

УДК 551.241 (265.58)

Светлой памяти П.А. Строева посвящается

ГЕОТРАВЕРС СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ РАВНИНА – ФИЛИППИНСКОЕ МОРЕ – МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ

© 2007 А. Г. Родников¹, Л. П. Забаринская¹, В. А. Рашидов²,
М. В. Родкин¹, Н. А. Сергеева¹

¹Геофизический центр РАН, Москва, Молодежная, 3; e-mail: rodnikov@wdcb.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Рассмотрено глубинное строение вдоль геотраверса Северо-Китайская равнина, осадочные бассейны Восточно-Китайского моря, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианская островная дуга, Марианский глубоководный желоб и Северо-Западная котловина Тихого океана, построенного совместно с японскими и китайскими учеными. Изучено соотношение между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, содержащей первичные магматические очаги, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин. Геодинамические построения глубинного строения осадочных впадин отражают единый механизм формирования осадочных бассейнов региона изучения, связанный с апвеллингом астеносферы к коре в ходе разновозрастных процессов тылового спрединга, осложненных восходящими потоками флюидных расплавов.

ВВЕДЕНИЕ

В рамках международного проекта «Геотраверс» (Геотраверс Китай..., 1991; Геотраверс Северо..., 1991; Родников, 2001) совместно с японскими и китайскими учеными был построен глубинный геолого-геофизический разрез тектоносферы, включающий литосферу и астеносферу, пересекающий Северо-Китайскую равнину, осадочные бассейны Желтого и Восточно-Китайского морей, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу с междуговым трогом, Марианский глубоководный желоб и северо-западную котловину Тихого океана (рис. 1 на 3 странице обложки). Протяженность геотраверса 5000 км, глубина 100 км (Геотраверс Северо..., 1991; Родников и др., 1996; Родников и др., 2003б). Часть геотраверса, охватывающая регион Филиппинского моря, была опубликована в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана в 2003 г. (Родников и др., 2003б). В работе дано краткое описание глубинного строения всего геотраверса от Северо-Китайской равнины до Тихого океана и обсуждены вопросы соотношения поверхностных и глубинных структур.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Северо-Китайская равнина составляет часть древней Китайско-Корейской платформы, активизированной в кайнозойскую эру (Геотраверс Северо..., 1991). В тектоническом отношении Филиппинское море образует литосферную плиту, расположенную между Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской плитами. С запада и востока плита ограничена современными субдукционными зонами, где в настоящее время происходит погружение - на востоке океанической плиты под Марианскую островную дугу, а на западе Филиппинской плиты под островную дугу Рюкю. Филиппинская плита образовалась в кайнозойскую эру в результате аккреционных процессов.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Гравитационное поле во всех редукциях существенно меняется в регионе, отражая структурные и плотностные неоднородности тектоносферы (Строев и др., 1993).

Гравитационные аномалии в редукции Буге в Восточно-Китайском море коррелируются с

геологическими структурами дна. На шельфе они положительные (20-40 мГал). Край шельфа характеризуется линейно вытянутыми аномалиями, значения которых достигают 60 мГал. В трог Окинава они достигают 100-160 мГал (Строев и др., 1993).

Котловина Паресе-Вела (кроме области палеорифта) характеризуется положительными аномалиями в свободном воздухе (20-30 мГал) с увеличением величины аномалий до 40-50 мГал на хребте Кюсю-палау (рис. 2 на 3 странице обложки), а в Западно-Филиппинской котловине аномалии близки к нулю и слабоотрицательны (Sandwell, Smith, 1997). В Марианском желобе аномалии в свободном воздухе отрицательные, достигающие $-160 \div -180$ мГал. Марианский трог отличается положительным полем аномалий в свободном воздухе (30-50 мГал). Над Западно-Марианским хребтом наблюдается увеличение аномалий до 60-70 мГал. В пределах подводных гор Магеллана гайотам соответствуют положительные аномалии в редукции свободного воздуха и отрицательные - в редукции Буге. Аномалии в свободном воздухе возрастают до 50-80 мГал и более. Северо-Западная котловина Тихого океана в целом характеризуется спокойным полем аномалий в свободном воздухе (10-15 мГал).

ГЕОИД

Переходная зона от океана к континенту расположена в области обширного Западно-Тихоокеанского поднятия геоида (длинно-волновая часть спектра геоида). Наиболее резкие возмущения связаны со структурой Марианской островной дуги и, в меньшей степени, с зоной Рюкю (Строев и др., 1993). Как известно, основные черты строения геоида не коррелируются с современным расположением континентов, океанов и других тектонических структур планетарного масштаба. Вероятно, что характер геоида определяется глубинными плотностными неоднородностями, которые могут быть связаны с мантийной конвенцией. В то же время коротковолновые компоненты поля высот геоида коррелируются с тектоническими структурами разного возраста. Так, например, наблюдается линейная связь характеристик остаточных высот геоида с возрастом задуговых впадин. Остаточные высоты поля геоида (высокочастотная компонента поля) уменьшаются с возрастом впадин. Так как тектономагматическая активность обусловлена воздействием астеносферы на земную кору (чем выше уровень залегания астеносферы, тем моложе возраст тектономагматической активности), то такие изменения высот геоида можно связать с особенностями строения астеносферы.

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ

Для зоны геотраверса характерны линейные магнитные аномалии низкой интенсивности. Амплитуда аномалий, как правило, 200 нТл.

На шельфе Восточно-Китайского моря, где фундамент расположен обычно на глубине 4-6 км, отмечаются отрицательные магнитные аномалии изометрической формы. Там, где осадки имеют незначительную мощность, наблюдаются положительные значения (до 200 нТл). По краю шельфа положительные магнитные аномалии образуют пояс северо-восточного простирания, шириной 20-40 км. Величина этих аномалий достигает 200 нТл. Здесь магнитный фундамент расположен на глубине 1-2 км и в характере изменения аномалий прослеживаются глубинные разломы. В трог Окинава, где магнитный фундамент расположен на глубине около 3 км, магнитное поле характеризуется отрицательными значениями магнитных аномалий до $-100 \div -200$ нТл.

