

ШИРОТНЫЙ РАЗЛОМ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ – ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

В.Т. Съедин, Ю.И. Мельниченко

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43, г. Владивосток, 690041; e-mail: sedin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 21 мая 2009 г.

Особенности рельефа и геологического строения позволяют выделить в глубоководной части Филиппинского моря протяженную линейную зону тектонически расчлененного рельефа, которая выражена цепочкой локальных впадин и сопровождающих их глыбовых поднятий. Она располагается в южной части Западно-Филиппинской котловины и протягивается в субширотном направлении практически вдоль 13° с.ш. от Филиппинского желоба на западе и почти до хребта Кюсю-Палау на востоке. Структурное положение, особенности топографии ее составных элементов, а также геологическое строение позволяют считать эту структуру тектонической зоной, которая ранее названа авторами Широтным разломом. Широтный разлом, вероятно, сформировался в позднемезозойское время в абиссальной части Тихого океана. Активные тектонические движения в его пределах возобновились в среднепалеогеновое время и завершились к позднему эоцену. Они, скорее всего, не сопровождались активным магматизмом. В позднеэоценовое время здесь начались процессы нормальной глубоководной седиментации. Широтный разлом является структурой, генетически родственной другим линейным тектоническим зонам Филиппинского моря (разломы Центральный, Яп, Окинава-Лусонская зона разломов).

Ключевые слова: рельеф, геологическое строение, Широтный разлом, Филиппинское море.

ВВЕДЕНИЕ

Филиппинское море считается одним из наиболее изученных в геологическом отношении окраинных морей Востока Азии. На его акватории выполнен значительный объем геологических работ с использованием драгирования, подводных аппаратов и глубоководного бурения. Бурение в Филиппинском море проводилось в 14 рейсах DSDP и ODP, в ходе которых пробурено более 60-ти скважин (рис. 1). Особенно ценная информация получена в пяти рейсах НИС «Гломар Челленджер» (6, 31, 58–60 рейсы), работы в которых в основном проводились во внутренних районах Филиппинского моря в пределах всех его основных морфоструктур. Имеющийся обширный материал нашел отражение в многочисленных публикациях. Достаточно отметить, что в конце 20-го века вышла серия международных и отечественных монографий и монографических сборников, посвященных различным аспектам геологии Филиппинского моря [3, 4, 6, 9, 30, 35, 36]. При этом довольно значительная часть публикаций в той или иной мере касается исследований разломных структур моря и, прежде всего,

разломов Яп и Центральный. Однако в массе работ, посвященных вопросам строения и развития Филиппинского моря, нет упоминаний о протяженной разломной зоне, которая примерно по широте 13°N пересекает Западно-Филиппинскую котловину. Между тем Р.Г. Кулинич [12, 13], описывая трансструктурные тектонические зоны (линеаменты) в регионе Южно-Китайского моря, выделяет линеамент 15° N, который представляет собой сквозную широтную зону, охватывающую полосу от 13 до 16° N. Разломы этой зоны через склон островной дуги протягиваются далее в глубоководную часть Западно-Филиппинской котловины, где формируют «линейную морфоструктуру предположительно тектонической природы» [12]. В абиссальной части Западно-Филиппинской котловины этот линеамент широтного простираения хорошо выделяется в рельефе дна, что отражено на батиметрической карте Филиппинского моря А.С. Сваричевского [20, 50] и на различных версиях альтиметрических карт Мирового океана [47, 52 и др.].

Детальное изучение этой морфоструктуры проводилось в 30/31-м и 33-м рейсах НИС «Профессор Богоров» во время геолого-геофизических исследова-

ний Филиппинского моря [14–16]. Позднее эта структура была названа нами Широтным разломом [24, 25]. На полигоне, расположенном в восточной части зоны разлома (П-30/31Б-2), проведена батиметрическая съемка и осуществлено драгирование морского дна (рис. 2). Западная часть зоны разлома разбурена скважиной DSDP 291 [37]. Ранее в зоне разлома по единичным поперечным разрезам проведено сейсмопрофилирование дна котловины [37] и выполнено картирование морского дна сонаром бокового обзора [33]. В настоящей статье приводятся результаты детального анализа геологического строения и особенностей рельефа дна Филиппинского моря в зоне Широтного разлома.

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА В ЗОНЕ ШИРОТНОГО РАЗЛОМА

Широтный разлом расположен в южной части Западно-Филиппинской котловины южнее Центрального разлома (рис. 1). В рельефе дна котловины он выражен, прежде всего, цепочкой локальных впадин, вытянутых в широтном направлении примерно по 13° с.ш. (рис. 2). По топографическим элементам разлом прослеживается от вершины трога, разделяющего подводные склоны о-вов Лусон и Самар (Филиппинский архипелаг), до сочленения в районе меридиана 133° в.д. с зоной Центрального разлома приблизительно на 900 км. На этом протяжении Широтный разлом представляет морфологически неоднородную зону. Его крайняя западная часть локализуется на островном склоне Филиппинской дуги и представлена грабеном, на который накладывается структура глубоководного желоба. От него до 127° в.д. разлом топографически явно не выражен. Восточнее 127° в.д. разлом уверенно выделяется в рельефе дна по цепочке локальных впадин глубиной более 6 000 м. Впадины часто сопровождаются возвышенностями, вершинная поверхность которых отмечается на глубинах 4 500–5 000 м.

Такие впадины отчетливо видны на сейсмическом профиле в районе скважины 291 DSDP, которая выполнена на правом борту одной из них (рис. 3). Эта впадина представляет собой грабен U-образной формы шириной около 20 км в поперечном сечении. Тектонические террасы склонов и ее днище перекрыты осадочной толщей мощностью около 100 м. Одинаковая мощность осадков на днище и террасах впадины указывает на то, что осадочная толща отлагалась на уже сформированный акустический фундамент.

В районе $130^\circ 30'$ направление морфологических элементов в зоне разлома меняется на СВ (60°). По данным картирования морского дна сонаром бокового обзора [33], там же резко меняется ориентировка

структурных линий рельефа. Восточнее меридиана $132^\circ 30'$ морфологическая система Широтного разлома уже не прослеживается. В этих границах по морфологическим признакам общая ширина разломной зоны составляет примерно 50–60 км.

Обследованный нами участок охватывает лишь небольшую, хотя и наиболее глубокую, часть разлома. На изученном полигоне (П-30/31Б-2) разлом представлен грабеном северо-восточного (45°) простирания (рис. 2, 4). Его глубина достигает 6 680 м при ширине дна от 2 до 7 км. Днище грабена обычно выровнено, вероятно, за счет аккумуляции осадков, хотя местами разделяется гребнями высотой до 500 м. Северо-западные склоны грабена образованы уступами (уклоном до 10°) подводных гор, юго-восточные склоны более пологие, едва достигая $1-3^\circ$. Несмотря на кажущуюся беспорядочную морфологию рифтовой долины, ее структурный рисунок характеризуется определенной геометрической композицией. Наряду с генеральным широтным направлением долины выделяются нормальные к нему линеаменты с направлением СЗ 330° . Другая парная система структурных линий включает линеаменты с направлениями СЗ $350-360^\circ$ и 280° . Обе системы линеаментов характеризуют разлом как левый сбросо-сдвиг. В целом морфологический рисунок изученного участка разлома, за исключением деталей, во многом аналогичен ранее изученным участкам Центрального разлома, а также локальным впадинам разлома Яп в котловине Паресе Вела [27–29, 42].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ШИРОТНОГО РАЗЛОМА

Геологические исследования в зоне Широтного разлома выполнены в крайне незначительном объеме. Геологическое описание зоны разлома дается по материалам бурения скв. 291 DSDP [37] и результатам драгирования на полигоне (П-30/31Б-2), выполненного с участием авторов этой работы [14–16].

