

УДК 551.241 (265.82)

Светлой памяти Р.Д. Родниковой посвящается

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РЕГИОНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

© 2011 А.Г. Родников¹, Л.П. Забаринская¹, В.А. Рашидов², Н.А. Сергеева¹, М.В. Нисилевич¹¹Геофизический центр РАН, Москва, 119296; e-mail: rodnikov@wdcb.ru²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Построен синтезированный глубинный геолого-геофизический разрез через юго-восточную часть Китая, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море, континентальный склон Австралии на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Мощность коры вдоль разреза меняется от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями.

Формирование структур связано с коллизией Индо-Австралийской, Евразийской и Тихоокеанской плит, происходившей в кайнозойскую эру, субдукционные процессы которой привели к активному вулканизму и сейсмичности.

Ключевые слова: Южно-Китайское море, геолого-геофизический разрез, глубинное строение.

ВВЕДЕНИЕ

Регион исследования расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской (рис. 1). Он охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 35-40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны (Hall, 2002). Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и сейсмичности в восточной части региона исследования (Родников и др., 2011).

Район явился полигоном исследования для многих ученых. Здесь были апробированы различные геологические идеи, например, такие как, корреляция между значениями гравитационного

поля и желобами (Vening Meinesz, 1948), мобилистские положения (Carey, 1958), формирование глубоководных котловин как задуговых впадин при субдукционных процессах (Karig, 1974), роль мантийных диапиров в формировании структур земной коры (Родников, 1979). В регионе выполнены комплексные геолого-геофизические работы по международным программам (Atlas ..., 1992; Hamilton, 1979a, 1979b; Studies ..., 1981), проведено глубинное бурение дна окраинных морей по программе океанского бурения (Silver et al., 1991), сейсмическое зондирование (Murauchi et al., 1973) и томографические исследования (Replumaz et al., 2004). В 80-е годы прошлого столетия геолого-геофизические работы были выполнены сотрудниками Института вулканологии ДВО РАН и ТОИ ДВО РАН во время рейсов НИС «Вулканолог», «Каллисто», «Академик Александр Несмеянов», «Академик Михаил Лаврентьев», «Академик Александр Виноградов» (Горшков и др., 1984, 1991; Деркачев, Николаева, 1997, 2010; Рашидов, 1997, 2007, 2010).

Проведенные исследования дали возможность построить геолого-геофизический разрез через земную кору региона, с целью изучения глубинного строения окраинных морей и остров-

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

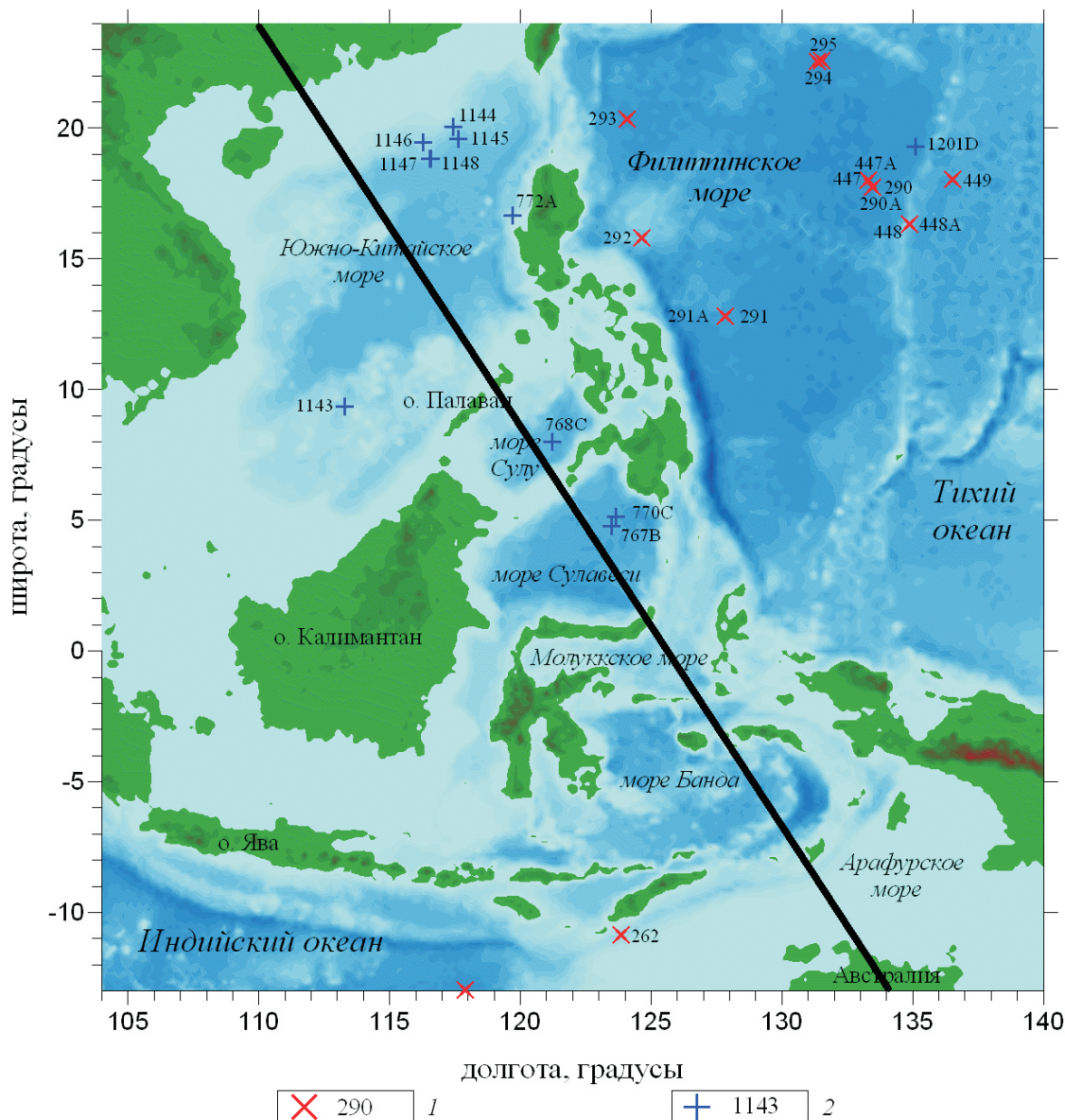


Рис. 1. Батиметрическая схема региона работ (Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море, континентальный склон Австралии). Схема построена по 1-минутной сетке по данным (Smith, Sandwell, 1997). На схему нанесены номера скважин глубоководного бурения DSDP и ODP (Deer ...; Ocean ...), положение геолого-геофизического разреза: 1 – скважины DSDP; 2 – скважины ODP.

ных дуг переходной зоны между двумя континентами Евразией и Австралией и двумя океанами Тихим и Индийским. Разрез проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море, континентальный склон Австралии.

СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Регион исследования охватывает окраинные и внутренние моря, образующие микроплиты, главным образом океанического строения, островные дуги, окаймляющие их, и континентальные окраины Австралии и Евразии (рис. 2).

В настоящее время относительное движение плит Индийского и Тихого океанов, Австралии и Евразии хорошо известно (Hall, 2002), что подтверждается новыми данными, такими как механизмы очагов землетрясений и GPS наблюдения. Эти исследования, а также распределение вулканической активности, указывают на то, что регион сложен структурами, которые были образованы в кайнозойское время, а затем в короткое время были разрушены или претерпели перемещения и ротацию. Скорость спрединга в этих небольших океанических микроплитах, как отмечает Р. Холл (Hall, 2002), часто была очень велика. Большая часть этих морей открылась в последние несколько млн. лет, а другие после

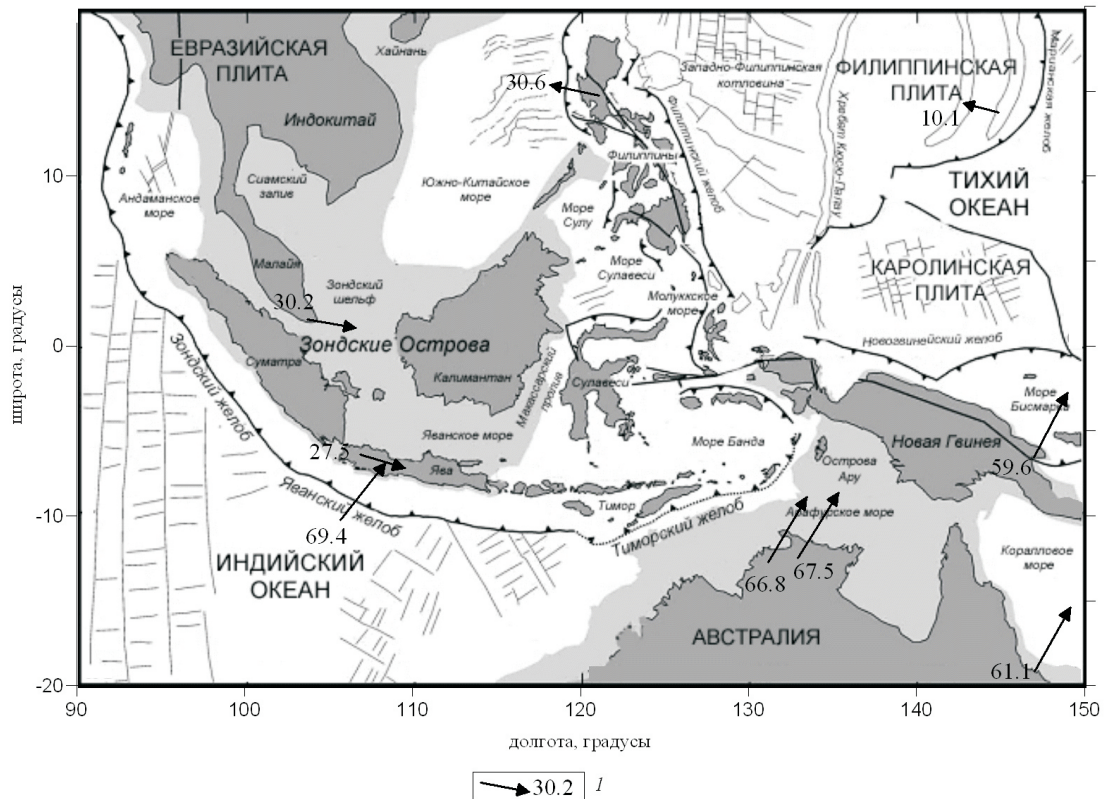


Рис. 2. Структурная схема региона исследования (Hall, 2002) и направления движения литосферных плит по данным GPS (Michel et al., 2001; MIT ...): *I* – скорости движения плит в мм/год.

образования были частично субдуцированы в течение нескольких млн. лет, как например, море Сулавеси (Hall, 2002). Отмечается высокий уровень тектонических движений региона. Границы плит оформились в кайнозой. В течение конвекции главных плит произошло много важных эпизодов растяжения, образовавших океанские бассейны и вызвавших погружения внутри континентальных регионов, возможно под действием субдукции.

Р. Холлом (Hall, 2002) выделены три важных периода в развитии региона, происходивших 45, 25 и 5 млн. лет назад. В то время границы плит и их перемещения менялись, возможно, вследствие коллизионных событий. 45 млн. лет назад перестройка плит могла быть связана с коллизией Индии с Азией, хотя некоторые важные события, такие как эоценовый бонинитовый магматизм, могли быть обусловлены и другими факторами. Большинство важных реконструкций границ плит происходили 25 млн. лет назад. Тектонические события в то время были обусловлены движением Тихоокеанской плиты. Затем, движение Австралии к северу привело к ротации блоков и аккреции микроконтинентальных фрагментов в юго-восточной Азии. Движения плит и изменения их границ снова начались около 5 млн. лет назад, вероятно, в результате изменения движения Тихоокеанской плиты. Субдукция стала основным механизмом тектонической

перестройки, а сдвиги получили наибольшее распространение в этом регионе.

Согласно данным GPS Филиппинская плита движется со скоростью примерно 20 мм/год по азимуту около -78° . Индийская плита пододвигается под Евразию со скоростью 70 мм/год по азимуту $\sim 37^\circ$. Индокитайский блок Евразийской плиты движется со скоростью около 28 мм/год по азимуту $\sim 100^\circ$ и, в свою очередь, находится под воздействием Австралийской плиты, которая пододвигается со скоростью 64 мм/год по азимуту около 30° .