В Западно-Филиппинской котловине выделяются две системы магнитных линейных аномалий: северо-западного простирания с возрастом от 60 до 46 млн. лет и широтного простирания, с возрастом от 44 до 35 млн. лет (Craig et al., 1987). В бассейне Паресе-Вела возраст магнитных аномалий изменяется от 30 млн. лет до 17 млн. лет (Геотраверс Северо ..., 1991).

В Тихом океане к востоку от Марианской островной дуги распространены линейные магнитные аномалии, указывающие на мезозойский возраст коры (Геотраверс Северо ..., 1991). Гайоты подводных гор Магеллана отображаются интенсивными, до 900-1000 нТл, отрицательными аномалиями магнитного поля, осложненными положительными пиками над вершинами гайотов (Рашидов, 2006; Рашидов и др., 2003).

Высокопроводящие слои в верхней мантии были выделены на глубине около 100 км на Тихоокеанской плите и на глубине около 60 км - в Западно-Филиппинской котловине. В преддуговом бассейне высокая электропроводность, по-видимому, отвечающая линзе осадочных пород, отмечается в верхних 10 км разреза. В Марианском трог, активной зоне современного спрединга, отмечается невысокая электропроводность верхней мантии - 0.002 См/м (Геотраверс Северо ..., 1991).

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

В Западно-Филиппинской котловине, являющейся наиболее древней структурой моря, среднее значение теплового потока составляет 62 ± 38 мВт/м² (Hobart et al., 1983), что согласуется с теоретическими значениями для океани-

ческих плит такого возраста (рис. 3 на 3 странице обложки).

Максимальные значения теплового потока (до 2000 мВт/м²) установлены в Марианском трого, что указывает как на высокую тектоническую активность, так и на важную роль конвективной составляющей в тепловом режиме (Геотраверс Северо ..., 1991; Hilde, Uyeda, 1983). Прямые наблюдения подводной гидротермальной деятельности были проведены с помощью подводного аппарата «Алвин» в 1987 г. Вблизи оси Марианского трого были выявлены многочисленные зоны разгрузки флюидов с температурами до 285°C (Hobart et al., 1983). В бассейне Паресе-Вела средние значения теплового потока составляют: в западной его части 33 ± 21 мВт/м², в восточной - 76 ± 21 мВт/м².

В глубоководной части Марианского желоба измерения отсутствуют, однако южнее полосы геотраверса имеется одно измерение на глубине свыше 10000 м, давшее весьма низкое значение теплового потока (15 мВт/м²).

В районе Магеллановых гор были выполнены 5 станций измерения теплового потока (Геотраверс Китай..., 1991; Геотраверс Северо..., 1991; Муравьев и др., 1988). Установленная величина теплового потока (около 50 мВт/м²) указывает на отсутствие в этом районе вулканической активности в кайнозое.

Используя двумерную нестационарную модель теплопереноса, исходя из тектонической истории развития пересекаемых геотраверсом структур и термической модели спрединга, были

рассчитаны модельные глубинные температуры (Геотраверс Северо ..., 1991). Расчеты дали вполне ожидаемый результат: чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы (рис. 4). Наиболее высокое положение расчетных изотермы 1000–1200°C (характерные температуры плавления пород верхней мантии) занимают под современными рифтовыми структурами Марианского трого, достигая здесь уровня земной коры. В пределах миоценовой котловины Паресе-Вела аналогичные расчетные изотермы расположены на глубине 30 км. Под древней эоценовой Западно-Филиппинской котловиной они расположены на глубине около 60 км, что отвечает положению зоны возможного подплавления, выделяемой здесь по данным о глубине области повышенной электропроводности (Геотраверс Северо ..., 1991).

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Землетрясения на территории Китая располагаются, в основном, в земной коре на глубине до 20 км (рис. 5 на 3 странице обложки) и приурочены к верхней границе проводящего слоя, обычно расположенного внутри слоя пониженных скоростей земной коры. Кроме того, под сейсмоактивными зонами Китая отмечается подъем кровли астеносферного слоя (Геотраверс Северо ..., 1991). Далее вдоль геотраверса сейсмичность развита почти исключительно в области островных дуг Рюкю и Марианской. Зона Беньофа островной дуги Рюкю характеризуется

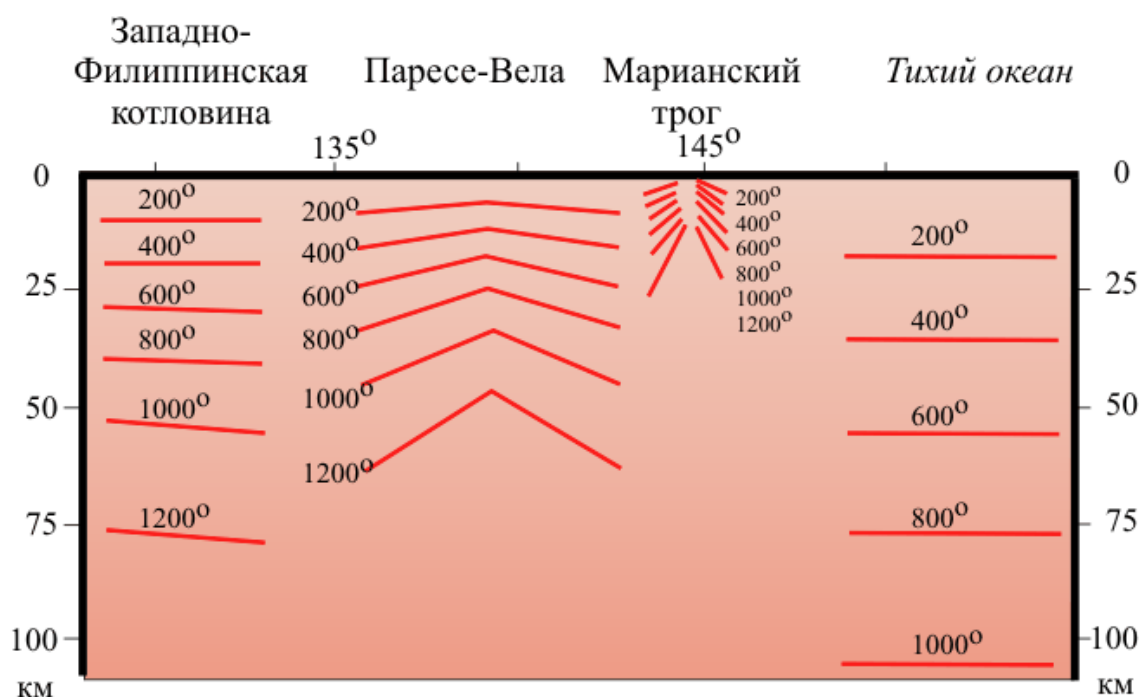


Рис. 4. Модельные глубинные температуры в верхней мантии вдоль геотраверса в Филиппинском море (Геотраверс Северо..., 1991).