Скв. 291 расположена в западной части зоны Широтного разлома в абиссальной части Западно-Филиппинской котловины (рис. 1, 2). Место заложения приурочено к одной из террас, сопровождающих отчетливо выраженный в рельефе эскарп, расположенный на западном борту локальной впадины (рис. 3). Глубина моря в месте заложения скважины более 5 200 м. Здесь выполнено два забоя 291 и 291А [37]. Скв. 291 заложена на глубине 5 237 м. Ниже дна моря здесь пробурено 126.5 м (рис. 5). На глубине 121 м произошло резкое изменение скорости бурения, что было интерпретировано как пересечение верхней границы пород фундамента (базальтов). Полученные данные позволили получить разрез осадочной толщи,

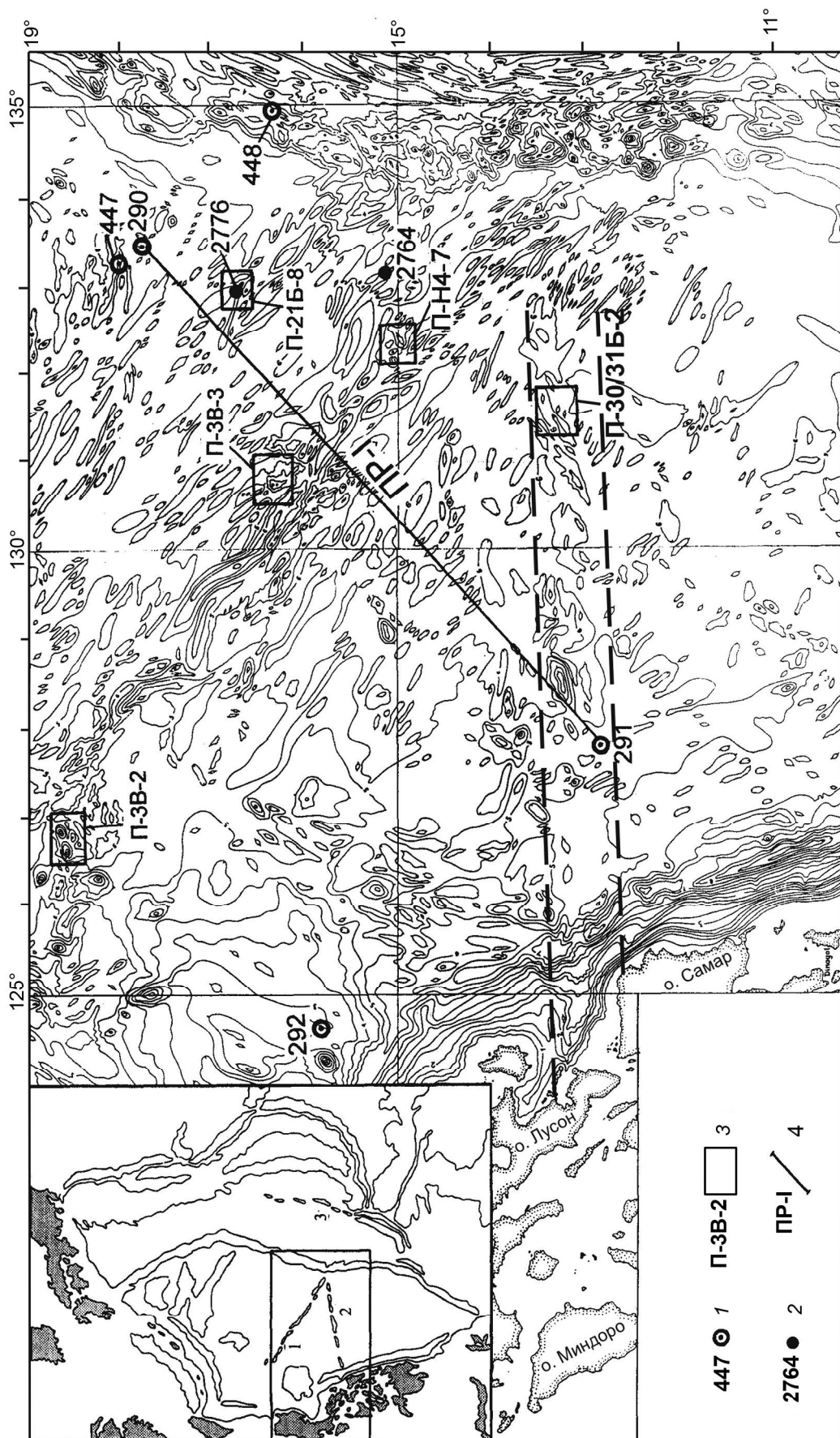


Рис. 2. Схема изученности зоны Широкого разлома.

1 – скважины глубоководного бурения DSDP и их номер; 2 – станции драгирования вне полигонов и их номер; 3 – районы (полигоны) детальных исследований и их номер; 4 – место профиля НСП от скв. 290 до скв. 291. Зона Широкого разлома выделена пунктирными линиями. На карте-врезке околурен район в Филиппинском море, где выделяется Широкий разлом (цифрами на карте-врезке обозначены: 1 – Центральный разлом, 2 – Широкий разлом, 3 – разлом Яп). Топография дна по [50].