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Многочисленные измерения теплового потока в регионе исследования (рис. 3) показывают, что наиболее высокие значения (свыше 100 мВт/м^2) соответствуют глубоководным впадинам, что свидетельствует об активных процессах, протекающих в мантии, выражающихся на поверхности вулканическими проявлениями вдоль тектонически активных рифтовых структур (He, 1999).

Высокие значения теплового потока выделены в центральной котловине Южно-Китайского моря, в море Сулу и море Банда, под литосферную плиту которого субдуцирует плита Австралийского континента, обуславливая повышенную сейсмичность и вулканическую деятельность. В море Сулавеси отмечаются средние значения теплового потока, а

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

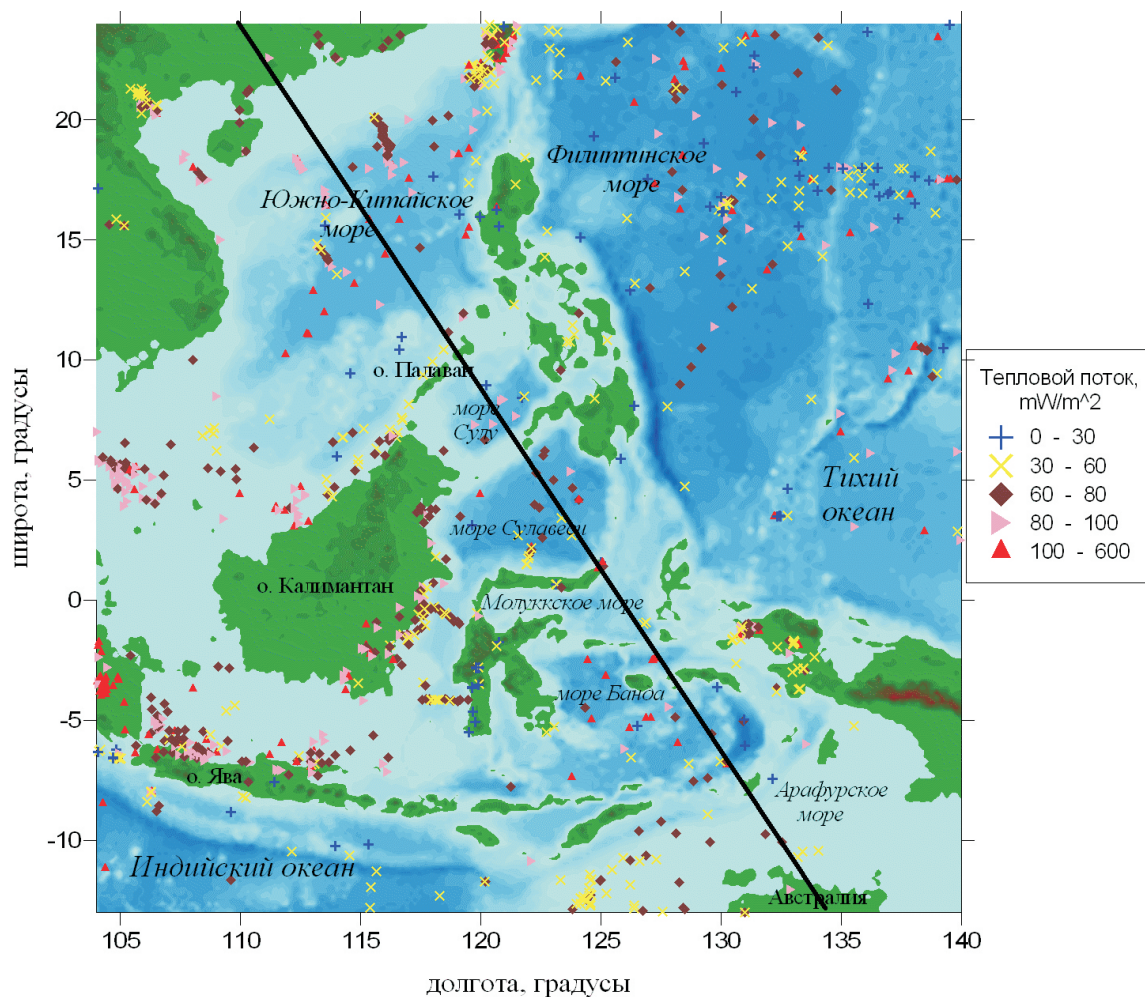


Рис. 3. Пространственное распределение пунктов измерения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в регионе по данным глобального каталога (Pollak et al., 1991; The Global ...) и положение геолого-геофизического разреза.

отдельные высокие значения приурочены к бортам островных дуг, ограничивающих море.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Аномалии в редукции Буге имеют заметную отрицательную корреляцию с рельефом дна Южно-Китайского моря (Кайнозойская..., 1989; Международный..., 2003; Braitenberg et al., 2006; Cullen et al., 2010). Максимальные значения, превышающие 350 мГл, отмечены в глубоководной котловине моря. Над изолированными подводными горами и над вулканическими массивами поле уменьшается до 200-250 мГл. В районе Парасельских о-вов поле изменяется в диапазоне 40-70 мГл, в районе банки Макклсфильд – в диапазоне 20-100 мГл, а над банкой Рид – в диапазоне 10-90 мГл. В шельфовой зоне поле слабо отрицательное. Над островами Лусон и Палаван амплитуда аномалий гравитационного поля составляет 0-50 мГл. Над о-вами Хайнань и Калимантан (Борнео) отмечены отрицательные аномалии интенсивностью -50 мГл и -125 мГл, соответственно. К зоне перехода океан-континент

приурочены узкие отрицательные аномалии с интенсивностью -20 мГл.

Отрицательная корреляция между рельефом дна и гравитационными аномалиями в редукции Буге наблюдается и для морей Сулу и Сулавеси, где максимальные значения гравитационного поля, превышающие 300 мГл, приурочены к глубоководным котловинам (Международный..., 2003).

Аномалии в свободном воздухе в Южно-Китайском море имеют положительную корреляцию с рельефом дна и изменяются в диапазоне от -200 до 220 мГл (Кайнозойская..., 1989; Международный..., 2003; Chen Jie et al., 2010; Li Shu-Ling et al., 2010; Shu-Kun Hsu et al., 2004; Yukari Kido et al., 2001). Амплитуда аномалий последовательно увеличивается с северо-запада на юго-восток от -10 мГл в Тонкинском (Бакбо) заливе, до ± 10 мГл в центральном бассейне и до 30-40 мГл вокруг о. Палаван. Глубоководной котловине соответствуют аномалии интенсивностью ± 20 мГл.

Аномалии над подводными горами и хребтами достигают 330 мГл. Над подводными горами Скарборо отмечены аномалии, превышающие 100 мГл. Над банками Рид и Макклсфильд от-

мечены аномалии интенсивностью 25-50 мГл с отдельными максимумами до 100 мГл.

Над Манильским желобом и о-вами Наньша отмечены отрицательные аномалии с амплитудой -200 и -130 мГл, соответственно. К югу от о. Хайнань выделяется область сильно отрицательного гравитационного поля. К Северо-Лусонскому тропу приурочены отрицательные аномалии с амплитудой до -100 мГл, а к Западно-Лусонскому тропу – с амплитудой -145 мГл.

Для морей Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда и Арафурское характерно мозаичное гравитационное поле в свободном воздухе с интенсивностью аномалий от -250 до 300 мГл (Международный..., 2003).

Самые интенсивные гравитационные аномалии в редуции Глени (Гайнанов и др., 2006) связаны с глубоководными впадинами Южно-Китайского моря (300 мГл), морей Сулу (250 мГл), Сулавеси (350 мГл) и Банда (350 мГл).

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Основной вклад в структуру аномально-го магнитного поля (ΔT) вносят продукты кайнозойского вулканизма. Наиболее дифференцированной является глубоководная котловина Южно-Китайского моря. Здесь идентифицированы линейные магнитные аномалии субширотного простирания с 5D до 11 (Briaies et al., 1989, 1993; Lee, Lawver, 1994; Taylor, Hayes, 1980, 1983), указывающие на то, что возраст коры в этом районе 32-17 млн. лет.

Магнитные аномалии в Южно-Китайском море в направлении северо-восток – восток-северо-восток изменяются в диапазоне от -100 до 100 нТл (Кайнозойская..., 1989; Международный..., 2003; Chen Jie et al., 2010; Chun-Feng Li et al., 2008, 2010; Shu-Kun Hsu et al., 2004). На шельфе Китая и Вьетнама наблюдается нулевое или слабо отрицательное магнитное поле. В районе о. Хайнань отмечены аномалии интенсивностью до 100 нТл. В районе банки Макклсфильд и Парасельских островов магнитное поле имеет северо-восточное простирание и интенсивность 50-120 нТл. Над банкой Рид отмечены аномалии интенсивностью -50 нТл. На шельфе Сунда интенсивность аномалий меняется от 50 до 700 нТл, причем в районе вала Кон-Шон отмечены аномалии интенсивностью 250 нТл.

К подводным вулканам и областям развития кайнозойских базальтов приурочены знакопеременные аномалии магнитного поля, интенсивность которых достигает 500-1500 нТл (Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Колосков и др., 2003; Рашидов, 1997, 2007, 2010; Chen Jie et al., 2010). В море Сулу идентифицированы линейные магнитные аномалии с 18 по 20 (Международный..., 2003).

Для морей Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда и Арафурское характерно знакопеременное магнитное поле с интенсивностью аномалий от -250 до 800 нТл (Международный..., 2003).

Отмечена корреляция между результатами гидромагнитной съемки и данными спутниковых магнитных измерений для Юго-Восточной Азии, а также выдержанность преобладающих направлений зон линейных магнитных аномалий, с которыми связана вулканическая деятельность (Горшков и др., 1991; Колосков и др., 2003; Рашидов, 2007, 2010; Li Shu-Ling et al., 2010).

В работе (Chen Jie et al., 2010) отмечено, что наблюдается хорошее соответствие между аномалиями (ΔZ) и подводными горами, а отрицательные значения магнитных аномалий меняются в зависимости от глубины до изотермы Кюри.

В работе (Li Shu-Ling et al., 2010) проведена корреляция между магнитным и гравитационным (в свободном воздухе) полями и изверженными породами. Установлено, что области с пониженной корреляцией приурочены к выходам кислых пород, а области положительной корреляции полей приурочены к выходам более магнитных основных пород.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Расположение региона в зоне контакта коллизионных четырех плит обусловило активную сейсмичность, развитую, как и в остальных областях континентальных окраин Азии и Австралии, в островных дугах и рифтовых структурах окраинных морей.

Расположение почти 60 тысяч очагов землетрясений, зарегистрированных за период с 1904 по 2010 гг. мировой сейсмологической сетью (Gutenberg, Richter, 1954; NEIC ...), хорошо отражает тектоническую картину региона (рис. 4). Преобладают мелкофокусные землетрясения (73%) с глубиной до 100 км. Глубокофокусные землетрясения, с глубиной более 300 км, сосредоточены в Индонезийской и Филиппинской зонах субдукции – в задуговых бассейнах, где субдукционные процессы приводят к активной сейсмичности.