развитием как мелких, так и промежуточных землетрясений. Сейсмофокальная зона Марианской островной дуги прослеживается на глубину чуть более 700 км. В области Марианского трога применение системы донных станций показало наличие многочисленных слабых мелких землетрясений. Максимум числа этих землетрясений располагается в верхней части коры, а наиболее глубокие из них - на глубине 12 - 15 км (Геотраверс Северо ..., 1991).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Глубинное строение геотраверса Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Магеллановы горы представлено на рис. 6.

Северо-Китайская равнина составляет часть древней Китайско-Корейской платформы, кратонизация которой завершилась 1900-1700 млн. лет назад (Хуанг, 1987). Средне-позднепротерозойские отложения образуют чехол переходного типа, кембрийские и ордовикские породы представлены мелководными карбонатными отложениями. Отмечается перерыв в осадконакоплении от позднего ордовика до раннего карбона (продолжительностью примерно 80 млн. лет). Для этого временного интервала характерна активизация

глубинных процессов, выразившаяся в формировании кимберлитовых тел. В среднем и позднем карбоне проявилась морская трансгрессия с накоплением паралических угольных серий. В раннепермскую эпоху накопились флювиально-озерные отложения, а в позднепермское-триасовое время установились континентальные условия с накоплением красноцветных фаций. Индосинийские движения (T_2 - J_1) характеризовались магматизмом основного, щелочного и, главным образом, кислого состава. Яньшанские движения (J_1 - K_2) отличались внедрением гранитных тел и кимберлитов, излияниями эффузивов известково-щелочного состава.

Древняя докембрийская платформа в кайнозой испытала тектоническую активизацию. Несколько эпох растяжения привели к формированию внутрикратоновых грабенов, выполненных нефтеносными отложениями. Выделены три этапа магматической деятельности (Song, Zhang, 1981). Палеогеновые базальты, в основном эоценовые, представлены толеитами. Неогеновые щелочные оливиновые базальты близки по составу континентальным толеитам. Четвертичные эффузивы представлены пересыщенными щелочными базальтами. Система грабенов, контролирующая базальты, выражена в

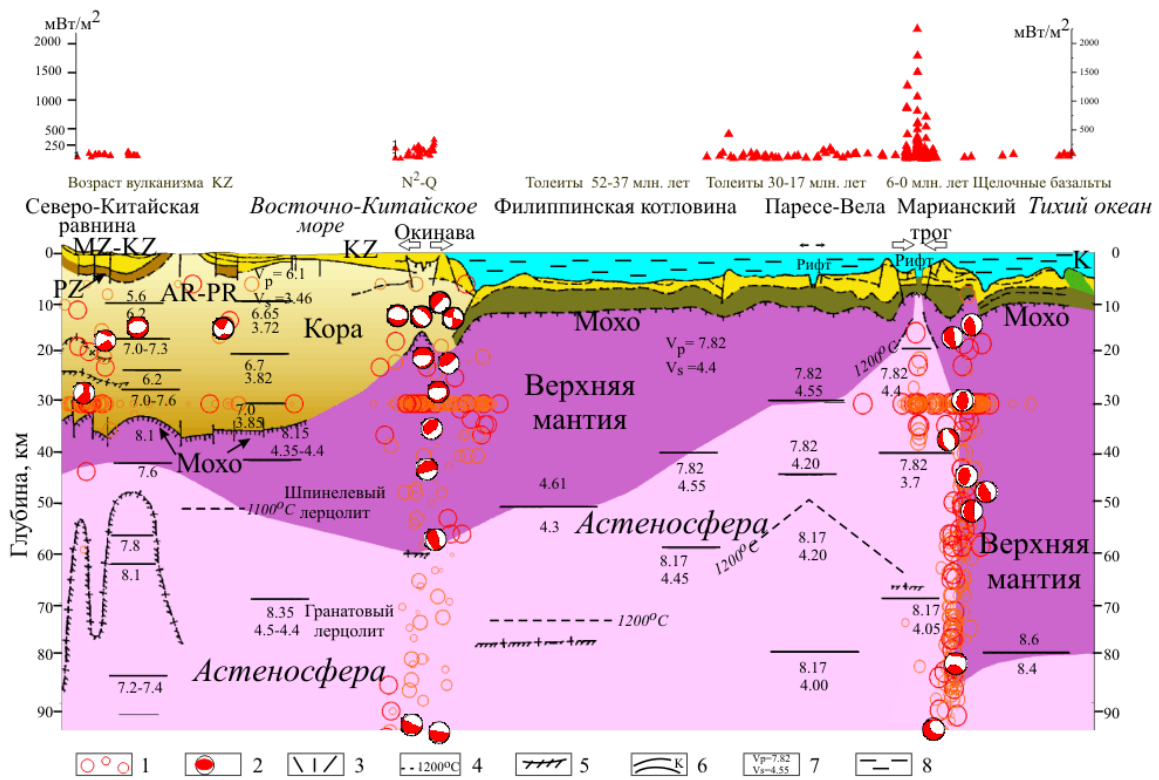


Рис. 6. Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Магеллановы горы. Вверху — распределение измеренных значений теплового потока вдоль геотраверса. 1 — положение очагов землетрясений различной магнитуды; 2 — механизмы очагов землетрясений; 3 — разломы; 4 — изотермы; 5 — кровля высокопроводящего слоя; 6 — геологические слои; 7 — скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн, км/с; 8 — водная толща. Горизонтальные стрелки указывают на направление движения геологических структур.