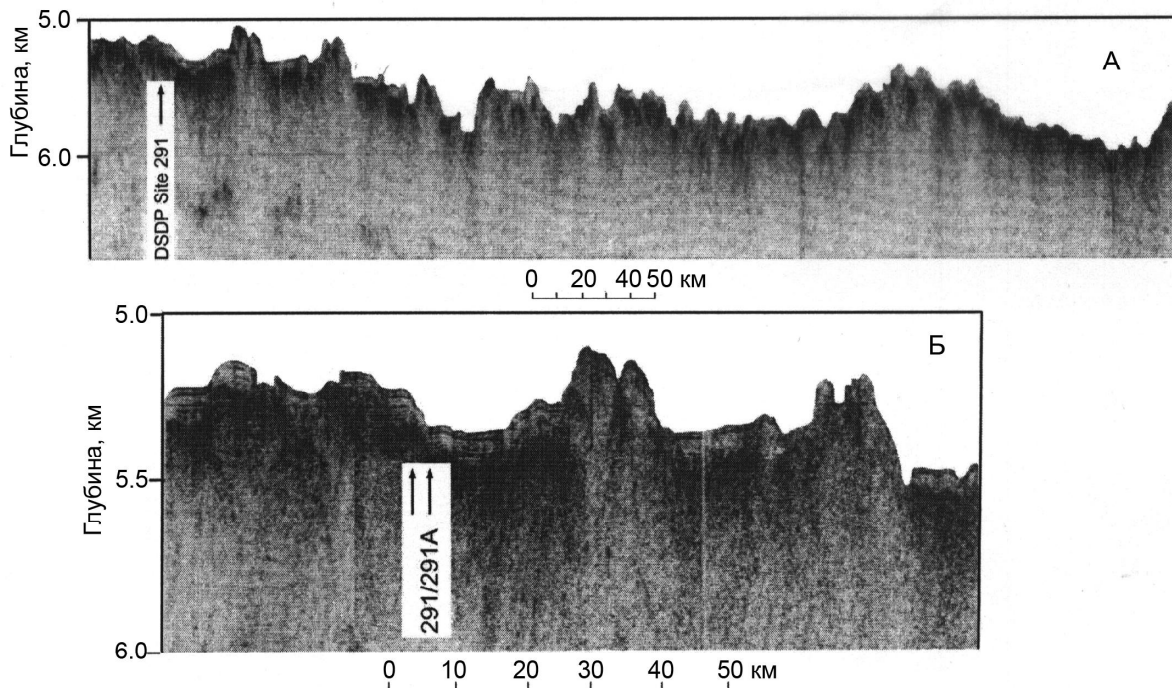


Рис. 3. Фрагменты сейсмического профиля НСП DSDP 290 – 291, по [37].

А – фрагмент профиля от 15° с.ш. до скв.291; Б – увеличенный фрагмент профиля непосредственно в месте заложения скв. 291. Положение профиля в Западно-Филиппинской котловине приведено на рис. 2.

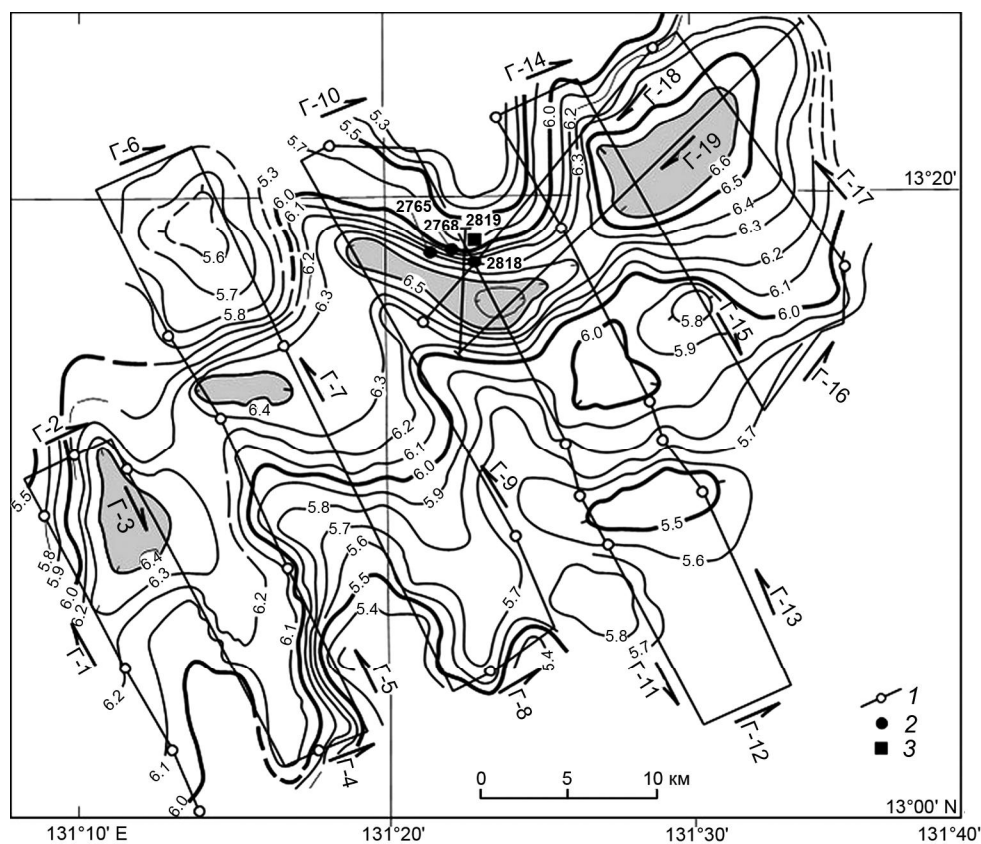


Рис. 4. Топография дна на участке детальных исследований зоны Широтного разлома (полигон 30/31 Б – 2).

1 – профили батиметрической съемки с точками координирования, 2 – станции драгирования, 3 – станция отбора проб прямоточной трубкой. Серым тоном выделены наиболее глубокие места локальных впадин.

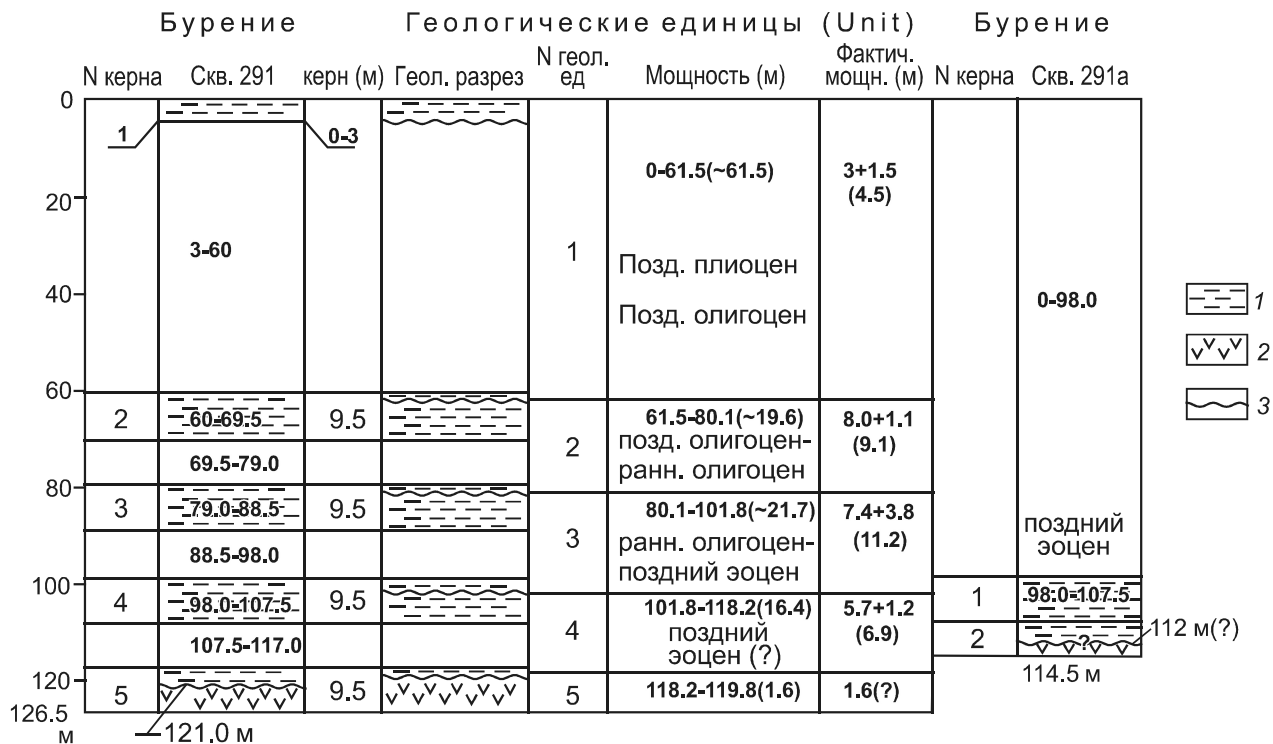


Рис. 5. Геологический разрез скв. 291 и 291A DSDP.