ВУЛКАНИЗМ

Регион является вулканически активным (рис. 5) и здесь насчитывается 159 активных наземных и 18 подводных вулканов (Апродов, 1982; Гуценко, 1979; Рашидов, 2010; Simkin, Siebert, 1994). Вулканические породы довольно широко распространены в море, на островах и прилегающих участках Азиатского материка (Гатинский, 1980; Горшков, 1981; Горшков и др.,

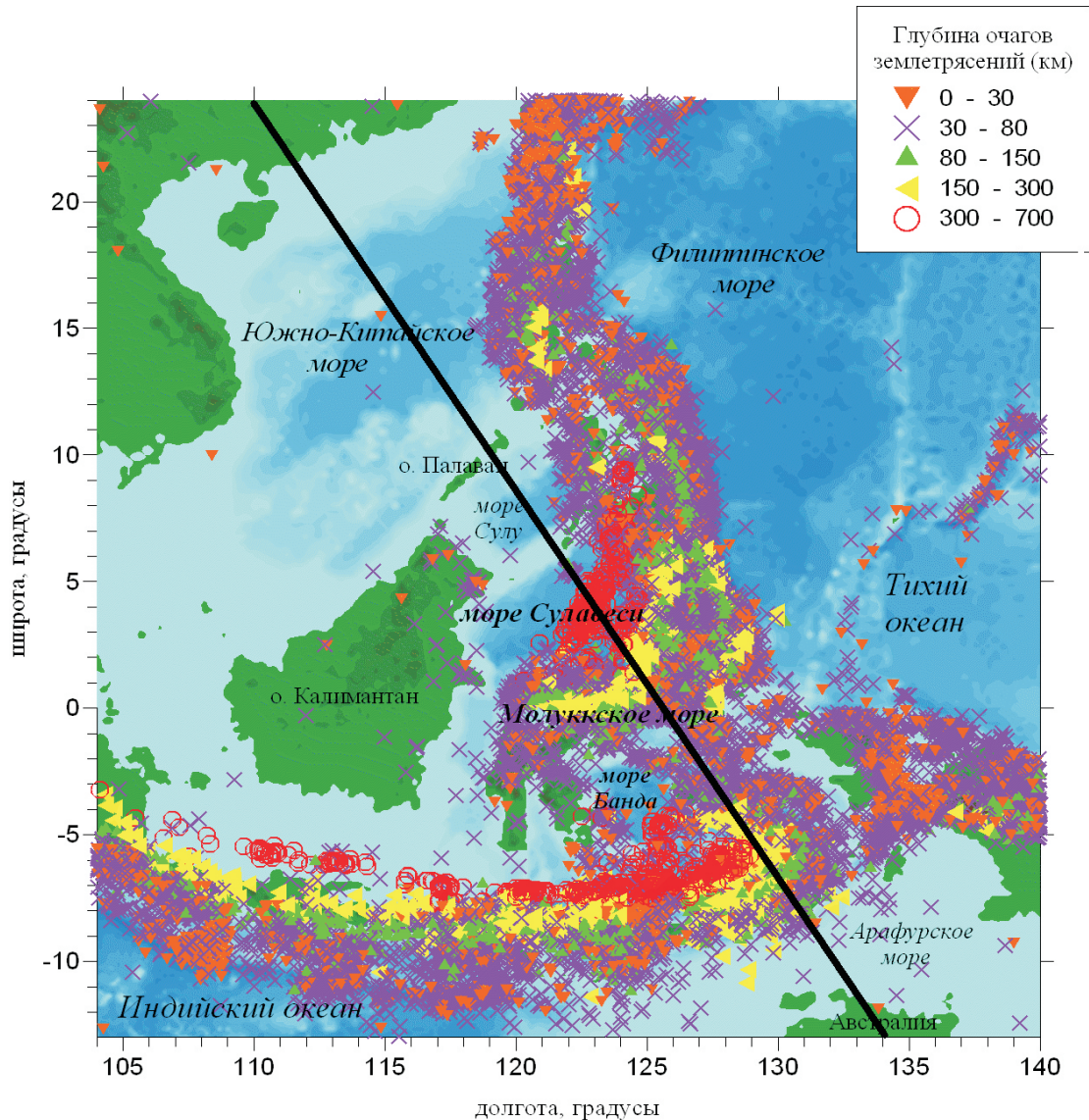


Рис. 4. Пространственное распределение эпицентров землетрясений за период 1904–2010 гг. по данным каталогов (Gutenberg, Richter, 1954; NEIC ...) и положение геолого-геофизического разреза.

1983, 1984, 1991; Колосков, 1999; Колосков и др., 1987, 2003; Рашидов, 1997, 2007, 2010; Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Tu et al., 1992).

Последние данные показывают, что в северной части Южно-Китайского моря, исключая центральный бассейн, существовал бимодальный вулканизм, имевший на начальном этапе максимальные пики извержения (60–43 и 32 млн. лет назад), перешедший в относительно тихую стадию кайнозойского спрединга (32–17 и 15.5 млн. лет назад). Постспрединговый вулканизм (толеитовый ряд 17–8 млн. лет назад, затем щелочной ряд, начиная с 8 млн. лет назад) затронул как Южно-Китайское море, так и его сопредельные территории (Shi Xuefa, Yan Quanshu, 2011).

На о. Палаван датированы кварцевые толеиты, а на о. Минданао – оливиновые толеиты с возрастом ~ 34 млн. лет (Encarnacion et al., 2001), которые, по мнению (Федоров, 2006; Федоров,

Колосков, 2005; Tu et al., 1992), характеризуют начальный этап спрединга Южно-Китайского моря.

К постспрединговым образованиям относятся оливиновые толеиты с возрастом 13.9 млн. лет, трахибазальты и оливиновые толеиты с возрастом 9.9 млн. лет, а также щелочные оливиновые базальты с возрастом 3.5 и 3.4 млн. лет, драгированные на подводных горах Скарборо (Cullen et al., 2010; Hekinian et al., 1989; Pin Yan et al., 2006; Tu et al., 1992; Wang Xianjue et al., 1985); щелочные и толеитовые базальты банки Рид с возрастом 0.42 млн. лет; оливиновые базальты подводных гор к востоку от банки Рид с возрастом 2.7–0.47 млн. лет (Cullen et al., 2010; Kudrass et al., 1986); нефелиниты Парасельских о-вов (Tu et al., 1992) и лимбургиты вулканического о. Гаодяньши, находящегося в этом архипелаге, с возрастом 2.05–2.7 млн. лет (Sun Jiashi, 1991; Zhan Wenhuan et al., 2006).

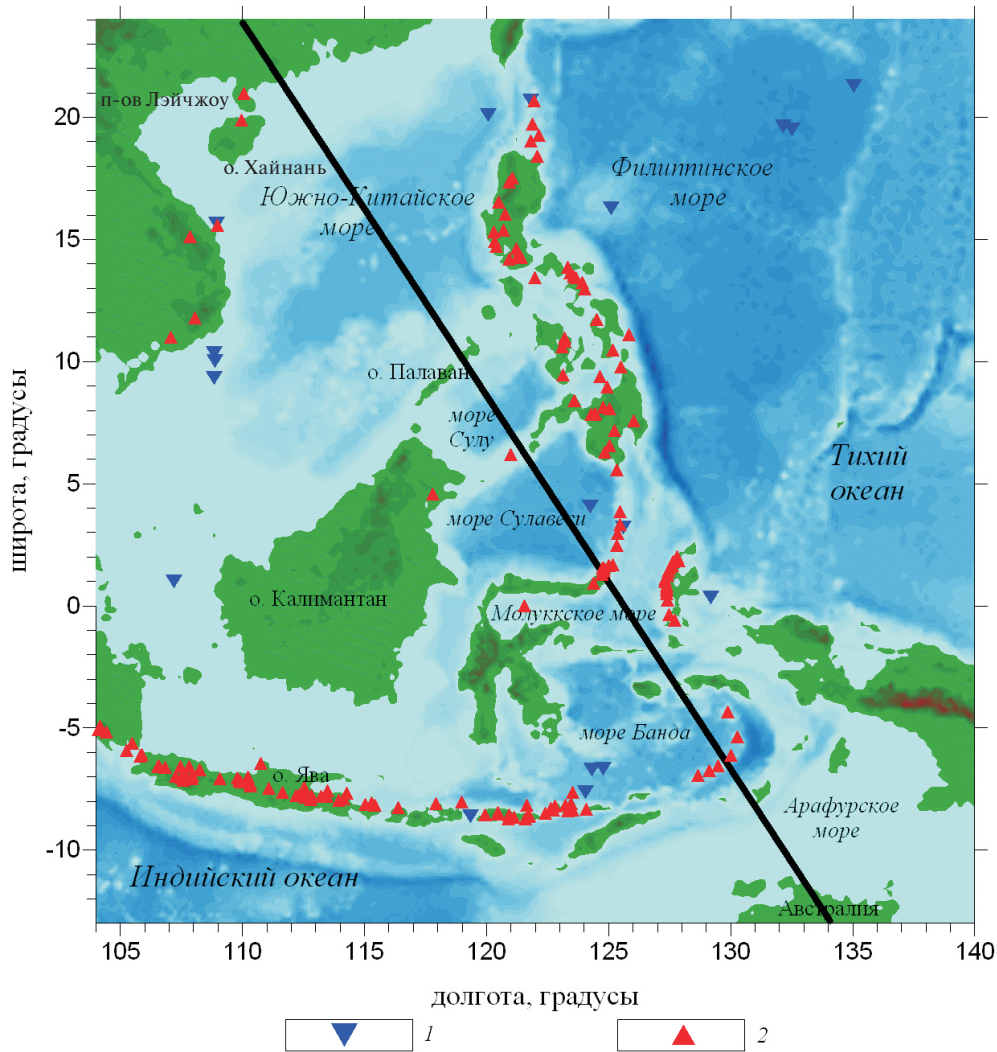


Рис. 5. Пространственное распределение подводных и наземных вулканов по данным (Гущенко, 1979; Global ...; Simkin, Siebert, 1992) и положение геолого-геофизического разреза: 1 – подводные вулканы; 2 – наземные вулканы.

В прибрежной области Гуандун, на п-ве Лэйчжоу и в северной части о. Хайнань широко развиты вулканические породы. Наиболее древние из них – раннепалеоценовые оливиновые базальты в бассейне Саншу с возрастом 62.86 млн. лет (Sun Jiashi, 1991), а самые молодые – базальты вулкана Тианянг (п-ов Лэйчжоу) с возрастом 0.43 млн. лет и муджериты области Гуандун с возрастом 0.9043 ± 0.5465 млн. лет (Sun Jiashi, 1991).

Вулканизм на п-ве Лэйчжоу и о. Хайнань, начавшийся в плиоцене (5.6 ± 3.8 млн. лет), связывают с горячей точкой Хайнань (Dapeng Zhao, 2007; Dapeng Zhao et al., 2011; Jianshe Lei et al., 2009; Lebedev et al., 2000). Наибольшее распространение в этом районе получили излияния раннеплейстоценовых базальтов (2.0 ± 0.8 млн. лет). В среднем и позднем плейстоцене происходили извержения центрального типа. В голоцене интенсивность проявления вулканизма значительно уменьшилась. Продукты

вулканической деятельности горячей точки представлены, в основном, кварцевыми и оливиновыми толеитами (Апродов, 1982; Гатинский, 1980; Основы..., 1962; Flower et al., 1992; Kung-suan Ho et al., 2000; Tu et al., 1991).

Данные определения абсолютного возраста вулканитов, драгированных на четырех подводных горах в Южно-Китайском море ($19^{\circ}20' - 14^{\circ}00'$ с.ш. и $115^{\circ}35' - 116^{\circ}59'$ в.д.), показывают омоложение пород с севера на юг. Гора Джинфенг расположена в транзитальной зоне, а три другие лежат в пределах океанического бассейна. Возраст 18.61–4.88 млн. лет имеют риолитовые дациты подводной горы Джинфенг, 1 4.1–1.14 млн. лет – толеитовые базальты подводной горы Диамано, 15.26–22.9 млн. лет – щелочные и толеитовые базальты подводной горы Сьянбэй и 3.49–0.58 млн. лет – щелочные базальты подводной горы Цзонгжан (Hekinian et al., 1989; Li Zhaolin et al., 1994; Sun Jiashi, 1991; Wang Xianjue et al., 1985).

На побережье и в шельфовой зоне Вьетнама новейшая вулканическая активность началась ~ 12 млн. лет назад и особенно интенсивно протекала в последние 3 млн. лет (Barr, Macdonald, 1981). Вулканогенные комплексы с несогласием залегают на образованиях докембрия, палеозоя и мезозоя (Кудрявцев и др., 1969; Parke et al., 1971). Вулканиды приурочены к зоне континентального обрамления впадины Южно-Китайского моря (Колосков, 1999; Колосков и др., 1987; Новиков и др., 1988; Hoang, Flower, 1998; Hoang et al., 1996; Pin Yan et al., 2006; Tu et al., 1992), ареалы их распространения – к плечам наиболее крупных прогибов (Гатинский, 1980). Вулканические центры миоцен-голоценового возраста приурочены здесь к структурам раздвига (Rangin et al., 1995). На территории Вьетнама кайнозойские базальтоиды распространены мозаично в пределах отдельных блоков (Гатинский, 1980; Колосков, 1999; Колосков и др., 1987; Нгуен Тхи Тхоа, 1983). Время излияния базальтоидов на юге Вьетнама находится в пределах от 2.6 до 0.6 млн. лет. Излияния базальтов в Северном Вьетнаме начались в конце плиоцена-начале плейстоцена (Дан Ван Бат, 1979; Нгуен Динь Кат, 1971).