глубинном строении сокращением мощности коры и литосферы, высоким тепловым потоком и локализацией сейсмичности. Отмечается соотношение между составом магмы, временем ее извержения и глубиной залегания астеносферного диапира под Северо-Китайской равниной (рис. 7). 80-60 млн. лет назад на поверхности изливалась толеитовая магма, астеносфера рас-

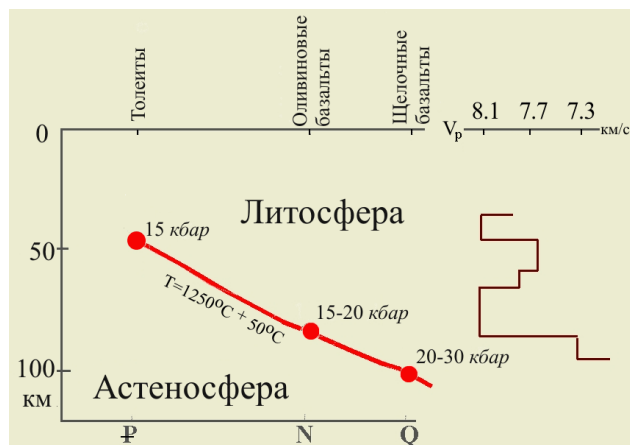


Рис. 7. Связь между составом и возрастом извержения магмы и строением тектоносферы Северо-Китайской равнины (Rodnikov, 1991). Сейсмический разрез, справа от графика, показывает области с пониженными скоростями продольных сейсмических волн в верхней мантии.

полагалась на глубине около 50 км. В то время сформировались основные грабеновые структуры Северо-Китайской равнины, заполненные нефтеносными осадочными отложениями. В неогеновый период толеитовая магма сменилась магмой оливиновых базальтов в связи с погружением астеносферного диапира на глубину примерно 70 км. В четвертичный период магматизм сменился щелочными базальтами, слагающими отдельные вулканические конусы, а очаги магмообразования погрузились на глубину около 100 км (Rodnikov, 1991). Сейсмические данные свидетельствуют о разуплотнении мантии под корой платформы. Пониженные скорости сейсмических волн обнаружены на глубине около 100 км, т.е. на уровне выплавления щелочных базальтов (Rodnikov et al., 2001).

Толщина коры Северо-Китайской равнины около 35 км. Поверхность Мохоровичича неровная с относительными поднятиями под грабенами. В верхней мантии на глубине примерно 45-50 км по сейсмическим данным выделяется астеносфера (Геотраверс Китай..., 1991; Геотраверс Северо ..., 1991; Seekins, Teng, 1977), внутри которой на глубине от 50 до 70 км по геотермическим и магнитотеллурическим данным может иметь место область частичного плавления вещества (Li, 1982). На основе изучения ксенолитов

предполагается, что верхняя мантия сложена породами, по составу варьирующими от шпинелевых лерцолитов до гранатовых лерцолитов (Геотраверс Северо ..., 1991).

Грабеновые структуры **Желтого моря** в районе залива Бохайвань начали образовываться в палеогеновое время (одновременно с началом кайнозойской активизации Китайской платформы), в результате корового растяжения, происходившего, предположительно, под действием подъема мантийного вещества (Li, 1982; Геотраверс Северо ..., 1991). Глубина до поверхности Мохо здесь около 30 км. Под окаймляющими регионами поверхность Мохо погружается до 35-40 км. Растяжение коры в палеогене сопровождалось извержениями базальтовой магмы, лавовые потоки которой распространены в большинстве рифтовых зон и образуют совместно с осадочными породами эоценовые и олигоценые формации. В неоген-четвертичное время эти рифтовые структуры были перекрыты осадками, образовав осадочные бассейны Желтого моря.

Осадочные бассейны **Восточно-Китайского моря** были образованы на сильно денудированной поверхности мезозойских и палеозойских образований (Кириллова, 1992; Li, 1982). Нижняя часть разреза образовалась в результате палеогенового этапа рифтогенеза. Средняя часть разреза образовалась в миоцене. Мощность отложений достигает 5000 м. Верхняя часть разреза включает горизонтально залегающие плиоценовые и плейстоценовые образования. Фундамент бассейна нарушен раннепалеозойскими разломами, возникшими в период каледонского орогенеза. Часть раннепалеозойских разломов была активизирована в палеогеновый этап рифтогенеза. Интенсивные движения по разломам происходили в миоцене. Амплитуда смещений по ограничивающим прогибы разломам достигает нескольких километров.

Трог Окинава представляет собой современную развивающуюся рифтовую систему (Letouzey, Kimura, 1985). Он ограничен кайнозойскими разломами, которые остаются активными и в настоящее время. В центральной части трога установлена современная рифтовая структура, ограниченная раздвигами и заполненная современными основными эффузивами. Здесь так же широко развиты современные разломы. В трог Окинава выделяется центральный грабен шириной 20-50 км, лежащий внутри более широкого грабена с поперечником до 200 км. Развитие грабеновых структур трога сопровождается магматической деятельностью. Возраст риолитов, андезитов и базальтов, драгированных со дна трога, не превышает 1 млн. лет (Letouzey, Kimura, 1985). Мощность земной коры незначительная и составляет всего около 17 км.

Западно-Филиппинская котловина, в основном, образована в эоценовое время (Геология ..., 1983; Кириллова, 1992). Согласно анализу магнитных линейных аномалий (Hilde, Uyeda 1983), формирование котловины произошло в результате спрединга вдоль Центрального разлома Филиппинского моря, имеющего северо-западное простирание. Дно котловины сложено толеитовыми базальтами, перекрытыми вулканогенно-осадочными образованиями (Геотраверс Северо ..., 1991; Родников и др., 1996; Родников и др., 2000). Толщина коры не превышает 8 км.

Бассейн Паресе-Вела образовался, как предполагается (Mrozowski, Hayes, 1979) в ходе задугового спрединга, протекавшего здесь в раннеолигоценую-среднемиоценовую эпоху. Осевой зоне этого спрединга соответствует рифт Паресе-Вела. Дно бассейна сложено толеитовыми базальтами, перекрытыми тонким чехлом вулканогенно-осадочных пород. С западного борта рифта Паресе-Вела с глубины 6 км драгированы дуниты,

гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, анортозиты, троктолиты и оливиновые габбро, а с глубины 4 км - железистые и титанистые океанические толеиты с несколько повышенной щелочностью (Щека и др., 1986). Толщина коры незначительная, не превышает 6 км, а под рифтом Паресе-Вела составляет всего 4 км.