1 – осадочные образования, 2 – базальты, 3 – перерывы в осадконакоплении.

в которой в интервале 0–118.2 м выделено 4 литологические (геологические) единицы (рис. 5). В отдельную единицу – Unit 5 (118.2–119.8 м) выделены базальты. В этой скважине, как предполагается, вскрыт непрерывный разрез осадочной толщи от эоцена до позднего плиоцена. Нижняя часть толщи (Unit 4) в интервале 101.8–118.2 м представлена темно-красными железненными цеолитовыми алевритовыми глинами, участками обогащенными нанофоссилиями и радиоляриями. Это достаточно плотные осадочные образования. Эта геологическая единица (101.8–118.2 м) состоит из двух частей (пачек) – первая (верхняя) входит в керн 4 (101.8–107.5 м) и имеет мощность 5.7 м; вторая (нижняя) входит в керн 5 (117–118.2 м) и имеет суммарную мощность 1.2 м. Однако реально (согласно фотографиям керна) в керне 5 нижняя пачка представлена только двумя отдельными мелкими (примерно по 4 см) обломками слегка отвердевших (слаболитифицированных) железненных цеолитовых глин темно-коричневого цвета [37]. Интервал бурения 107.5–117.0 м (9.5 м) керном не обеспечен. Верхняя часть (кровля) описываемой геологической единицы на 101.8 м содержит 10 % нанофоссилий, 15 % – радиолярий и 58–87 % – глинистых минералов. Вниз по разрезу в керне 4 (инт. 101.8–107.5 м) количество органических остатков уменьшается, а

доля цеолитов увеличивается. В этом же направлении увеличивается и доля гидроокислов железа (гетита и гематита), достигая максимума в основании керна. Количество глинистых минералов варьирует от 60 % до 80 %, а количество обломочного неорганического материала увеличивается вниз по разрезу от единичных обломков до 2 % в основании. В толще верхней пачки среди глин систематически встречаются тонкие (до нескольких сантиметров) слои нанофоссилий илов и кремнистые зоны, образованные кристобалитом и тримитом [37]. Данные по составу Unit 4 (инт. 101.8–107.5) свидетельствуют о том, что осадки отлагались в глубоководных (пелагических) условиях, в которых периоды обломочной седиментации сменялись периодами биогенной седиментации. Основание этой пачки формировалось в глубоководных условиях с накоплением в осадках неорганических обломков [37]. Эти факты могут указывать на то, что осадки Unit 4 (верхняя пачка) начали формироваться в нестабильной тектонической обстановке, в которой шло разрушение пород фундамента, а органическая составляющая осадков была разубожена терригенным материалом. Постепенно обстановка стабилизировалась и началась нормальная глубоководная седиментация. Литологическая характеристика и состав осадков нижней пачки (инт. 117.0–118.2 м), а также

практическое отсутствие в них органических остатков [37] указывают на то, что в этом интервале осадконакопление шло в глубоководных пелагических условиях на фоне крайне ослабленной биогенной седиментации.

Возраст нижней осадочной толщи, предположительно залегающей на базальтах, принят как позднеэоценовый [37]. Достаточно уверенно по нанофоссилиям и радиоляриям он, однако, определен только для верхней пачки (инт. 101.8–107.5 м) этой геологической единицы. Так как этот интервал находится ниже глубины карбонатной компенсации, то фораминиферы здесь имеют плохую сохранность [37]. При этом следует заметить, что по всему интервалу 101.8–107.5 м определения позднеэоценового возраста имеются лишь по нанофоссилиям [34]. Последние определения по радиоляриям выполнены только для интервала 102.5–103.0 м [43]. Таким образом, возраст нижних пяти метров этой пачки по этой группе фауны не охарактеризован. При этом исследователь радиолярий отмечает, что самая нижняя проба (около 103.0 м) может быть несколько древнее, чем поздний эоцен, хотя это не совсем однозначно [43]. По радиоляриям к позднеэоценовому возрасту уверенно относится только верхняя часть пачки (101.8–102.5). Возраст осадков в инт. 102.5–103.0 м, возможно, несколько древнее, чем позднеэоценовый, а нижние почти 5 м (от 103.0 до 107.5 м) совсем не охарактеризованы по радиоляриям. В инт. 107.5–117.0 м керн отсутствует.

Для нижней части осадков, непосредственно залегающих на базальтах (нижняя пачка Unit 4, инт. 117.0–118.2 м), определения возраста выполнены только по нанофоссилиям. Возраст осадков в керне 5 (инт. 118 м) не может быть древнее раннего эоцена и моложе позднего эоцена [37]. Это определение отличается от уверенно полученного по нанофоссилиям позднеэоценового возраста осадков верхней пачки (интервал 101.8–107.5 м) и характеризуется некоторой неопределенностью. При этом следует отметить, что это определение базируется только на двух экземплярах одного возрастопределяющего вида. Остальные диагностические виды отсутствуют [34]. Таким образом, говоря о возрасте нижней части осадочной толщи, скв. 291, непосредственно лежащей на базальтах (Unit 4, инт. 101.8–118.2), можно отметить очевидное затруднение в точном определении ее возраста.

Иными словами, в скв. 291 фактически не охарактеризована нижняя часть осадочной толщи: по радиоляриям около 18 м, а по нанофоссилиям около 10 м. Из этого можно сделать вывод, что уверенно говорить о возрасте осадков, непосредственно лежащих на базальтах в скв. 291, нельзя.

Определенно можно только сказать, что осадки, лежащие на 13–15 м выше базальтов, имеют позднеэоценовый возраст. Какой временной интервал осадков не охарактеризован палеонтологически не ясно, так как 13–15 м осадков в условиях пелагического осадконакопления – это довольно много. Можно попытаться установить возраст осадков, непосредственно лежащих на базальтах, исходя из скорости осадконакопления. В скв. 291 она соответствует 4.1–4.3 м/млн лет [37], а возраст осадков на самом забое (121.0 м) отвечает самому позднему палеоцену [37, с. 56]. Трудно сопоставить такой возраст и мощность осадков, лежащих на базальтах, с приведенными скоростями осадконакопления. По мнению Г.Л. Кирилловой [9], скорость осадконакопления в скв. 291 составляет около 2.0 м/млн лет. Согласно параметрам, предложенным Г.Л. Кирилловой, мы также получаем на интервале 121.0 м позднепалеоценовый возраст осадков. Согласно нашим расчетам, скорость осадконакопления в скв. 291 = ~2.16 м/млн лет. И тогда возраст осадков, непосредственно лежащих на базальтах (121.0 м), будет равен $(121.0 : 2.16 = 56.0$ млн лет). Это соответствует границе палеоцена и эоцена.