Имеются достоверные сообщения об извержении на шельфе Южно-Китайского моря в 1923 г. подводного вулкана (вулканической группы) Иль де Сандр (Patte, 1925a, 1925b). Вулканы этой группы, вероятно, существовали уже в конце верхнего плейстоцена ~ 13 тыс. лет назад (Марков, 1993). При драгировании здесь были подняты пироксен-оливин-плаггиоклазовые базальты с большим количеством кварц-плаггиоклазовых и гранитоидных ксенолитов (Колосков, 1999). Для драгированного щелочного базальта с подводного вулкана Иль де Сандр определен абсолютный возраст 1.27-0 млн. лет (Hoang, Flower, 1998; Phan Truong Thi, Vo Viet Van, 2007).

Для двух образцов толеитовых базальтов, отобранных на о. Ре, определен абсолютный возраст 12 и 0.4-1.2 млн. лет (Hoang, Flower, 1998).

В 1923 г. отмечено также образование в Тонкинском (Бакбо) заливе «пепельного острова» – эфемерного вулкана, просуществовавшего до 1929 г. (Дан Ван Бат, 1979). Вероятно, что в это время на шельфе Южно-Китайского моря происходила значительная активизация. Вулканические проявления отмечены также на островах Ре, Бобай, Тху, Катуйк, Хон-Жо шельфовой зоны Вьетнама (Колосков, 1999; Рашидов, 1997, 2007, 2010; Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Patte, 1925a, 1925b).

Для континентальной части Вьетнама и шельфовой зоны Южно-Китайского моря молодой вулканизм на ранних этапах (N_2-Q_1) носил площадной покровный характер, а на позднем этапе ($Q_{2,4}$) проявляется ареальный вулканизм

(Колосков, 1999; Колосков и др., 1987, 2003; Новиков и др., 1988; Рашидов, 1997, 2007, 2010). Для ранних этапов характерны толеитовые и субщелочные базальты, а для позднего – щелочные оливиновые базальты, реже нефелениты и трахибазальты (Гатинский, 1980; Колосков, 1999; Колосков и др., 1987; Новиков и др., 1988; Федоров, 2006; Федоров, Колосков, 2005; Hoang, Flower, 1998). Щелочность продуктов вулканизма особенно возрастает в базальтах современных извержений (Новиков и др., 1988). Ранние этапы вулканизма связаны с разломами северо-западного и северо-восточного направлений, а поздний – с субмеридиональными разломами (Нгуен Кин Куок, Ле Нгок Тхыок, 1979).

На шельфе Вьетнама, в пределах западной краевой части субмеридионального линеймента ($108-110^\circ$ в.д.), позднекайнозойский подводный вулканизм фрагментарно проявляется на расстоянии > 700 км. Здесь выявлены три участка позднекайнозойской подводной вулканической деятельности, на двух из которых вулканизм проявляется и на островах (Бондаренко, Надежный, 1985; Горшков, 1981; Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Колосков и др., 1987; Надежный, 1986; Рашидов, 1997, 2007, 2010). Продукты вулканической деятельности распространены на площади ~ 3400 км². Здесь идентифицированы небольшие подводные вулканические постройки, размеры которых не превышают 3 км в диаметре и 200 м по высоте. Все наземные и подводные вулканы в пределах этих участков являются моногенными одноактными постройками. К вулканическим участкам приурочены локальные гравитационные аномалии в свободном воздухе (Кайнозойская..., 1989; Кулинич, Обжиров, 1985; Kulnich et al., 1986).

Среди разломов различных направлений, выделяемых в пределах прилегающей к Вьетнаму части акватории Южно-Китайского моря, магмопроводящими, по-видимому, можно считать разломы субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний (Горшков и др., 1991; Колосков и др., 2003; Рашидов, 2010; Li Shu-Ling et al., 2010).

Возраст андезитов, драгированных на рифе Миандер (хребет Кагаян) в море Сулу, 14.7 ± 0.6 млн. лет (Kudrass et al., 1986).

Для вулканов Индонезии известно более 1100 датированных извержений, произошедших в историческое время, включая катастрофическое извержение Кракатау в 1883 г. (Гущенко, 1979; Simkin, Siebert, 1994). С 1800 г. разрушительные вулканические извержения происходят в Индонезии каждые три года. Совсем недавно у побережья индонезийского о. Сулавеси был обнаружен новый подводный вулкан, поднимающийся с глубины ~ 5.5 км и имеющий

относительную высоту 3.8 км, который получил название Кавио Барат (Kawio Barat).

Кайнозойские вулканические и магматические образования о. Суматра связаны с субдукцией Индо-Австралийской океанской плиты под Юго-Восточную азиатскую плиту. Вулканическая деятельность здесь началась в палеоцене (65 млн. лет назад) и продолжается без перерыва до настоящего времени. Четвертичные вулканические центры являются наложенными на структуры неогена и палеогена. Четвертичные вулканы генетически гомогенны, что может быть объяснено ассимиляцией корового материала (Gasparon et al., 2004). При изучении современных тыловых вулканов о. Ява установлен возраст пород 1.6-0.3 млн. лет (Setijadji, et al., 2006). Возраст базальта из золотонной провинции Гибаилунг 11.4 ± 0.8 млн. лет (Narijoko et al., 2004), возраст вулканической бомбы из побочного конуса вулкана Сламет 0.042 ± 0.020 млн. лет (Sutawidjaja, Sukhyar, 2009), а лавы на о. Бавиан от 26 ± 0.04 до 0.84 ± 0.04 млн. лет (Setijadji, 2010).

На о. Калимантан (Борнео) имеется небольшое количество четвертичных вулканов, которые в настоящий момент не активны (Hall et al., 2008). В море Банда насчитывается 9 голоценовых вулканов, два из которых подводные (Simkin, Siebert, 1994).

Следует обратить внимание на то, что южный участок проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Вьетнама (Горшков и др., 1991; Рашидов, 1997, 2007, 2010) находится в точке пересечения субмеридианального линеамента ($108-110^\circ$ в.д.) и линеамента, простирающегося с юго-запада на северо-восток (рис. 5). Этот линеамент проходит через подводные вулканы Филиппинского моря, ряд банок, расположенные на юге о. Лусон, вулканические поля Лагуна, вулканы Маквиллинг, Панай и действующие вулканы Банахао и далее через кальдеру Иво-Джима, подводный вулкан Шин-Иво-Джима и безымянный подводный вулкан в островной дуге Вулькано (Гуценко, 1979; Рашидов, 2010; Simkin, Siebert, 1994) и, вероятно, приурочен к глубинному разлому.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Для изучения глубинного строения региона на основе многочисленных геолого-геофизических данных, полученных по международным проектам, построен разрез через юго-восточную часть Китая, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и континентальный склон Австралии (рис. 6). Мощность коры по разрезу резко меняется от тонкой океанической коры

(менее 10 км) под глубоководными котловинами до континентальной (свыше 40 км) в некоторых островных дугах и окраинах материков Евразии и Австралии. Это объясняется активными субдукционными процессами, происходящими в этом регионе, действием океанических плит Индийского и Тихого океанов, и континентальных блоков Австралии и Китая. Субдукционные процессы сопровождаются проявлением магматизма и вулканизма, источники которых расположены на разных уровнях мантии.

Построенное распределение гипоцентров землетрясений на глубинном разрезе (рис. 6) показывает наличие зон Вадати – Беньофа (сейсмофокальных зон) под морями Банда и Сулавеси, простирающихся, соответственно, на глубину до 400 и более 600 км. Эти зоны образованы преимущественно слабыми землетрясениями с $M < 6$. Очаги сильных землетрясений с $M > 6$, отмеченные на этом разрезе, расположены преимущественно в верхних слоях литосферы до глубин 300 км. Лишь 10% землетрясений с $M > 6$ попадают на глубины более 300 км.

Следует отметить, что существуют сводные разрезы через Южно-Китайское море, моря Сулу и Сулавеси (Арешев, 2003; Гнибиденко, 1979; Кулинич, Обжиров, 1985; Kulnich et al., 1986), которые были использованы в этой работе при построении глубинного разреза, объединяющего все геологические структуры, расположенные между двумя континентами.

ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ

Основными элементами рельефа дна Южно-Китайского моря являются континентальный шельф и континентальный склон, подводные краевые плато и глубоководная котловина с отдельными горами и горными системами (Atlas..., 1992; Map ..., 1992). Средняя глубина моря 1212 м, максимальная – 5567 м. Глубоководная впадина оконтуривается изобатой 4000 м. Впадина представляет собой наклонную к юго-востоку равнину с одиночными конусовидными подводными горами, очевидно, вулканического происхождения. Высота отдельных гор достигает 3500–4000 м над дном впадины, а минимальная глубина до вершин 218 и 272 м. В центральной части котловины вулканические постройки образуют слабо выраженные горные хребты северо-восточного простираения, фиксирующие древние спрединговые центры моря, которые в дальнейшем были перекрыты осадками. На северо-востоке впадину ограничивает глубоководный желоб, представляющий собой узкую депрессию шириной 3–10 км и глубиной до 5 км, протягивающийся вдоль Лусонского континентального склона. От глубоководной