Марианская островная дуга состоит из Западно-Марианского хребта, Марианского трога и Марианского хребта. 6 млн. лет назад в результате апвеллинга астеносферного диапира к коре Марианская островная дуга раскололась на две дуги с образованием междугового трога (рис. 8). Вдоль осевой зоны трога были образованы рифтовые структуры, с которыми связаны излияния толеитовых базальтов, формирование сульфидов и углеводородных залежей, а также и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока (Hobart et al., 1983). В результате исследований, проведенных американскими учеными на подводном аппарате

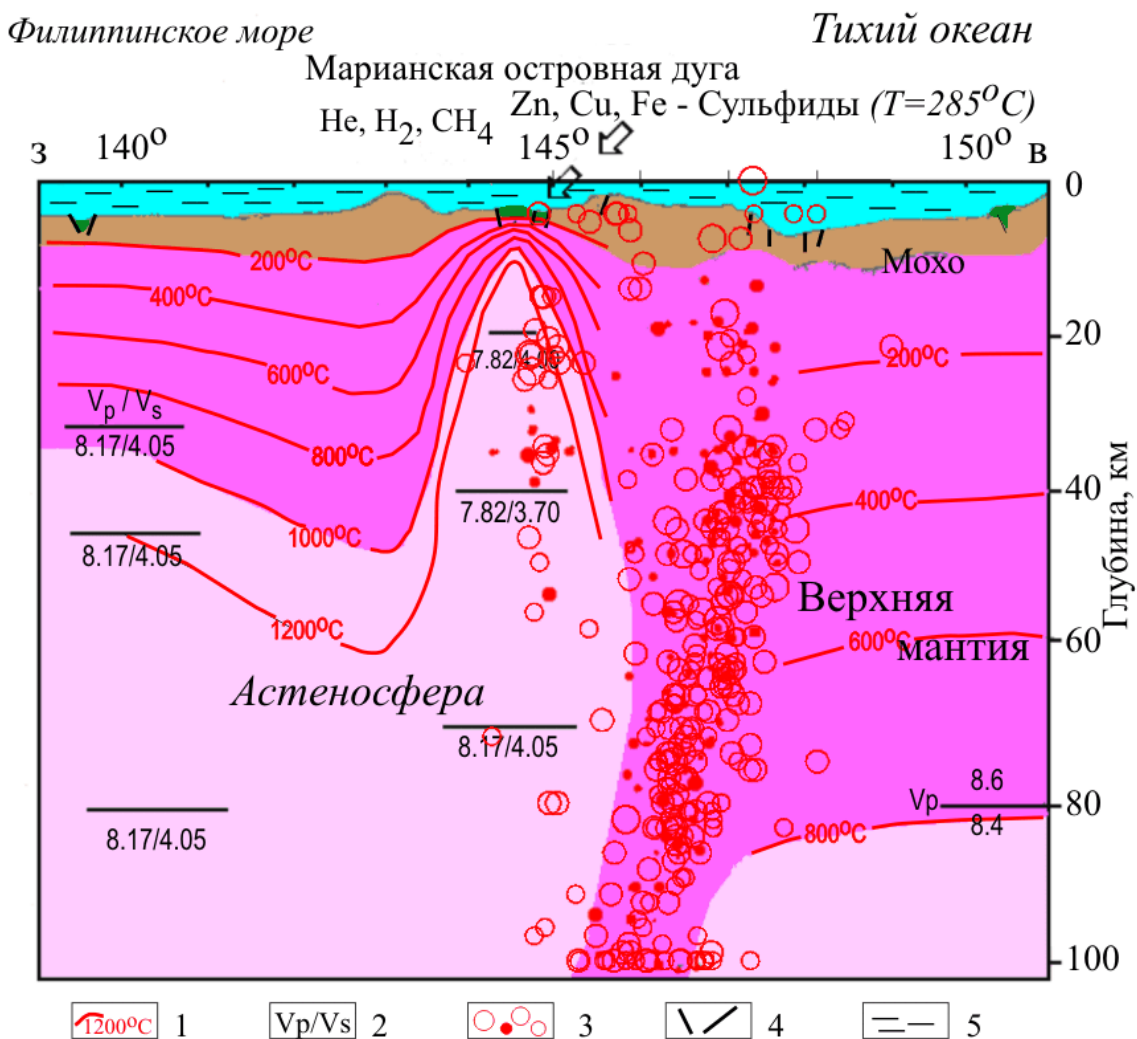


Рис. 8. Глубинное строение Марианской островной дуги. 1 – изотермы; 2 – соотношение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн; 3 – положение очагов землетрясений различной магнитуды; 4 – разломы; 5 – водная толща.

«Алвин» в 1987 году, обнаружены гидротермальные источники с температурой воды, достигающей 285°C (Craig et al., 1987). Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководного бурения с НИС «Гломар Челенджер» и при драгировании с НИС «Хакухо-Мару» (Hussong et al., 1981). Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы ранее были обнаружены в срединно-океанических хребтах. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обуславливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования тылового спредингового осадочного бассейна.

Марианский желоб в месте пересечения геотраверсом достигает глубины 8.6 км и почти не содержит осадков. Две скважины, пробуренные на глубинах 6450 и 7030 м, вскрыли разрез на глубину до 150 м. Верхние 20 м представлены позднеплейстоценовыми диатомово-кремнистыми илами с вулканическим пеплом, залегающими на олистостромах, содержащих органические остатки от олигоцена до мела. Кроме осадочных пород встречены обломки метабазитов, метадиабазов и габброидов. Драгированием на склоне желоба были обнаружены миоценовые известняки и кремнисто-глинистые отложения, фосфатные брекчии (Геология дна..., 1980), гарцбургиты, серпентиниты, лерцолиты, габбро и вулканыты от базальтов до дацитов (Bloomer, Hawkins, 1983).