Базальты в скв. 291 были вскрыты на глубине 121 м от дна моря (рис. 5). Предполагается, что дальнейшее бурение скважины до забоя (126.5 м) шло по базальтам, т.е. перебурено 5.5 м базальтов. Основание осадочной толщи от 117.0 до 121.0 м и все разбуренные базальты (121.0–126.5 м) вошли в керн 5. Выход керна по всей толще базальтов составил 1.6 м [37]. Базальты представлены не единой колонкой керна, а многочисленными фрагментами размером до 12 см. Согласно бортовому петрографическому описанию по размеру зерен базальты закономерно варьируют. Очень тонкозернистые (около 2 мкм) базальты с войлочной структурой закалывания в кровле в центральной части керна сменяются на более крупнозернистые (8–40 мкм) разновидности с офитовой структурой. К основанию они становятся опять тонкозернистыми (2–5 мкм) с войлочной структурой закалывания. По мнению авторов отчета, такие вариации в размерах зерен в разбуренной толще базальтов позволяют говорить, что была перебурена одна геологическая единица [37]. Однако, по нашему мнению, именно такие слабо раскристаллизованные (по сути, стекловатые) базальты и позволяют сомневаться в том, что было перебурено одно базальтовое тело – силл или поток. Ведь размеры кристаллов не превышают 40 микрон (0.04 мм). Интервалы закалывания в потоках базальтов или пиллоу-лавах обычно редко превышают первые сантиметры. И трудно предположить, что в центре достаточно мощного (5.5 м) тела будут такие стекловатые разновидности базальтов. Скорее всего,

многочисленные обломки стекловатых базальтов в керне были когда-то фрагментами верхних (стекловатых) частей пиллоу-лав или потоков. Такой вариант возможен, если была разбурена слабосцементированная тектоническая или осадочная брекчия или какая-то зона дробления в базальтах, обломочный материал в которой представлен обломками базальтов. В таком случае логично присутствие в керне 5 многочисленных маленьких обломков базальтов и довольно низкий (около 30 %) выход керна по базальтам. Подобные брекчии, состоящие из многочисленных обломков базальтов, были разбурены в скв. 290, 293 и 447 DSDP, также расположенных в абиссальной части Западно-Филиппинской котловины [37, 39].

Базальты в скв. 291 представлены главным образом афировыми, стекловатыми и микропорфировыми разновидностями [37]. В порфировых базальтах микрофенокристы, количество которых достигает 40 %, представлены только плагиоклазом. Среди афировых разновидностей встречаются в различной степени раскристаллизованные. Наиболее раскристаллизованные характеризуются толеитовой структурой основной массы. Базальты состоят из переменных количеств плагиоклаза (23–60 %), клинопироксена (36–56 %), незначительного количества рудного минерала (2–8 %) и стекла (5–40 %). Соотношения плагиоклаза и клинопироксена значительно варьируют – наиболее высокое количественное отношение плагиоклаза к пироксену отмечается в подстекловатой части. Плагиоклаз обычно образует вытянутые лейсты и игольчатые формы и представлен лабрадором (An 70) как в микрофенокристах, так и в основной массе. Пироксен образует плохо окристаллизованные зерна или скелетно-волоконистые агрегаты вблизи корки закаливания. По минералогическим особенностям базальты относятся к толеитам [37]. Известен только один химический анализ афирового базальта по скв. 291 [5]. Базальт характеризуется низким содержанием глинозема, калия, стронция и бария, а также высокой концентрацией кальция и хрома (табл. 1). По своим химическим особенностям базальт скв. 291 отвечает океаническому толеиту или базальту типа N-MORB.

Таким образом, особенности минералогического и химического состава позволяют отнести базальт скв. 291 к примитивным океаническим толеитам, которые характерны для других абиссальных районов Филиппинского моря и Тихого океана. Несколько повышенное содержание окиси калия и бария в изученных базальтах по отношению к океаническим толеитам обусловлено достаточно высоким уровнем вторичных изменений базальта (п. п. п. + H_2O^+ = 2.50 %).

Скв. 291 А заложена в 120 м к северо-востоку от скв. 291 на глубине дна 5217 м (рис. 3). Она прошла до забоя 114.5 м и, как полагают, фундамент не вскрыла, хотя на 112 м было изменение скорости бурения, характерное для бурения по базальтам [37]. До 98 м скв. 291 А проходила без керна, дальнейшее бурение велось с керном (рис. 5). В этой скважине были подняты образования, аналогичные слаболитифицированным пелагическим глинам того же интервала скв. 291 (Unit 4, инт. 101.8–118.2 м), а также несколько мелких обломков базальтов, подобных базальтам скв. 291. В определении возраста нижней толщи осадков в скв. 291 А, так же как и в скв. 291, имеется некоторая неопределенность [37, 51].

Базальты скв. 291 А представлены мелкими стекловатыми обломками [37]. Они являются, вероятно, частями верхних стекловатых зон пиллоу-лав. По нашему мнению, присутствие в одном керне обломков базальтов совместно с осадками позволяет говорить, что здесь, скорее всего, как и в скв. 291, была разбурена или осадочная, или тектоническая брекчия. В том и другом случае формирование таких пород в абиссальной части моря трудно объяснить без признания существования здесь тектонических событий. Эти события протекали здесь уже после излияния базальтов, скорее до или в самом начале процесса осадконакопления.

Возраст базальтов скв. 291 и скв. 291 А изотопными методами не определялся. Согласно возрасту вышележащих осадков, мы можем говорить только об их образовании в доэоценовое время.

Геологические исследования, выполненные нами, приурочены к одной из локальных впадин восточной части Широкого разлома (рис. 2, 4). Опробовались борта впадины и основание сопряженной с ней возвышенности (полигон П – 30/31Б – 2). Интервал драгирования составил 6 600–6 200 м. Драгирование было выполнено на 3 станциях и отобрана одна прямоточная трубка (табл. 2). При драгировании подняты породы 3-х комплексов: 1 – измененные гипербазиты; 2 – слабоизмененные базальты; 3 – слаболитифицированные осадочные породы (литифицированные пелагические глины и осадочные брекчии).

Ультраосновные породы 1-го комплекса, поднятые на станциях 2765 и 2768, представлены одной небольшой глыбой и мелкими (до 5 см) обломками, иногда с Fe-Mn корками (табл. 2). Глыба и часть мелких обломков представлены сильно измененными апогарцбургитовыми серпентинитами. В их красновато-ржавой основной массе отчетливо видны крупные (до 5 мм) слюдopodobные зерна бастита по ортопироксену. Остальные породообразующие минералы в этих породах, в том числе и рудные, полностью изме-

Таблица 1. Химический состав базальтов Широтного разлома.