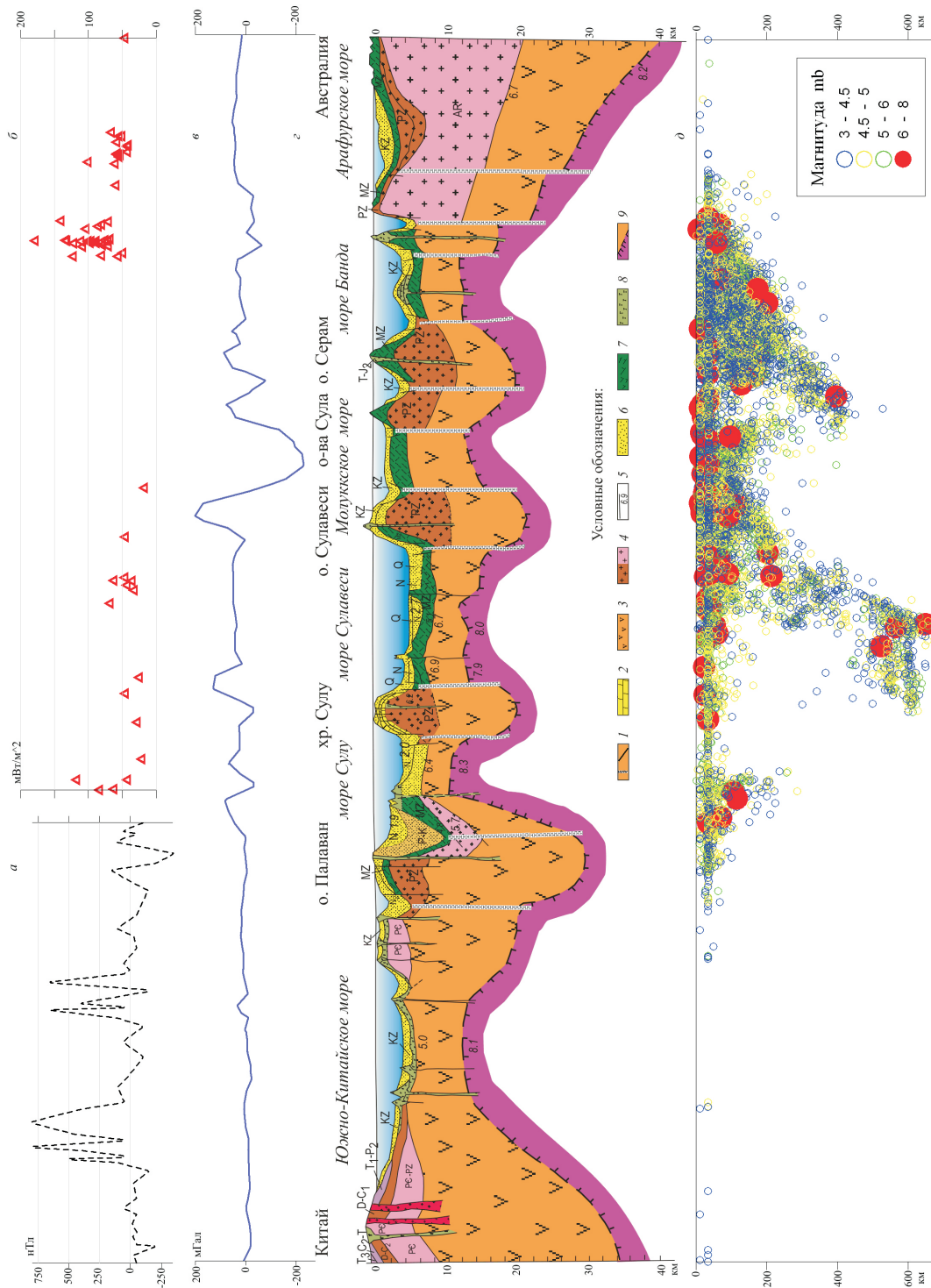


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребт Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море. Составлен по данным (Родников, 1979; Atlas ..., 1992; Finlayson, Cull, 1973; Gervasio, 1967; Hall, 2002; Hamilton, 1979a, 1979b; Irving, 1951; Murauchi et al., 1973; Silver et al., 1991; Studies..., 1981; Zhao et al., 2010); 1 - разломы; 2 - известняки; 3 - нижняя часть коры; 4 - верхняя часть коры; 5 - скорости сейсмических волн; 6 - осадочный слой; 7 - вулканогенный слой; 8 - базальты; 9 - поверхность Мохо; д - распределение гипотентров землетрясений за период 1904-2010 гг. построено по данным (Gutenberg, Richter, 1954; NEIC ...).

впадины он отделен подводным горным хребтом с выровненными вершинными поверхностями на глубинах от 500 до 3500 м.

Мощность континентального шельфа Южно-Китайского моря составляет от 20 до 25 км. В его строении принимают участие палеозойские породы, пронизанные гранитными интрузиями. Мощность осадочных пород меняется от 3-4 до 8-11 км во впадинах, широко распространенных на шельфе. Скорости сейсмических волн в осадочных отложениях составляют 1.8-4.8 км/с. В фундаменте шельфа скорости увеличиваются с глубиной от 5.0-6.3 до 6.5-7.6 км/с (Bochu, Hayes, 2003; Hayes, Taylor, 1978).

Формирование Южно-Китайского моря связывают с рифтогенезом, распространившимся в кайнозойскую эру. Сначала, как считают (Fuhr et al., 2009), палеогеновый рифтогенез происходил вдоль Вьетнамского континентального шельфа с образованием палеогеновых рифтовых впадин, а затем в неогене рифтогенные процессы привели к образованию моря. Южно-Китайское море начало образовываться 45 млн. лет назад в результате раскола южного Китая. Кульминация наступила 30 млн. лет назад и завершилась 17 млн. лет назад (Studies..., 1981). В центральной части моря сохранился спрединговый рифт, где скорости сейсмических волн изменяются от 6.8 км/с в основании коры до 8.0 км/с в верхней части мантии. В зоне центрального рифтового спрединга выделяются несколько грабенов, где мощность осадков увеличивается до 4 км (Li, 2006). Глубина до границы Мохо меняется от 30 км на севере до 25 км на юге. Под рифтовой структурой верхняя мантия расположена на глубине 18 км. Выделяется трехкилометровый слой пониженных скоростей в средней части коры (Studies..., 1981).

Северо-восточная часть Южно-Китайского моря, через которую проходит разрез, образовалась несколько позднее, чем южная часть. Открытие бассейна в результате спрединга началось 37.8 млн. лет назад и завершилось 15.5 млн. лет назад (Yeh et al., 2010). В процессе развития моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. В раннем миоцене (23-20 млн. лет назад) произошли повсеместно излияния щелочных базальтов, характеризующие активность границ плит в то время. Проведенные комплексные геофизические исследования (Zhao et al., 2010) показали высокие скорости сейсмических волн (5.0-5.5 км/с) в некоторых местах нижней коры и высокое соотношение V_p/V_s , равное 1.74, в нижней коре западного борта Южно-Китайского моря. Эти данные по мнению (Zhao et al., 2010) свидетельствуют о том, что высоко-

скоростной слой в основании коры сложен основными магматическими породами и может быть образован в результате андерплейтинга магматических пород к коре после завершения спрединга. Высокие сейсмические скорости в низах коры по мнению (Kido et al., 2001) свидетельствуют о том, что магматические породы в основании коры являются корнями кайнозойских вулканов.

По мнению (Pin Yan et al., 2008) Южно-Китайское море образовалось в результате спрединга, продолжавшегося от позднего олигоцена до среднего миоцена. После завершения спрединга сжатие обусловило движение дуги Тайвань-Лусон к северо-западу и сдвиговые движения распространились на восточные и западные окраины моря. Альтиметрические исследования показали распространение цепей подводных гор (вероятно современных вулканов), вдоль оси спрединга, связанных, по-видимому, с глубинными разломами (Pin Yan et al., 2008).

Остров Палаван является частью древнего эоценового комплекса субдукционной зоны, образующей невулканическую дугу, связанную с завершившейся в миоцене субдукцией в желобе Палаван (Hamilton, 1979b). Остров сложен двумя структурными комплексами, образующими в южной части острова складчатый пояс, а в северной части – континентальный блок, остаток континентальной окраины Китая (Letouzey et al., 1988). В южной и центральной частях о. Палаван наиболее древние породы представлены офиолитами и пиллоу-базальтами нижнего мела. С ними связаны известковистые красные глины и радиоляриты. Осадочные породы представлены турбидитовыми песчаниками, алевролитами и глинами. В центральной части острова развиты верхнеолигоценые-нижнемиоценовые лагунные и рифовые известняки. В северной части о. Палаван были обнаружены неметаморфизованные палеозойские горные породы, сложенные фузулиновыми известняками, включенными в меланж. Наиболее древними являются средне-триасовые тонкослоистые кремнистые мезозойские породы. Верхнетриасовые-нижнеюрские известняки и песчаники образуют отдельные блоки на севере о. Палаван. Верхнемеловые породы сложены турбидитовыми песчаниками и сланцами с туфами и конгломератами. Так как в неогене последовали тектонические подвижки, сопровождавшиеся эрозией, сохранились только эоценовые шельфовые известняки. Офиолитовый комплекс является остатком нижнемеловой океанической коры древнего Южно-Китайского моря, присоединившимся в результате надвиговых движений к структурам о. Палаван. Толщина коры составляет ~ 30 км. Трог Палаван образовался при субдукции океанической

плиты Южно-Китайского моря под о. Палаван, завершившейся в конце миоцена. Заполняющие трог осадки представляют собой меланж мощностью до одного км, образовавшийся в плиоцен-четвертичное время (Tamesis et al., 1973).

МОРЕ СУЛУ

Море Сулу, образованное в течение раннего миоцена (Rangin, Silver, 1990), расположено между двумя окраинными бассейнами: Южно-Китайским морем на севере и морем Сулавеси на юге. От Южно-Китайского моря море Сулу отделяется о. Палаван континентального строения, а от моря Сулавеси – вулканической дугой Сулу. Вулканический хребт Кагаян разделяет море на две впадины – северо-западную и южно-восточную. Северо-западная впадина сложена континентальной корой, а юго-восточная океанической. Вдоль восточного обрамления моря Сулу протягивается желоб, фиксирующий субдукцию коры моря под островную дугу Сулу, завершившуюся около 10 млн. лет назад (Hall, 2002). Северо-западная впадина моря Сулу сложена смятыми в складки осадочными породами мощностью более 7 км, от мезозойского до четвертичного возраста. (Hinz et al., 1991; Letouzey et al., 1988; Roeser, 1991). Южная часть моря Сулу, имеющая океаническую кору, характеризуется высокими значениями теплового потока. Мощность осадков составляет 2 км, увеличиваясь к югу до 7 км в желобе Сулу. Предполагается, что желоб стал неактивным в позднплейстоценовое время, о чем свидетельствует отсутствие вулканизма в то время, хотя один исторически активный вулкан установлен на острове, расположенном в центральной части дуги, где отмечается также повышенная сейсмичность (Studies..., 1981).

Хребт Сулу, возможно, представляет собой островную дугу, под которую в палеогеновый и неогеновый периоды субдуцировала плита Южно-Китайского моря. Он состоит из двух параллельных хребтов: северо-западного, сложенного отдельными островами, и юго-восточного, образованного эродированными вулканами (Studies..., 1981). В центральной части дуги на о. Холо сохранился один исторически действующий вулкан. Ультраосновные и основные породы обнаружены в пределах фронтальной дуги. Сейсмические профили показали наличие преддугового бассейна с осадками до 3000 м (Hamilton, 1979a). Возраст пород вулканической дуги изменяется от олигоцена до плейстоцена. Породы меланжа дуги образовались в позднеюрско-раннемиоценовое время. Возможно, что на направление субдукции под дугу могла оказать влияние коллизия дуги с о. Калимантан (Hamilton, 1979a). Малоизвестно об

истории дуги Сулу. Результаты К-Аг определения возраста предполагают, что эта дуга могла быть активной со среднего миоцена (Bergman et al., 2000; Rangin, 1991). Вулканическая активность здесь завершилась несколько тысяч лет назад.

МОРЕ СУЛАВЕСИ

Море Сулавеси площадью в 400000 км² и с глубиной, достигающей 5 км, имеет мощность коры 6-7 км (Mugauch et al., 1973). По мнению (Karig, 1974) море Сулавеси – задуговой бассейн, в то время как (Lee, McCabe, 1986) интерпретируют бассейн как фрагмент древнего океана, в котором моря Банда, Сулавеси и Сулу только останцы, разделенные теперь мобильными коллизийными поясами и субдукционными зонами. Возможны три альтернативные модели образования моря (Silver et al., 1991): фрагмент древнего океана, как Западно-Филиппинский бассейн или Молуккское море, задуговой бассейн, или бассейн, образованный в результате рифтинга вдоль континентальных окраин. Предполагается (Nichols, Hall, 1999), что море Сулавеси и Западно-Филиппинский бассейн развивались как общий бассейн в течение среднего эоцена (50-37 млн. лет назад). Спрединг в общем бассейне моря Сулавеси и Западно-Филиппинского морского бассейна завершился в позднем эоцене, а в конце позднего олигоцена произошло разделение двух бассейнов по сдвигу, а затем по конвергентной границе плит.

Результаты работ по программе ODP Leg 124 показали, что море Сулавеси образовалось в середине эоцена (Silver et al., 1991). Магнитные аномалии (Weissel, 1980) указывают на то, что спрединговый центр лежит в южной части бассейна и, если первоначальный бассейн был симметричным, часть моря субдуцировала на юге под желоб Сулавеси. Часть моря Сулавеси могла также субдуцировать на севере под дугу Сулу. Палеомагнитные данные (Silver et al., 1991) свидетельствуют о ротации по часовой стрелке, происходившей между 42 и 20 млн. лет назад. Геологическое строение коры определено по двум скважинам, пробуренным по программе работ ODP Leg 124 (Rangin, 1991). Первая скважина № 767 локализована в наиболее глубокой части моря (4900 м). Она прошла 800 м осадков и остановилась в базальтовом фундаменте. Вторая скважина (№ 770) расположена в менее глубокой части моря (4500 м) в 50 км от первой. Толщина осадков 420 м. Фундамент в обеих скважинах представлен базальтами MORB (Rangin, Silver, 1990; Spadea et al., 1996). Нижняя часть осадочного разреза сложена из 80 м коричневых пелагических глин, содержащих радиолярии и марганцевые конкреции. Скорость осадконакопления

составляет 2-6 м/млн. лет. Верхняя половина стратиграфического разреза сложена осадками, имеющими возраст от позднего миоцена до голоцена. Они состоят, главным образом, из илов и глин, содержащих вулканические фрагменты. В плейстоцене наблюдается обилие пепла.