Магеллановы подводные горы Тихого океана исследовались в ходе рейсов отечественных и зарубежных научно-исследовательских судов (Васильев, 1985; Гайоты..., 1995; Захаров и др., 2007; Кобальтобогатые..., 2002; Мельников, 2005; Мельников и др., 2006; Рашидов, 2006; Рашидов и др., 2003; Smith et al., 1989). Они представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном гайотов, в центральной части Восточно-Марианской котловины. Гайоты возвышаются над относительно ровным дном Восточно-Марианской котловины с глубинами ~5500–6000 м на высоту до 4500–4800 м и достигают глубинных отметок 1300–1200 м. Вершины гайотов субгоризонтальны, а их диаметр достигает 50 км. Крутизна склонов гайотов нередко превышает 45°.

В рейсах специализированного судна «Гломар Челенджер» в районе Магеллановых гор пробурены скважины глубоководного бурения 199, 200, 201, 202, 452А и 585, а в рейсе специализированного судна «Гломар Эксплорер» - скважины 800, 801 и 802 (Initial..., 1973, 1982, 1985, 1990; Joides

Journal, 1990). Непосредственно в районе геотраверса располагаются скважины 452А, 801 и 802.

Скважина 452А (координаты: 17°40.17' с. ш. и 148°37.75' в.д.) прошла в верхней части разреза 46.5 м неоген-четвертичных глин, в том числе 25 м пелагических глин и 21.5 м радиоляриевых камнегрязевых отложений, кремнистых известняков и сланцев. Они ложатся с крупным стратиграфическим несогласием и размывом на верхнемеловые (кампанские) радиоляриевые алевролиты с прослоями и линзами кремней (Hussong et al., 1981; Initial..., 1982). В неогеновых слоях керна скважины отсутствует какой-либо вулканокластический материал. По данным сейсмостратиграфии, толща меловых отложений имеет мощность 400–600 м и залегает на базальтовом основании, для которого определена линейная магнитная аномалия М-21 с возрастом 151 млн. лет. Мощность земной коры здесь составляет 6.8 км и близка к средней мощности для районов Тихого океана с наиболее молодой корой.

В скважине 801 (18°38.57' с.ш. и 156°21.57' в.д.) верхние 56 м пройдены в пелагических глинах. Ниже по разрезу залегают радиоляриевые известняки, имеющие возрастную оценку ~163 млн. лет. Под ними залегают базальты (потоки, пиллоу-лавы), возраст которых древнее 170 млн. лет (Initial..., 1990; Joides Journal, 1990).

В скважине 802 (12°5.7' с.ш. и 153°12.6' в.д.) вскрыты известняки, возраст которых определен в интервале 91–116 млн. лет. Под ними залегают экструзивные базальты (Initial..., 1990; Joides Journal, 1990).

В районе геотраверса в северной части подводных гор Магеллана были изучены гайот Хемлер и подводные горы Химу, Голден Драгон и D-4 (Ozima et al., 1983; Sager, Pringle, 1988; Sager et al., 1998; Smith et al., 1989; Smoot, 1983; Staudigel et al., 1991).

Гора Химу расположена за пределами магнитной аномалии М-33, а гайот Хемлер – вблизи аномалии М-36. Возраст морского дна под горой Химу – 162 млн. лет, а под гайотом Хемлер – 165 млн. лет (Smith et al., 1989).

В сентябре 1985 г. в рейсе 2610 НИС «Конрад» были отработаны 2 драги на подводной горе Химу и 4 - на гайоте Хемлер. На горе Химу драгированы преимущественно подушечные базальты, в то время как на гайоте Хемлер были опробованы не только подводные вулканокласты, но и карбонаты. Все породы покрыты Fe-Mn окислами (Smith et al., 1989).

На подводной горе Химу подняты пиллоу-базальты, покрытые Fe-Mn коркой мощностью 1–4 см. Драгированные базальты варьируют по структурам от афировых до обильно амфибол-клинопироксен-порфириновых. Встречены трахибазальты. Все породы очень изменены. Образцы,

поднятые с подводной горы Химу, относятся к серии щелочных базальтов.

С гайота Хемлер подняты подушечные лавы, покрытые Fe-Mn коркой. Базальты, в основном, афировые, иногда с микрофеннокристаллами клинопироксена и эвгедрального оливина. Образцы сильно изменены. Эффузивы представлены щелочными, клинопироксен-плагиоклазовыми и оливиновыми базальтами.

Образцы, опробованные на подводной горе Химу и гайоте Хемлер, характерны для обстановок проявления щелочных океанических базальтов. Драгированные образцы, по-видимому, отражают постэрозийную щелочную стадию развития океанических вулканов.

Для определения возраста по K-Ar методу проанализированы по два образца с подводной горы Химу и гайота Хемлер (Smit et al., 1989). Для первой возраст пород определен как 119.6 ± 0.6 млн. лет, а для второго - как 100.1 ± 0.5 млн. лет.

Возраст 74 млн. лет определен для пород, драгированных с подводной горы D-4 (Ozima et al., 1983; Sager et al., 1998), а 95 млн. лет — для пород с подводной горы Голден Драгон (Sager, Pringle, 1988; Staudigel et al., 1991).

Тихоокеанская плита характеризуется параметрами, типичными для древних океанических областей. На глубине около 80 км в мантии выделяется кровля слоя с пониженными значениями сейсмических скоростей ($V_p = 8.4$ км/с) и толщиной около 40 км (Asada, 1984; Asada, Shimamura, 1976, 1979).

Литосфера в районе подводной горы Химу и гайота Хемлер имеет избыток тепла на меньших глубинных уровнях, чем литосфера под «классическими» горячими точками типа Гавайев (Smith et al., 1989).

Самой распространенной точкой зрения на происхождение гайотов Магеллановых гор является предположение о вулканизме «горячих точек» (Koppers et al., 1998, 2003; Smith et al., 1989). Однако распределение возрастов в пределах Магеллановых гор не позволяет использовать эту гипотезу (Рашидов и др., 2003). Эти несоответствия объясняют тем, что некоторые гайоты Магеллановых гор возникли из какого-то другого магматического источника помимо «горячей точки» (Koppers et al., 1998, 2003).