Компонент	2818-1-1	2818-1-3	2818-1-4	291-5	3В-35-4	4Н-72-1	3В-59-3-1	3В-9-2-5
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ , %	49.87	49.87	51.25	46.92	50.86	48.50	48.07	49.06
TiO ₂	1.35	1.15	0.86	1.29	1.47	1.47	1.49	2.20
Al ₂ O ₃	15.73	17.38	18.78	15.89	14.35	16.73	17.58	16.16
Fe ₂ O ₃	7.64	6.16	7.06	6.56	4.40	5.49	3.83	7.74
FeO	3.40	4.14	1.06	4.48	3.85	4.49	7.17	2.57
MnO	0.15	0.16	0.18	0.18	0.16	0.13	0.18	0.16
MgO	6.11	5.34	4.44	6.75	8.36	5.56	7.14	5.65
CaO	9.86	10.81	11.30	12.34	12.39	10.60	10.67	10.56
Na ₂ O	2.85	2.85	2.58	2.23	2.78	2.84	3.04	3.58
K ₂ O	0.46	0.26	0.26	0.32	0.20	0.42	0.27	0.48
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.17	0.12	Н.а.	0.26	0.27	Н.а.
H ₂ O ⁺	Н.а.	Н.а.	Н.а.	1.68	Н.а.	3.49	Н.а.	Н.а.
п.п.п.	2.17	1.46	1.57	0.82	1.25	-	0.36	1.41
Σ _{общ.}	99.80	99.71	99.51	99.58	100.07	99.98	100.07	99.57
Co, г/т	47	42	46	-	57	16	55	46
Ni	130	80	61	-	140	87	91	120
Cr	1100	930	330	385	120	334	370	170
V	200	270	160	336	270	239	330	400
Rb	5	3	5	-	7	9	Н.а.	10
Sr	108	127	88	118	121	139	Н.а.	170
Ba	63	18	19	45	20	14	Н.а.	20
Zr	101	62	31	-	20	69	Н.а.	196

Примечание. 1–4 – базальты зоны Широтного разлома: 1–3 – ст. 2818, 4 – базальт скв. 291 [5]; 5, 6 – базальты различных участков Центрального разлома: 5 – центральная часть [46], 6 – юго-восточная часть [27]; 7, 8 – магнотолит и ферротолит впадины Айпод [46]; для ст. 2818 петрогенные элементы определены методом мокрой химии (аналитик И.Н. Якушева); Co, Ni, Cr, V – спектральный анализ (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Т.В. Ланкова; Rb, Sr, Ba, Zr – рентген-радиометрический метод (ПО “Приморгеология”, аналитик М.В. Войтышина); Н.а. – не анализировалось, прочерк – нет данных.

нены. Однако наличие многочисленных зерен басти-та и красновато-ржавый цвет пород позволяют говорить, что первично это были гарцбургиты. Основная масса мелких обломков представлена осветленными (серовато-белыми, серовато-зеленовато-белыми и зеленовато-белыми) серпентинитами часто с разноцветными прожилками, тоже состоящими из серпентина (табл. 3). Три мелких обломка представлены темно-зелеными серпентинитами, а один – тремолит-серпентин-тальковой породой (талькитом?). В целом характер вторичных изменений образований этого комплекса позволяет говорить, что первично это были ультраосновные породы, которые относятся к офиолитовому комплексу [46].

Породы 2-го комплекса, представленные относительно слабо измененными базальтами, подняты на ст. 2818. Они представлены одной глыбой и 7 обломками размером до 15 см (табл. 2). Глыба базальта почти полностью покрыта тонкой (до 7 мм) корочкой Fe-Mn образований, а три обломка практически полностью заключены в оболочку мощностью до 1 см довольно плотного осадочного материала глинистой размерности. Эта оболочка имеет светло-желтый цвет

и состоит главным образом из смектит-цеолитового агрегата. Наличие такой оболочки на образцах базальтов может указывать на то, что эти обломки ранее являлись фрагментами грубообломочной осадочной породы – осадочной конглобрекции, обломочный материал в которой был сцементирован тонкодисперсным материалом. Обломки базальтов в различной степени изменены, причем интенсивность изменений обычно возрастает к краю образца. Базальты – темно-серые (до желтовато-бурых в измененной части), обычно плотные, афировые или редкопорфировые на вид породы. Макропорфировые выделения (до 3 мм) представлены исключительно плагиоклазом. Некоторые образцы имеют клиновидную форму и, очевидно, являются фрагментами пиллоу-лав. В отдельных образцах наблюдаются мелкие (до 2 мм) редкие поры. Количество их в одном из образцов (2818-1-1) составляет порядка 10 % объема породы. В шлифах базальты представляют собой афировые и редкопорфировые с единичными порами породы. Порфировые выделения обычно представлены единичными кристаллами плагиоклаза. Один образец (2818-1-4) характеризуется значительным количеством (15–20 %) порфировых

Таблица 2. Каталог геологических станций, выполненных на полигоне П-30/31 Б-2.

№ станции	Координаты, с. ш.; в. д.	Глубина, м	Описание станции
1	2	3	4
2765 (драга)	13° 18.2 131° 21.4	6400–6200	Около 3 кг материала: одна глыба (20×10×7 см) и 16 мелких обломков (до 5 см). Глыба представлена апогарцбургитовым серпентинитом. Мелкие обломки – в основном осветленный серпентинит, 3 обломка – темно-зеленый серпентинит, один – оталькованный гипербазит.
2668 (драга)	13° 19.0 131° 22.1	6500–6200	Один обломок (менее 2 см) апогарцбургитового серпентинита.
2818 (драга)	13° 17.9 131° 22.9	6600–6400	Около 15 кг пород: 1) базальты – одна глыба и 7 обломков (до 15 см) – 60–70 % материала; 2) осадочные породы – обломки (до 15 см) слаболитифицированных пелагических глин, часто с корочкой Fe-Mn образований; 3) обломок (6×4×2 см) осадочной брекчии, сцементированной смектитовым агрегатом; 4) Fe-Mn корка (10×8×5 см).
2819 (трубка)	13° 18.7 131° 21.0	6200	Четвертичные осадки, мощность 0–7 см. Глина миопелагическая с примесью цеолитов светло-желто-коричневого цвета.

Таблица 3. Данные рентгенофазового анализа для пород 1-го комплекса локальной впадины восточной части Широтного разлома (полигон 30/31 Б - 2).

№ п/п	Номер пробы	Смектит	Филлипсит	Хлорит	Тальк	Серпентин	Амфибол	Аморфная фаза	Примечание
1	2765-1					xxx			Вал, белые блестящие кристаллы
2	2765-2					xxx			Вал
3	2765-3					xx	xx		-"-
4	2765-3					xx	xx		Лучистые агрегаты
5	2765-5	x				xxx			Вал
6	2765-6					xx	xx		Белые кристаллы
7	2765-6				xxx	x	x		Вал, основная масса
8	2765-7	x				xxx			Вал
9	2765-8	x				xxx			-"-
10	2765-10					xxx			Прожилок
11	2765-11					xxx			Сиреневый прожилок
12	2765-12	x				xxx			Вал
13	2765-13			xxx					-"-
14	2765-14					xxx			-"-
15	2765-16					xxx			-"-
16	2765-16					xxx			Блестящие кристаллы
17	2765-17					xxx			Кусочек из брекчии
18	2765-18	xx	x				xx		Вал

Примечание. xxx – преобладающее количество фазы; xx – значительное количество фазы; x – заметное количество фазы (присутствует в виде примеси). Анализы выполнены на приборе ДРОН-1 А.В. Можеровским.