Море Сулавеси подстилается океанической корой (Murauchi et al., 1973) и ограничено на юге субдукционной зоной (Hamilton, 1979a). Поверхность Мохо неровная. Толщина коры меняется от 7 км под спрединговым центром до 14 км по бортам моря. Тепловой поток нормальный и несколько повышен над спрединговым центром (Nagasaka et al., 1970).

С юго-востока море обрамляется о. Сулавеси, толщина континентальной коры которого превышает 20 км. Остров Сулавеси подразделяется на несколько тектонических провинций: магматическая дуга западной части острова; метаморфический пояс центральной части острова и офиолитовый комплекс восточной части острова, через который проходит разрез. Фундамент северной части острова сложен океаническими базальтами, андезито-базальтами и пелагическими толщами от эоценового до раннемиоценового возраста (Hamilton, 1979a).

МОЛУККСКОЕ МОРЕ

Молуккское море представляет собой систему хребтов и трогов северо-восточного простираения. Окаймляющий море с запада хребет Сангихе является активной вулканической островной дугой. Вулканическая активность происходила здесь преимущественно в миоцене. Вдоль хребта простирается желоб, который, вероятно, образовался в результате субдукции плиты моря Сулавеси под хребет до глубины 600 км (Studies..., 1981). На юге Молуккское море ограничено от плиты моря Банда глубинным разломом. На юго-востоке разлом Соронг отделяет плиту Молуккского моря от плиты Хальмахера.

Молуккское море, которое почти полностью субдуцировалось, расположено между тремя конвергентными плитами: Филиппинской плитой, Евразией (микроплита моря Сулавеси) и Австралией (микроплита моря Банда). Ее структурное положение в виде узкого пояса определяется коллизией субдукционных зон хребта Сангихе (северное продолжение о. Сулавеси) и магматической дуги Хальмахера, ограничивающей Молуккское море с востока. Положительные аномалии гравитационного поля в свободном воздухе соответствуют океанической коре, а отрицательные характеризуют распространение осадочной призмы в подводном хребте центральной части Молуккского моря. Толщина коры меняется от 15 км до

20 км. Результаты исследований иллюстрируют гетерогенность литосферных плит в северной части Молуккского моря, которое является результатом коллизии между окраиной Сангихе и литосферными фрагментами Филиппинской плиты, такими как вулканическая дуга Хальмахера. Комбинация этих трех процессов привела к закрытию Молуккского моря (Widiwijayanti et al., 2003).

ХРЕБЕТ ОСТРОВОВ СУЛА

Острова Сула образуют узкий хребет, простирающийся к востоку от о. Сулавеси. Они сложены континентальной корой, образованной палеозойскими гранитогнейсами, перекрытыми мезозойскими шельфовыми осадочными породами. На островах Сула обнажаются гранитные и метаморфические породы континентального типа: биотитовые граниты, кварцевые монзониты и гранодиориты, кварцевые диориты и турмалин-мусковитовые граниты. Метаморфические породы представлены сланцами, филлитами, зелеными сланцами, биотитовыми и мусковитовыми гнейсами, кварцитами, гранатовыми, силлиманитовыми, кианитовыми и андалузитовыми амфиболитами. Определения возраста, выполненные рубидий-стронцевым методом ($^{87}\text{Ru}/^{87}\text{Sr}$) показали, что возраст полевых шпатов в гранитах составляет 235 и 245 млн. лет. По данным K/Ag метода возраст слюды из гнейсов составляет 395 млн. лет, а K/Ag возраст пегматитов составляет ~ 418 млн. лет (Hamilton, 1979b). Вероятно, что образование пород фундамента продолжалось от палеозоя до палеогена. Фундамент перекрывается деформированными породами доюрского, юрского, возможно мелового возраста. Юрские породы сложены черными сланцами и известняками, ниже которых прослежены недатированные кварцевые песчаники. Базальные конгломераты лежат на фундаменте в основании осадочного чехла. Юрские породы перекрываются меловыми обломочными отложениями и нижнемиоценовыми известняками и кварцевыми песчаниками мелководных фаций.

Возраст риолитов по данным Pb/Sr метода определен в диапазоне 210-330 млн. лет. Они связаны с гранитами фундамента.

Вдоль южного борта хребта, примерно в широтном направлении, простирается глубинный разлом от о. Сулавеси до о. Новая Гвинея, по которому происходят левосторонние перемещения, сопровождающиеся землетрясениями (Hamilton, 1979b).

МОРЕ БАНДА

Море Банда, включающее островную дугу Банда, простирается на 700 км в широтном направлении и на 350 км в меридиональном. Глуби-

на моря изменяется от 4 до 5 км. В направлении СВ-ЮЗ простираются три подводных хребта. По мнению (Carter et al., 1976; Hamilton, 1979b) море Банда образовалось в неогене в результате задуговых спрединговых процессов. Другие ученые (Katili, 1978) предполагают, что море Банда представляет собой сегмент древнего дна Тихого океана, отгороженный субдукционными структурами и трансформными разломами. Низкие значения теплового потока свидетельствуют, по мнению (Lawver, Hawkins, 1978), о древней океанической коре, имеющей возраст 60 млн. лет. По мнению (Jacobson et al., 1977) выявленные магнитные аномалии высокой амплитуды свидетельствуют о том, что спрединговые процессы в земной коре начались два миллиона лет назад, а мелкофокусные землетрясения, распространенные здесь, подтверждают это предположение.

Сейсмические исследования показали наличие относительно тонкой океанической коры (Bowin et al., 1978) мощностью до 10 км. Толщина осадков, подстилаемых миоценовыми базальтами, не превышает здесь 1-3 км (Rehault et al., 1994). Кроме того, геофизические исследования (Studies..., 1981) свидетельствуют о том, что в строении островной дуги Банда принимают участие также континентальные блоки земной коры, образовавшиеся в результате коллизии с Австралийской континентальной окраиной в течение последних трех млн. лет. Возможно, что образование субдукционных литосферных слэбов, расположенных на глубинах больше чем 50 км, является результатом этих процессов. Доказательства, подтверждающие континентальный разрыв сплошности коры и начало спрединга, приведшее к формированию моря Банда, могут быть обнаружены в микроконтинентах, обрамляющих море (Pigram, Panggabean, 1983).

АВСТРАЛИЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ШЕЛЬФ

Континентальная окраина северной части Австралийской плиты в результате распада Гондваны подверглась деформациям, выразившимся в образовании в позднем мелу осадочных бассейнов и глубинных разломов на границе с островными дугами и окраинными морями (Ritzwoller et al., 2001). Толщина коры континентальной окраины уменьшается от 40-45 в центральной части Австралийского континента до 20-25 км под Арафурским морем. Осадочный фанерозойский чехол мощностью до 10 км залегает на кристаллическом фундаменте протерозойского возраста (Hamilton, 1979a). Австралийский континентальный шельф переходит в Тиморский трог, являющийся восточным продолжением Индонезийского желоба (желоб Ява). В отличие

от Индонезийского желоба Тиморский трог разделяет континентальные блоки Австралии и дуги Банда. Предполагается субдукция австралийской литосферы под дугу Банда, о чем свидетельствует, по мнению (Hamilton, 1979a), сейсмофокальная зона, уходящая под дугу Банда на глубину свыше 400 км. Астеносферный слой выделяется под континентальным склоном Австралии на глубине ~ 100 км, а под дугой Банда — на глубине ~ 70 км (Hamilton, 1979a).

Тиморский трог — часть системы дуги Банда к югу от острова Тимор. Глубина его составляет от 1800 до 3400 м, а ширина — от 3 до 20 км. Скважина глубоководного бурения № 262 (Hamilton, 1979a) прошла 400 м сквозь призму осадков верхнеплиоценового и четвертичного возраста, сложенных планктонными илами и фораминиферовыми доломитовыми глинами. От дуги Банда трог отделен глубинным разломом (Hamilton, 1979a).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синтезированный геолого-геофизический разрез через континентальные окраины региона Южно-Китайского моря завершает серию геотраверсов через окраинные моря переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану: Охотское, Японское и Филиппинское моря (Родников и др., 2005, 2007, 2010; Rodnikov et al., 2008).

Рассматриваемый регион исследования расположен между Евразийским и Австралийским континентами и Тихоокеанской и Индийской океанскими плитами. Разрез проходит через континентальную окраину Китая, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море, континентальный склон Австралии. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о неоднородности строения земной коры, окраинных морей и островных дуг, зажатых между четырьмя литосферными плитами. Мощность коры вдоль профиля меняется от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Сейсмотомографические исследования свидетельствуют о том, что астеносфера занимает высокое положение под глубоководными котловинами окраинных морей, где на поверхности прослеживаются рифтовые структуры, бывшие ранее спрединговыми центрами, с толеитовым магматизмом. Лишь в пределах континентальных окраин толщина литосферы увеличивается до 70-100 км. Гравиметрические данные подтверждают положение о разуплотнении мантии под глубоководными котловинами. Линейные

магнитные аномалии указывают на этапы образования окраинных морей в кайнозойскую эру, процесс которого в результате различных тектонических перестроек смещался в восточном направлении вдоль построенного разреза. В этом направлении происходит усиление тектонических процессов, обуславливающих активную вулканическую и сейсмическую деятельность. Так под морями Банда и Сулавеси сейсмофокальные зоны достигают максимума глубин, соответственно, 400 и более 600 км.

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявший на геологическое строение изучаемого региона, расположенного между четырьмя литосферными плитами. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, сопровождавшемуся активным вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых. В настоящее время относительное движение плит Индии, Тихого океана, Австралии и Евразии хорошо известно (Hall, 2002), подтверждается новыми данными, такими как механизмы очагов землетрясений и GPS-наблюдения.

Результаты геолого-геофизических исследований указывают на то, что изучаемый регион сложен многочисленными микроплитами, неоднократно образовавшимися и затем претерпевшими перемещения, ротацию или разрушения. Скорость спрединга в этих небольших образованиях часто очень велика. Большая часть окраинных морей открылась в последние несколько млн. лет, а другие были субдуцированы за несколько млн. лет после их формирования (Hall, 2002).

Томографические исследования показали изменения геометрии слэбов в результате коллизии (Replumaz et al., 2004). Примерно за 50 млн. лет в результате коллизии Индии и Азии субдукция плиты Южно-Китайского моря достигла 1500 км, причем на глубине примерно 600 км субдукционная зона выполаживается, простирается субгоризонтально, а затем резко погружается в глубину (рис. 7 на 3-ей стр. обложки). Считается, что некоторые изменения в конфигурации слэбов могли быть обусловлены субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент, а также перемещением Австралийской плиты в северном направлении (Hall, 2002).

В результате всеобщих коллизионных процессов под Южно-Китайским морем в мантии на глубине 410 км в одних и 660 км в других районах образовались большие объемы вещества холодной мантии с пониженными значениями

скоростей сейсмических волн. Выше слэбов расположилась горячая мантия, являющаяся, по-видимому, источником магматических расплавов.

В кайнозойском вулканизме региона Южно-Китайского моря выделяются три стадии магматизма: доспредиинговый, спредиинговый и постспредиинговый. Причем отмечается, что при спредиинговой стадии астеносфера, насыщенная магмой, поднимается непосредственно к земной поверхности и происходит излияние базальтов типа MORB (Zhao et al., 2002).

Возникшие в кайнозое на восточной окраине Евразийского континента зоны растяжения, вследствие коллизии четырехлитосферных плит, сопровождались излияниями преимущественно щелочных базальтов (Gaina et al., 2000), которые ряд авторов (Larson, Ekström, 2001) связывает с Тихоокеанским нижнемантийным суперплюмом, возникшим в мезозойский период (Finn et al., 2003). Этому суперплюму соответствует низкоскоростная сейсмическая аномалия (Dziewonski et al., 1993; Fukao et al., 2001). Вполне вероятно, что мантийный плюм, обусловивший проявление магматизма в изучаемом регионе, мог быть ответвлением мезозойского Тихоокеанского суперплюма, активизированного в кайнозойское время в результате воздействия Тихоокеанской плиты, отдельные структуры которой стали испытывать активную субдукцию, сопровождаемую вулканизмом.