Одним из подходов к объяснению механизма образования гайотов Магеллановых гор может быть мембранная тектоника, согласно которой внутриплитные вулканы формируются как следствие деформирования и растрескивания литосферы при ее перемещении по поверхности Земли (Седов и др., 2005). Согласно геодинамической модели решающую роль в формировании Магеллановых гор играли сдвиговые дислокации

в условиях меридионального сжатия океанической коры (Уткин и др., 2004; Уткин и др., 2006).

ВЫВОДЫ

Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обуславливают формирование структур земной коры (Rodnikov, 2003). Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными котловинами переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астеносферы непосредственно к подошве земной коры.

Мощность земной коры Северо-Китайской равнины около 35 км. Поверхность Мохоровичича неровная с относительными поднятиями под грабенами. В верхней мантии на глубине примерно 45-50 км по сейсмическим данным выделяется астеносфера, внутри которой на глубине от 50 до 70 км по геотермическим и магнитотеллурическим данным выделена область частичного плавления вещества. На основе изучения ксенолитов предполагается, что верхняя мантия сложена породами от шпинелевых лерцолитов до гранатовых лерцолитов.

Мощность литосферы в Филиппинском море меняется в зависимости от возраста составляющих ее глубоководных котловин. В эоценовой Западно-Филиппинской котловине она составляет 50-80 км, в миоценовой котловине Паресе-Вела – 30 км, а под современным Марианским трогом всего 10 км. Результаты расчетов глубинных температур вдоль геотраверса свидетельствуют о том, что чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы. Наиболее высокое положение изотермы $1000-1200^{\circ}\text{C}$ (характерные температуры плавления пород верхней мантии) занимают под современными рифтовыми структурами Марианского трога, достигая здесь подошвы земной коры. В пределах миоценовой котловины Паресе-Вела эти изотермы расположены на глубине 30 км, а под древней эоценовой Западно-Филиппинской котловиной они расположены на глубине около 60 км. Тихоокеанская плита характеризуется параметрами, типичными для древних океанических областей. Толщина коры 6-10 км, а на глубине около 80 км в мантии выделяется кровля слоя с пониженными значениями сейсмических скоростей. Марианский трог представляет собой междуговой бас-

сейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечаются высокие значения теплового потока. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа была отмечена во время глубоководного бурения с НИС «Гломар Челенджер» и при драгировании с НИС «Хакухо-Мару». Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы ранее были обнаружены в срединно-океанических хребтах. Марианский трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обуславливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна (Rodnikov et al., 2004).

В регионе Филиппинского моря, как и в других окраинных морях, наблюдаются определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин региона Филиппинского моря. Указанные общие особенности, вероятно, отражают единый механизм формирования бассейнов Филиппинского моря в ходе разновозрастных процессов тылового спрединга, осложненных восходящими потоками флюидных расплавов (Rodkin, Rodnikov, 1996).

Задуговым бассейнам соответствует вызванный литосферным растяжением и вторичной конвекцией в мантии тылового бассейна астеносферный апвеллинг, причем уровень подъема астеносферного диапира обнаруживает положительную корреляцию со степенью корового растяжения. Последний фактор определяет и динамику магматизма: ранние этапы рифтогенеза сопровождались базальтоидами, связанными с участками гидротермально измененной верхней мантии, тогда как максимальное растяжение коррелируется с толеитами астеносферных источников (Родников и др., 2005; Филатова, Родников, 2006; Rodnikov et al., 2005).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-65102).

Список литературы

Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 262 с.
Васильев Б.И., Евланов Ю.Б., Симаненко В.П. К геологическому строению Магеллановых гор

- Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 97-101.
Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. д. г.-м. н. И.Н. Говоров и д. г.-м. н. Г.Н. Батулин. М.: Наука, 1995. 368 с.
Геотраверс Китай - Филиппинское море - Тихий океан. Исследовательская группа из 48 человек // Тихоокеанская геология. 1991. № 4. С. 3-18.
Геотраверс Северо-Китайская равнина - Филиппинское море - Марианский желоб / Отв. ред.: А.Г. Родников, Иседзаки Н., Сики Ц., Уеда С., Лю Годун. М.: Наука, 1991. 150 с.
Захаров Ю.Д., Плетнев С.П., Мельников М.Е. и др. Первые находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 36-50.
Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 156 с.
Кобальтобогатые руды Мирового океана / Отв. ред. академик РАЕН С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 231 с.
Мельников М.Е., Сапрыкин С.С., Хулапова Т.М. Геологическая интерпретация материалов фототеливизионного профилирования поверхности подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 86-96.
Муравьев А.В., Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Тепловой поток вдоль международного геотраверса через Филиппинское море по 18°с.ш. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 189-193.
Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13-20.
Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103-126.
Родников А.Г. Проект «Геотраверс»: результаты геолого-геофизических исследований. Тезисы 7^{ой} международной конференции по тектонике плит. М.: Научный Мир, 2001. С. 349-351.
Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийт В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.
Родников А.Г., Родкин М.В., Строев П.А. и др. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. 1996. № 12. С. 100-108.
Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Проект «Геотраверс»: результаты исследо-