выделений, которые главным образом представлены плагиоклазом и единичными кристаллами клинопироксена. Базальты имеют толеитовую структуру основной массы, которая состоит из вытянутых лейст плагиоклаза, в различной степени окристаллизованного клинопироксена и измененного вулканического стекла. Иногда в основной массе отмечается незначительное количество рудного минерала. Размеры зерен и количественные соотношения компонентов основной массы незначительно варьируют.

Базальты, поднятые на ст. 2818, имеют довольно выдержанный химический состав, особенностью которого является низкий уровень содержания калия и крупноионных литофилов (Rb, Sr, Ba), а также высокие концентрации кальция и элементов группы железа и, прежде всего, хрома (табл. 1). Некоторые отличия в образцах в содержании глинозема, железа, магния и кальция легко объясняются вариациями их минерального состава. Так образец 2818-1-4, который имеет максимальное содержание Al_2O_3 (18.78 %) и CaO (11.30 %) при минимальных содержаниях суммарного железа и магния, представляет собой базальт с максимальным количеством (15–20 %) порфирированных выделений плагиоклаза. Повышенное содержание K_2O (0.46 %), а также бария и циркония в одном из образцов (обр. 2818-1-1), обусловлено более высоким уровнем в нем вторичных изменений в сравнении с двумя другими образцами. Это отражается в различном уровне в них потерь при прокаливании (п.п.п.) – соответственно – 2.17 %; 1.46 % и 1.57 % (табл. 1). По своим химическим особенностям базальты ст. 2818 аналогичны базальтам скв. 291, толеитам Центрального разлома и магнотоллеитам разлома Яп (табл. 1). По особенностям минерального и химического составов базальты ст. 2818 отвечают примитивным океаническим толеитам (или базальтам N типа MORB). Такие базальты известны в абиссальной части Западно-Филиппинской котловины и в других котловинах Филиппинского моря.

Породы 3-го комплекса представлены осадочными образованиями – литифицированными пелагическими глинами и осадочными брекчиями. Большая часть образцов этого комплекса – пелагические глины (табл. 2). Они представляют собой слаболитифицированные обводненные пелитоморфные породы шоколадно-серого и желтовато-коричневого цвета. В единичных количествах в них отмечаются обломки минералов: клинопироксена, амфиболов, эпидота, ортопироксена, магнетита и ильменита (минералогический анализ выполнен А.Н. Деркачевым). Собственно глинистая фракция состоит из смектита и цеолитов. Литифицированные пелагические глины (ст. 2818), скорее всего, аналогичны осадочным поро-

дам скв. 291 (ожелезненные красновато-коричневые глины, обогащенные цеолитами), которые залегают в основании осадочной толщи (Unit 4 – 101.8–118.2 м) выше базальтов.

Осадочные брекчии представлены одним мелким (6×4×2 см) обломком. Грубообломочный материал брекчии составляют мелкие (до 1.5 см) обломки неокатанных измененных афировых базальтов, которые сцементированы тонкодисперсным материалом желтовато-белого цвета. Цементирующий материал состоит главным образом из смектита и цеолитов и отвечает по составу вышеописанным осадочным породам этого комплекса. Обнаружение в пределах локальной впадины осадочных тектонических брекчий с обломками измененных базальтов указывает на то, что активные тектонические процессы протекали после формирования и преобразования базальтов.

Возраст пород 3-го комплекса не определялся. Осадочная толща формировалась после образования базальтов. По аналогии с осадочными породами нижней части разреза скв. 291 время образования литифицированных пелагических глин и осадочных брекчий ст. 2818 – ранний кайнозой (позднепалеоцен-эоценовый).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чтобы показать место и роль Широтного разлома в структуре Филиппинского моря, необходимо ответить на следующие вопросы: 1 – какова природа Широтного разлома; 2 – когда образовался и как эволюционировал Широтный разлом; 3 – как сопоставляется Широтный разлом с другими подобными линейными структурами Филиппинского моря (разломы Яп, Центральный и др.); 4 – каково значение Широтного разлома для понимания формирования современной структуры Западно-Филиппинской котловины.

О природе Широтного разлома свидетельствуют некоторые особенности топографии (наличие форм тектонического рельефа) в его зоне. А именно: 1 – присутствие цепочки локальных впадин, вытянутых по простиранию разлома; 2 – глыбовое строение сопряженных с впадинами возвышенностей; 3 – наличие таких элементов рельефа, как эскарп в районе скв. 291 [37], а также блоков земной коры разломной природы, наблюдаемых на профиле НСП (рис. 3). На тектоническую природу этой зоны также указывают некоторые геологические факты, полученные как при драгировании, так и при бурении. Во-первых, в пределах Широтного разлома были драгированы глубинные образования (апогарцбургитовые серпентиниты) офиолитового комплекса, которые могут быть выведены на поверхность только в результате тектонических процессов. Во-вторых, в зоне разлома

были обнаружены осадочные (тектонические?) брекчии (ст. 2818), обломки в которых представлены породами, аналогичными базальтам ложа котловины. В-третьих, наличие стекловатых базальтов (скв. 291) и единичных обломков базальтов совместно с осадками (скв. 291 А) позволяет говорить, что здесь, скорее всего, было разбурено не какое-то единое базальтовое тело, а тектоническая брекчия или зона дробления в базальтах. В-четвертых, присутствие обломков неорганического происхождения в нижней части (инт. 101.0–107.5 м) осадочной толщи скв. 291, а также практическое отсутствие в самых низах этой осадочной толщи (инт. 117.0–118.2 м) органических остатков указывают, скорее всего, на формирование нижней части осадков при активных тектонических процессах.

Все вышеперечисленные факты свидетельствуют о том, что структура, названная нами Широтным разломом, несомненно, имеет тектоническую природу. Он приурочен к трансструктурной тектонически ослабленной зоне (линеamentу) широтного простирания (13–16° с.ш.), выделенной Р.Г. Кулиничем [11–13]. Ее тектонические элементы продолжают на запад от Западно-Филиппинской котловины через Филиппинский желоб, островной склон и саму Филиппинскую дугу, а далее в Южно-Китайское море и на Азиатский континент. Широтный разлом в современном выражении встраивается в эту трансструктурную зону и является ее фрагментом. Западное продолжение Широтного разлома хорошо выражено в пределах Филиппинской островодужной системы (рис. 6). Широтный разлом как бы внедряется в южную часть о-ва Лусон, образуя там протяженный грабен широтного простирания, который в рельефе представлен глубоким заливом, далеко вдающимся в пределы острова. В зоне продолжения Широтного разлома (район 13–14° с.ш.) на архипелаге Филиппинских островов находится южная группа разломов вышеупомянутой широтной тектонической зоны [12, 13]. На продолжении Широтного разлома также расположены проливы между о-вами Лусон – Миндоро и Лусон – Самар, которые имеют, скорее всего, тектоническое происхождение. Тектоническая природа пролива Сан Бернандино между о-вами Лусон и Самар подчеркивается разломно-глыбовым строением его северного и южного берегов. Наличие на самом южном окончании о-ва Лусон цепочки действующих вулканов, на склонах которых имеются фумарольные поля, подтверждает тектоническую природу пролива и указывает на современную активность зоны западного продолжения Широтного разлома в районе 13–14° с.ш. В целом тектоническая зона западного продолжения Широтного разлома морфологически

отчетливо фиксируется на обоих склонах Филиппинского желоба и в пределах структуры Филиппинской островной дуги, что хорошо видно на альтиметрической карте (рис. 6).