Таким образом, коллизия четырехлитосферных плит: континентальных Евразии и Австралии с океаническими Индийской и Тихоокеанской, привела к образованию между ними окраинных морей и островных дуг, которое сопровождалось извержениями вулканов и катастрофическими землетрясениями. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, также явились оперениями суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана.

Список литературы

- Апродов В.А.* Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
Арешев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего востока и Юго-Восточной Азии. М.: АВАНТИ, 2003. 288 с.
Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик-Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34-43.
Гайнанов А.Г., Гилод Д.А., Антюхов А.А. и др. Исследования глубинного строения переходных

- зон от материков к океанам // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 4. С. 564-571.
- Гатинский Ю.Г.* Кайнозой Юго-Востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза (статья II) // *Геология и разведка*. 1980. № 7. С. 28-36.
- Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
- Горшков А.П.* Исследования подводных вулканов в 10-ом рейсе НИС «Вулканолог» // *Вулканология и сейсмология*. 1981. № 6. С. 39-45.
- Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Магнитные аномалии подводной вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря // *Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях*. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 267-274.
- Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // *Тихоокеанская геология*. 1984. № 1. С. 13-20.
- Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 4. С. 80-85.
- Гущенко И.И.* Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Дан Ван Бат.* Новейшая тектоника северной части Вьетнама // *Вестник ЛГУ*. 1979. № 24. Вып. 4. С. 90-95.
- Деркачев А.Н., Николаева Н.А.* Ассоциации тяжелых минералов в осадках западной части Южно-Китайского моря // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. № 4. С. 17-35.
- Деркачев А.Н., Николаева Н.А.* Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.
- Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии / Отв. ред. акад. В.И. Ильичев. М.: Наука, 1989. 256 с.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др.* Исследования вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами // *Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога*. 1-2 апреля 2003 г. Петропавловск-Камчатский: Изд-во фонда «Наука для Камчатки», 2003. С. 9-15.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Нгуен Суан Хан, Шараськин А.Я.* Южно-Китайское море // *Петрология и геохимия островных и окраинных морей*. М.: Наука, 1987. С. 215-231.
- Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В.* Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л.: Недра, 1969. 240 с.
- Кулинич Р.Г., Обжиров А.И.* О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // *Тихоокеанская геология*. 1985. № 3. С. 102-106.
- Марков Ю.Д.* Современный седиментогенез на вулканах Иль де Сандр и прилегающей части шельфа (Южно-Китайское море) // *Вулканология и сейсмология*. 1993. № 5. С. 48-60.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Удинцев Г.Б. (ред.). МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, Москва – Санкт-Петербург, 2003. 192 с.
- Надежный А.М.* Основные черты строения вулканической зоны в районе о-ва Ку Лао Ре (Южно-Китайское море) по данным непрерывного сейсмопрофилирования // *Вулканология и сейсмология*. 1986. № 5. С. 92-96.
- Нгуен Динь Кат.* История тектонического развития Северного Вьетнама // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1971. № 4. С. 30-41.
- Нгуен Кин Куок, Ле Нгок Тхюк.* Эволюция кайнозойских базальтов Вьетнама // *Геология и полезные ископаемые Вьетнама (Dia Chat va Khoang San Vietnam)*. Ханой, 1979. Т. 1. С. 137-158. (На вьетнамском языке).
- Нгуен Тхи Ким Тхоа.* Магнитные исследования четвертичных базальтов Южного Вьетнама и определение палеонапряженности магнитного поля Земли // *Известия АН СССР. Физика Земли*. 1983. № 9. С. 90-100.
- Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Колосков А.В.* Возраст молодого вулканизма Юго-Востока Индокитая // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 6. С. 39-44.
- Основы тектоники Китая. Пер. с кит. М.: ГОС-ГЕОЛТЕХИЗДАТ, 1962. 527 с.
- Рашидов В.А.* Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // *Вулканология и сейсмология*. 1997. № 1. С. 17-31.
- Рашидов В.А.* Геомагнитные исследования подводных вулканов с борта НИС «Вулканолог» // *Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога*. 28-31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 289-300.
- Рашидов В.А.* Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого

- океана. Автореф. дисс. канд. технич. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
- Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 150 с.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др.* Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др.* Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 231-242.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Субдукционные процессы и глубинное строение региона Южно-Китайского моря // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: ДВГИ, 2011. С. 37-39.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др.* Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79-89.
- Федоров П.И.* Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
- Федоров П.И., Колосков А.В.* Кайнозойский вулканизм Юго-Востока Азии // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 389-420.
- Atlas of geology and geophysics of China Seas and adjacent regions / Ed. Liu Guangding. Science Press. Beijing, China, 1992. 84 p.
- Barr S.M., Macdonald A.S.* Geochemistry and Geochronology of Late Cenozoic Basalts of Southeast Asia // Geol. Soc. Am. Bull. 1981. Pt. 1. V. 92. P. 508-512.
- Bergman S.C., Hutchison C.S., Swauger D.A., Graves J.E.* K-Ar ages and geochemistry of the Sabah Cenozoic volcanic rocks // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. 2000. V. 44. P. 165-171.
- Bochu Yao, Hayes D.E.* Comprehensive geophysical studies of the processes forming conjugate rifted margins: the example of the South China Sea // InterMargins Newsletter. 2003. № 3. P. 7-8.
- Bowin C.O., Purdy G.M., Jonston C. et al.* Arc-continent collision in the Banda Sea region // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. № 64. P. 868-915.
- Braitenberg C., Wienecke S., Wang Y.* Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge // JGR. 2006. V. 111. B05407, doi:10.1029/2005JB003938.
- Briaais A., Patriata Ph., Tapponnier P.* Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia // JGR. 1993. V. 98. № B4. P. 6299-6328.
- Briaais, A., Tapponnier P., Pautot G.* Reconstructions of the South China Basin and implications for Tertiary tectonics in Southeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 95. P. 307-320.
- Carey S.W.* A tectonic approach to continental drift // Symposium on Continental Drift Proceedings. Hobart, 1958. P. 177-355.
- Carter D.J., Audley-Charles M.G., Barber A.G.* Stratigraphical analysis of island arc – continental margin collision in eastern Indonesia // J. Geol. Soc. Lond. 1976. № 132. P. 179-198.
- Chen Jie, Gao De-zhangz, Wen Ning, Wan Rong-sheng.* Characteristics of the geomagnetic field in the South China Sea // Progress in Geophysics. 2010. V. 25. № 2. P. 376-388.
- Chun-Feng Li, Xiaobin Shi, Zuyi Zhou et al.* Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications // Geophys. J. Int. 2010. V. 182. P. 1229-1247.
- Chun-Feng Li, Zuyi Zho, Jiabiao Li et al.* Magnetic zoning and seismic structure of the South China Sea ocean basin // Marine Geophys. Res. 2008. V. 29. P. 223-238.
- Cullen A., Reemst P., Henstra G. et al.* Rifting of the South China Sea: new perspectives // Petroleum Geoscience. 2010. V. 16. P. 273-282.
- Dapeng Zhao.* Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 335-355.
- Dapeng Zhao, Sheng Yu, Eiji Ohtani.* East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 40. P. 689-709.
- Deep Sea Drilling Project (DSDP). Reports and Publications http://www.deepseadrilling.org/i_reports.htm.
- Dziewonski A.M., Forte A.M., Su W.-J., Woodward R.L.* Seismic tomography and geodynamics, in Relating Geophysical Structures and Processes: The Jeffreys Volume / Ed. K. Aki and R. Dmowska, AGU Geophys. Monogr. 76, 1993. P. 67-105.
- Encarnacion J., Fernandez D., Mattinson J.* Subduction Initiation by Extrusion Tectonics? Evidence from the Palawan Ophiolite, Philippines // EOS Trans. AGU Fall Meet. 2001. V. 82. P. 302.
- Finlayson D.M., Cull G.P.* Structural profiles in the New Britain – New Ireland Region // J. Geol. Soc. Austral. 1973. V. 20. № 1. P. 37-48.
- Finn C.A., Müller R.D., Panter K.S.* Definition of a Cenozoic alkaline magmatic province in the southwest Pacific mantle domain and without rift or plume origin. 2003. <http://www.mantleplumes.org/SWPacific.html>.
- Flower M.F J., Zhang M., Chen C.-Yu., et al.* // Magmatism in the South China Basin: 2. Post-Spreading Quaternary Basalts from Hainan Island,

- South China // *Chem. Geol.* 1992. V. 97. P. 65-87.
- Fukao Y., Widiyantoro S., and Obayashi M.* Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // *Reviews of Geophysics.* 2001. № 39 (3). P. 291-323.
- Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H.* Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // *Tectonophysics.* 2009. № 478. P. 184-214.
- Gaina C., Mueller R.D., and Cande S.C.* Absolute plate motion, mantle flow, and volcanism at the boundary between the Pacific and Indian Ocean mantle domains since 90 Ma // *The History and Dynamics of Global Plate Motions / Ed. M.A. Richards, R.G. Gordon, and R.D. van der Hilst.* American Geophysical Union, Washington, DC., 2000. P. 189-210.
- Gasparon M., Crow M. J., Barber A.J.* Cenozoic volcanic geology of Sumatra, Indonesia // *Proceedings 32nd International Geological Congress.* Florence, Italy. 20-28 August 2004. P. 25.
- Gervasio F.C.* Age and nature of orogenesis of the Philippines // *Tectonophysics.* 1967. № 4. P. 379-402.
- Global Volcanism Program of the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, USA. <http://www.volcano.si.edu/index.cfm>.
- Gutenberg B., Richter C.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton University Press, Princeton, NJ, 1954. 310 p.
- Hall R.* Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer – based reconstructions, model and animations // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2002. № 20. P. 353-431.
- Hall R., Van Hattum M.W.A., Spakman W.* Impact of India-Asia collision on SE Asia: The record in Borneo // *Tectonophysics.* 2008. V. 451. P. 366-389.
- Hamilton W.* Tectonic map of Indonesian region. Map I – 875-D. US Geol. Surv. Washington, 1979a.
- Hamilton W.* Tectonics of Indonesian Region. US Geol. Surv. Washington, 1979b. 345 p.
- Harijoko A., Sanematsu K., Duncan R.A. et al.* Timing of the mineralization and volcanism at Cibaliung gold deposit, Western Java, Indonesia // *Resource Geology.* 2004. V. 54. № 2. P. 187-195.
- Hayes D.E., Taylor B.* Tectonics // *A geophysical atlas of east and southeast Asian seas / Ed. D.E. Hayes.* Geol. Soc. Amer., 1978. MC-25.
- He Lijuan.* Analysis of heat flow along a transect across the South China Sea. Geothermal Training Programme. Rep. 5. Reykjavík. Iceland. 1999. P. 125-140.
- Hekinian R., Bonte Ph., Payot G. et al.* Volcanics from the South China Sea ridge system // *Oceanologica Acta.* 1989. V. 12. № 2. P. 101-115.
- Hinz K., Block M., Kudrass H.R., Meyer H.* Structural elements of the Sulu Sea, Philippines // *Geologisches Jahrbuch.* 1991. V. A 127. P. 483-506.
- Hoang N., Flower M.F.J.* Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'Diffuse Igneous Province' // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 369-395.
- Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W.* Major, trace elements, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4329-4351.
- Jacobson R.S., Lawver L.A., Becker K., Shor G.G.* Anomalously uniform heat flow in the Banda Sea // *EOS Trans. Amer. Geophys. Union.* 1977. V. 58. P. 515.
- Jianshe Lei, Dapeng Zhao, Bernhard Steinberger et al.* New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2009. V. 173. P. 33-50.
- Irving E.M.* Submarine morphology of the Philippine archipelago and its geologic significance // *Philipp. J. Sci.* 1951. V. 80. P. 55-88.
- Karig D.E.* Evolution of arc systems in the western Pacific // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1974. V. 2. P. 51-75.
- Katili J.A.* Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia // *Tectonophysics.* 1978. V. 45. P. 289-322.
- Kido Y., Suyehiro K., Kinoshita H.* Rifting to spreading process along the northern continental margin of the South China Sea // *Marine Geophys. Res.* 2001. V. 22. P. 1-15.
- Kudrass H.R., Wiedicke M., Ceppek P. et al.* Mesozoic and Cenozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea, and their significance for plate tectonic reconstruction // *Marine Petrol. Geol.* 1986. V. 3. P. 19-30.
- Kulinich R.G., Obzirov A.L., Vedorovenin V.V. et al.* Строение зоны сочленения вьетнамского шельфа с глубоководной котловиной Южно-Китайского моря и проблема эволюции этого региона // *First Conference on Geology of Indochina.* Ho Chi Min City, 5-7 Dec., 1986. V. 1. P. 409-423.
- Kung-suan Ho, Ju-chin Chen, Wen-shing Juan.* Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China // *J. of Asian Earth Sciences.* 2000. V. 18. P. 307-324.
- Larson E.W.F., Ekström G.* Global models of surface wave group velocity // *Pure & Appl. Geophys.* 2001. V. 158(8). P. 1377-1400.
- Lawver L.A., Hawkins J.W.* Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and

