
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1000 экз. Тип. закл.753 Цена 1р.26к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2147

1 p. 26 к.