- ваний // Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ, 2003а. С. 355-362.
- Родников А.Г., Сергеева Н.А., Родкин М.В., Забаринская Л.П.* Глубинное строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 434-437.
- Родников А.Г., Строев П.А., Смирнов Я.Б. и др.* Геотраверс Филиппинского моря / Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Удинцев Г.Б. (ред.). МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, Москва - Санкт-Петербург, 2003б. С. 137.
- Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П. и др.* Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24-44.
- Строев П.А., Родкин М.В., Родников А.Г.* Геоид, структура и динамика тектоносферы Филиппинского моря // Морские гравиметрические исследования. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Национальный геофизический комитет. М., 1993. С. 127-137.
- Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хешберг Л.Б.* Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. АН. 2004. № 5. С. 646-650.
- Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хешберг Л.Б.* Структурно-динамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 2. С. 3-14.
- Филатова Н.И., Родников А.Г.* Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 360-365.
- Хуанг Идицынь.* Новые данные по тектонике Китая // Тектоника Азии. М.: Наука, 1987. С. 11-24.
- Щека С.А., Кулинич Р.Г., Высоцкий С.В.* Новые данные по геологии разломов Паресе-Вела и Центральный в Филиппинском море // ДАН СССР. 1986 № 2. С. 417-421.
- Asada T.* Seismic anisotropy beneath the Ocean // J. Phys. Earth. 1984. Vol. 32. № 3. P. 177-178.
- Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific. Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiments // The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margins. Eds. G. H. Sutton, M. H. Manghnani and R. Moberly. 1976. Geophys. Monogr. 19. Amer. Geophys. Un. Washington, D. C. P. 14-27.
- Bloomer S. H., Hawkins J. W.* Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Part 2 / Ed. D.E. Hayes. Geophys. Monogr. № 27. Amer. Geophys. Un., Washington, D.C., 1983. P. 294-317.
- Cong R., Zhang R.* Cenozoic basaltic rock series in North China and their bearing on tectonic setting // Geol. Revier. 1983. Vol. 29(1). P. 40-49 (in China).
- Craig H., Horibe Y., Farley K.A. et al.* Hydrothermal vents in the Mariana trough: results of the first ALVIN dives // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. Vol. 68. P. 1531.
- Hilde T.W.C., Uyeda S.* Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation // Tectonophysics. 1983. Vol. 102. P. 85-104.
- Hobart M.A., Anderson R.N., Fujii N., Uyeda S.* Heat flow from hydrothermal mounds in two million year old crust of the Mariana Trough // EOS Trans. Amer. Geophys. Un. 1983. Vol. 64. P. 315.
- Hussong D.M., Uyeda S. et al.*, Init. Rept. DSDP, 60 // U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C., 1981. 928 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 20. Science editor A.G. Kaneps. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973. 958 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 60. Editors M. Lee, R. Powell. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1982. 929 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 89. Editors Moberly S.O., Schlanger R. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1985. 998 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 129. Editors L.N. Dearmont, N.K. McQuiston. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1990. 745 p.
- Joides Journal. 1990. Vol. 16. № 2. 110 p.
- Koppers A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S.* The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 163. P. 53-68.
- Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R.* Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4. № 10. P. 1-49.
- Letouzey J., Kimura M.* Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a back arc basin developed in a continent // Marine and Petroleum Geology. 1985. Vol. 2. P. 111-130.
- Li Dsheng.* Tectonic frameworks of the Bohai gulf and coastal basins // Acta oceanologica Sinica. 1982. Vol. 1. № 1. P. 15 - 27.
- Mrozowski C.L., Hayes D.E.* The evolution of the Parece Vela basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 46. P. 49-67.
- Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al.* Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific Ocean // Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region, Geodynam.

- Ser. 1983. Vol. 11, edited by T. Hilde and S. Uyeda. AGU, Washington D. C. P. 137-142.
- Rodkin M.V., Rodnikov A.G.* Back-arc basin origin and structure // *Phys. Earth Pl. Int.* 1996. Vol. 15. № 3/4. P. 235-246.
- Rodnikov A.G.* Deep structure of the tectonosphere in the West Equatorial Pacific margin // *Journal of Southeast Asia Earth Sciences.* 1991. Vol. 6. Vol. 3/4. P. 201-208.
- Rodnikov A.G.* Geodynamic models of the deep structure of active continental margins // *Inter MARGINS. Newsletter.* 2003. P. 2-3.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N. A., Zabarinskaya L.P.* Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone // *Russian Journal of Earth Sciences.* 2001. Vol. 3. № 4. P. 293-310.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Deep Structure of the Eurasia-Pacific Transition Zone // *Proceedings of International Symposium on Earth System Sciences, ISES, Istanbul, Turkey.* 2004. P. 02.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Eurasia-Pacific Transition Zone: Deep Structure of the Active Margins // *EGU, Vienna, 2005. ID-NR 66588.*
- Sandwell D. T., Smith W. H. F.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *Journal of Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. № B5. P. 10039-10054.
- Sager W.W., Pringle M.S.* Mid-cretaceous to early tertiary apparent polar wander path of the Pacific plate // *Journal of Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. No. B10. P. 11753-11771.
- Sager W.W., Weis C.J., Tivey M.A., Jonson H.P.* Geomagnetic polarity reversal model of deep-tow profiles from the Pacific Jurassic Quiet Zone // *Journal of Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B3. P. 5269-5286.
- Seekins L.S., Teng T.* Lateral variation in the structure of the Philippine Sea plate // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 317-324.
- Smith W.H.F., Staudigel H.I., Watts A.B., Pringle M.S.* The Magellan Seamounts: Early Cretaceous Record of the South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly // *Journal of Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № B 8. P. 10501-10523.
- Smoot N.C.* Guyots of the Dutton Ridge at the Bonin [sic] Mariana trench juncture as shown by multi-beam surveys // *Journal of Geology.* 1983. Vol. 91. P. 211-220.
- Staudigel H., Park K.H., Pringle M. et al.* The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1991. Vol. 102. P. 24-44.

THE GEOTRAVERSE NORTH-CHINE PLAIN – THE PHILIPPINE SEA – MAGELLAN SEAMOUNTS

**A. G. Rodnikov¹, L. P. Zabarinskaya¹, V. A. Rashidov²,
M. V. Rodkin¹, N. A. Sergeyeva¹**

¹*The Geophysical Center RAS, Moscow, Molodezhnaya, 3; e-mail: rodnikov@wdec.ru*

²*The Institute of Volcanology and Seismology, Far-Eastern Branch, RAS, Petropavlovsk-Kamchatskiy*

The deep structure is considered along the geotraverse that runs across North China Plain, sedimentary basins of the East China Sea, the Philippine Sea abyssal basins, Mariana island arc, Mariana deep trench and the Northwest Pacific Basin. The geotraverse was constructed by the Geotraverse Project. The correlation between the deep structure of the upper mantle and surface geological formations was studied. The higher is the asthenosphere level containing primary magmatic centers, the greater is thermal flux density and the younger is the age when deep-sea basins and sedimentary basins were formed. The geodynamic constructions of the deep structure of sedimentary basins reflect the single mechanism of sedimentary basins formation of the area under studies associated with the asthenosphere upwelling towards the crust in the process of rear spreading of different age that was complicated with ascending flows of fluidal melts.