- petrologic significance // *Tectonophysics*, 1978. V. 45(4). P. 323-339.
- Lebedev S., Chevrot S., Nolet G., van der Hilst R.* New seismic evidence for a deep mantle origin of the S. China basalts (the Hainan plume?) and other observations in SE Asia // *EOS Trans. AGU*. 2000. V. 81. № 48. F1110.
- Lee T.Y., Lawver L.A.* Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region // *Tectonophys.* 1994. V. 235. P. 149-180.
- Lee C.S., McCabe R.* The Banda-Celebes-Sulu basin: a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust? // *Nature*. 1986. V. 332. P. 51-54.
- Letouzey J., Sage L., Muller C.* Geological and structural map of Eastern Asia. Introductory Notes. Am. Assoc. Pet. Geol. Tulsa, OK., 1988. 52 p.
- Li J.* Research progresses in Chinese marginal sea // *InterMargins Newsletter*. 2006. № 6. P. 2-5.
- Li Shu-Ling, Meng Xiao-Hong, Guo Liang-Hui et al.* Gravity and magnetic anomalies field characteristics in the South China Sea and its application for interpretation of igneous rocks // *Applied geophysics*. 2010. V. 7. № 4. P. 295-305.
- Li Zhaolin, Qiu Zhili, Qin Shecai, Pang Xuebin.* A Study on the forming conditions of basalts in seamounts of the South China Sea // *Chinese Journal of Geochemistry*. 1994. V. 13. № 2. P. 107-117.
- Map series of geology and geophysics of China Seas and adjacent regions. 1:5000000 / Ed. Liu Guangding. Geological Publishing House. Beijing, China, 1992.
- MIT Global Time Series Web Page. http://www-gpsg.mit.edu/~tah/MIT_IGS_AAC/
- Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu S.Y. et al.* Crustal motion and block behavior in SE-Asia from GPS measurements // *Earth and Planet. Scien. Lett.* 2001. V. 187. P. 239-244.
- Murauchi S., Ludwig W.J., Den N. et al.* Structure of the Sulu Sea and Celebes Sea // *JGR*. 1973. V. 78. P. 3437-3447.
- Nagasaka K., Francheteau J., Kishii T.* Terrestrial heat flow in the Celebes and Sulu Seas // *Marine Geophys. Res.* 1970. V. 1. P. 99-103.
- NEIC PDE catalog. National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey. <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/index.php>.
- Nichols G., Hall R.* History of the Celebes Sea Basin based on its stratigraphic and sedimentological record // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1999. V. 17. Iss. 1-2. P. 47-59.
- Ocean Drilling Program (ODP). <http://www.oceandrilling.org/>.
- Parke M.L., Emery K.O., Szymankiewicz P., Reynolds L.M.* Structural framework of continental margin in South China Sea // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1971. V. 55. № 5. P. 723-751.
- Patte E.* Description de l'île des Cendres, volcan apparu au large de la cote d'Annam (1923) // *Bull. Volcanol.* 1925a. V. 2. P. 162-172.
- Patte E.* Etude de l'île des Cendres, volcan apparu au large de la cote d'Annam // *Bull. Serv. Geol. de l'Indochina*. 1925b. V. 13. Fasc. 2. P. 162-172.
- Phan Truong Thi, Vo Viet Van.* Cenozoic magmatism of Eastern Sea (South China Sea) // *VNU Journal of Science, Earth Sciences*. 2007. V. 23. P. 43-51.
- Pigram C.J., Pangabebean H.* Age of the Banda Sea, eastern Indonesia // *Nature*. 1983. V. 301. P. 231-234.
- Pin Yan, Hui Denga, Hailing Liu et al.* The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. V. 27. P. 647-659.
- Pin Yan, Yanlin Wang, Hailing Liu.* Post-spreading transpressive faults in the South China Sea Basin // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. Is. 1-4. P. 70-78.
- Pollak H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* New global heat flow compilation. Department of Geological Sciences, University of Michigan, U.S.A. 1991.
- Rangin C.* Southeast Asian marginal basins (South China, Sulu and Celebes Seas): New data and interpretations. CCOP 25th Anniv. Proceedings. 1991. P. 156-174.
- Rangin C., Klein M., Rogues D. et al.* The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam // *Tectonophysics*. 1995. V. 243. Is. 3-4. 209-222.
- Rangin C., Silver E.* Geological setting of the Celebes and Sulu Seas // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 124: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Ed. Rangin C., Silver E.A., von Breyemann M.T. et al. 1990. P. 35-42.
- Rehault J.P., Maury R.C., Bellon H. et al.* The North Banda Sea (East Indonesia) – an Upper Miocene back-arc basin. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences*. Paris 318. 1994. P. 969-976.
- Replumaz A., Karason H., van der Hilst R.D., et al.* 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography // *Earth and Planet. Scien. Lett.* 2004. V. 221. P. 103-115.
- Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Levshin A.L., Leahy G.M.* Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans // *JGR*. 2001. V. 106. P. 30645-30670.
- Rodnikov A.G., Sergeeva N.A., Zabarinskaya L.P. et al.* The deep structure of active continental margins of the Far East (Russia) // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2008. V. 10. № 4. P. 1-24.
- Roeser H.A.* Age of the crust of the southeast Sulu Sea basin based on magnetic anomalies and age determined at site 768 // *Proc. ODP, Sci. Results*, 124: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Eds. Silver E.A., Rangin C., von Breyemann M.T. et al. 1991. P. 339-343.
- Setijadji L.D.* Segmented volcanic arc and its association with geothermal fields in Java Island, Indonesia // *Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia*, 25-29 April 2010. P. 1-12.

- Setijadji L.D., Kajino S., Imai A., Watanabe K.* Cenozoic island arc magmatism in Java Island (Sunda Arc, Indonesia): Clues on relationships between geodynamics of volcanic centers and ore mineralization *RESOURCE // Geology*. 2006. V. 56. № 3. P. 267-292.
- Shi Xuefa, Yan Quanshu.* Geochemistry of Cenozoic magmatism in the South China sea and its tectonic implications // *Marine Geology & Quaternary Geology*. 2011. № 2. P. 87-99.
- Shu-Kun Hsu, Yi-ching Yeh, Wen-Bin Doo, Ching-Hui Tsai.* New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications // *Marine Geophys. Res.* 2004. V. 25. P. 29-44.
- Silver E.A., Rangin C., von Breymann M.T. et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. V. 124. 1991. 582 p.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. V. 277. P. 1957-1962.
- Simkin T., Siebert L.* Volcanoes of the World. Geosciences Press, Inc. Tusson. Arizona, 1994. 349 p.
- Spadea P., D'Antonio M., Thirlwall M.F.* Source characteristics of basement rocks from the Sulu and Celebes basins (Western Pacific): chemical and isotopic evidence // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 123. P. 159-176.
- Studies in East Asian tectonics and resources (SEATAR). CCOP Project. Bangkok, Thailand, 1981. 250 p.
- Sun Jiashi.* Cenozoic volcanic activity in the northern South China Sea and Guangdong coastal area // *Marine Geology & Quaternary Geology*. 1991. Is. 03. P. 65-77.
- Sutawidjaja I.S., Sukhyar R.* Cinder cones of Mount Slamet, Central Java, Indonesia // *J. Geologi Indonesia*. 2009. V. 4. № 4. P. 57-75.
- Tamesis E.V., Manalac E.V., Reyes C.A., Ote L.M.* Late Tertiary geological history of the continental shelf off northwestern Palawan, Philippines // *Geol. Soc. Malaysia Bull.* 1973. V. 6. P. 165-176.
- Taylor B., Hayes D.E.* The tectonic evolution of the South China basin // *The tectonic and geological evolution of Southeast Asia seas and Islands*. Pt. 1 / D.E. Hayes (editor). American Geophysical Union Monograph. 1980. № 23. P. 89-104.
- Taylor B., Hayes D.E.* Origin and history of the South China Sea basin // *The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Pt. 2 / D.E. Hayes (ed.). American Geophysical Union Monograph. 1983. №. 27. P. 23-56.
- The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. <http://www.heatflow.und.edu/>.
- Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al.* Sr, Nd, and Pb Isotopic Compositions of Hainan Basalts (South China): Implications for a Subcontinental Lithosphere Dupal Source // *Geology* 1991. V. 19. P. 567-569.
- Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al.* Magmatism in the South China Basin I. Isotopic and Trace-Element Evidence for an Endogenous Dupal Mantle Component // *Chem. Geol.* 1992. V. 97. P. 47-63.
- Vening-Meinesz F.A.* Complete results with isostatic reduction, interpretation on the results // *Gravity expeditions at sea 1923-1938*. V. IV. Nederlandse Commissie voor Geodesie 9, Delft, 1948. 233 p.
- Wang Xianjue, Wu Mingqing, Liang Dehua, Yin Aiwu.* Some geochemical characteristics of basalts in the South China Sea // *Chinese Journal of Geochemistry*. 1985. V. № 4. P. 380-390.
- Weissel J.K.* Evidence for Eocene oceanic crust in the Celebes Basin // *The Tectonic and geological evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Geophys. Monogr. V. 23 / Ed. D.E. Hayes. Washington DC. 1980. P. 37-47.
- Widiwijayanti C., Mikhailov V., Diamant M. et al.* Structure and evolution of the Molucca Sea area: Constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // *Earth and Planet. Scien. Lett.* 2003. V. 215. P. 135-150.
- Yeh Y.C., Sibuet J.C., Hsu S.K., Liu C.S.* Tectonic evolution of the Northeastern South China Sea from seismic interpretation // *JGR*. 2010. V. 115. B06103. 21 p. doi:10.1029/2009JB006354.
- Yukari Kido, Kiyoshi Suyehiro, Hajimu Kinoshita.* Rifting to spreading process along the northern continental margin of the South China Sea // *Marine Geophysical Researches*. 2001. V. 22. P. 1-15.
- Zhan Wenhuan, Yao Yantao, Zhang Zhiqiang et al.* Crustal activities recorded in coral reefs in the northwestern South China Sea // *Chinese Science Bulletin*. 2006. V. 51. Supp. II. P. 89-94.
- Zhao H., Deng J., Li K. et al.* Cenozoic volcanism in South China Sea and its vicinity and South China Sea spreading // *Journal of China University of Geosciences*. 2002. Is. 13 (3). P. 217-224.
- Zhao M., Qiu X., Xia S. et al.* Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and Vp/Vs ratios derived from three-component OBS data // *Tectonophysics*. 2010. V. 480. P. 183-197.

РОДНИКОВ и др.

**DEEP STRUCTURE OF CONTINENTAL MARGINS
IN THE SOUTH CHINA SEA REGION**

A.G. Rodnikov, L.P. Zabarinskaya, V.A. Rashidov, N.A. Sergeyeva, M.V. Nisilevich

The Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences

The synthetic deep cross-section through south-eastern part of China, the South China Sea, Palawan Island, the Sulu Sea, the Sulu Ridge, the Sulawesi Sea, the Molucca Sea, the Banda Sea, the Arafura Sea, and the Australia Continental Slope was constructed. The crust thickness varies from 40 km beneath the Australian and the Asian continents to 25-30 km beneath island arcs and 10-15 km beneath marginal seas. The formation of structures is caused by collision of the Indo-Australian, Eurasian and Pacific Plates during the Cenozoic Era. Its subduction processes resulted in active volcanism and seismicity.

Keywords: South China Sea, deep cross-section, deep structure.