В восточном направлении от Западно-Филиппинской котловины зона Широтного разлома в рельефе дна Филиппинского моря не так очевидна. Однако на хребте Кюсю-Палау в районе 14° с.ш. нами обнаружена отчетливо выраженная в рельефе вулканотектоническая депрессия субширотного направления, которая сечет практически вкрест простирания основное тело хребта [2, 14]. По имеющимся данным [20, 50] в рельефе котловины Паресе-Вела зона Широтного разлома не выделяется. Однако на альтиметрических картах океана [47, 52] наблюдается отчетливая тектоническая зона, пересекающая эту котловину в широтном направлении практически по 14° с. ш. (рис. 6). Некоторые структурные элементы широтного простирания в зоне 13–14° с. ш. отмечаются в Марианской котловине и на Марианской дуге [9].

Иными словами, мы видим, что Широтный разлом является отдельным, хорошо выраженным в Западно-Филиппинской котловине фрагментом трансструктурной тектонической зоны широтного направления. Он характеризуется всеми признаками тектонической структуры и хорошо встраивается в эту широтную зону.

Время заложения этой трансструктурной зоны, вероятно, соответствует времени формирования всей регматической сети Земли, т.е. оно достаточно древнее. В дальнейшем континентальная и океаническая части зоны эволюционировали по-своему.

Согласно геологическим данным, время образования собственно Широтного разлома как отдельной структурной единицы Филиппинского моря, скорее всего, – поздний мезозой. Широтный разлом формировался и эволюционировал как долгоживущая рифтовая структура на океанической коре. Об этом свидетельствуют тип и возраст поднятых здесь пород. Измененные ультраосновные породы (1-ый комплекс полигона 30/31Б – 2) относятся к офиолитовому комплексу [46]. Подобный офиолитовый комплекс, только с породами несколько лучшей сохранности, обнаружен в одной из локальных впадин Центрального разлома [27]. Породы офиолитовых комплексов Центрального и Широтного разломов отнесены С.А. Щекой к габбро-норит-гарцбургитовой ассоциации [46]. Эта офиолитовая ассоциация характерна для рифтовых зон океанов. Возраст пород офиолитового комплекса Широтного разлома по аналогии с возрастом офиолитовых комплексов окружающей суши и океана, скорее всего, позднемезозойский [32, 46]. Вероятно, в это же время образуются и прими-

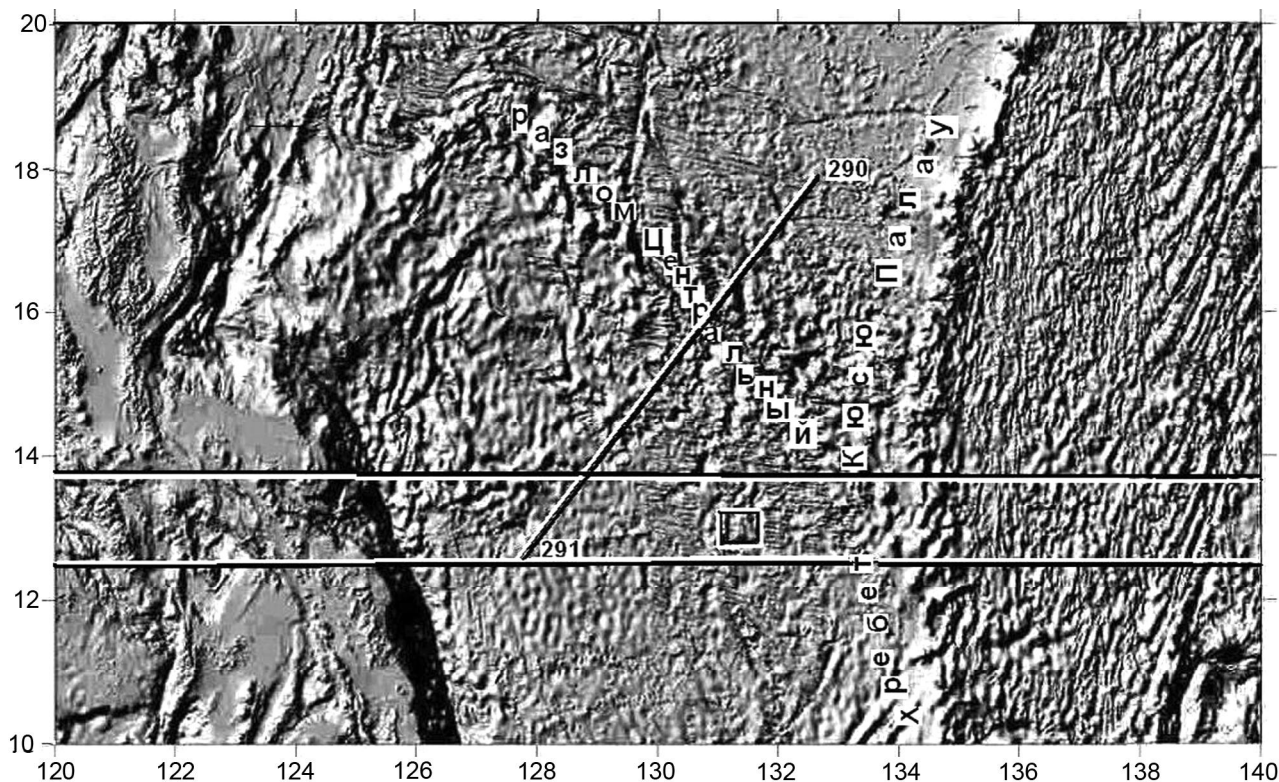


Рис. 6. Зона Широтного разлома в поле деформаций дна Филиппинского моря. Фрагмент альтиметрической карты моря приведен по данным ЕТОПО-1 (<http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/>).

Зона Широтного разлома (13–14° с.ш.) выделена черно-белыми сплошными линиями. На схему вынесены: профиль НСП (скв. DSDP 290 – 291) и полигон детальных геологических работ (П 30/31 Б – 2) согласно рис. 2.

тивные океанические толеиты (породы верхней части офиолитового комплекса), аналогичные базальтам скв. 291 и ст. 2818. Такие базальты характерны для абиссальных частей и рифтовых зон океана. Возраст базальтов скв. 291 и скв. 291 А, а также ст. 2818, изотопными методами не определялся. Согласно возрасту вышележащих осадков мы можем говорить только о доэоценовом возрасте базальтов скв. 291 и 291 А. Мы считаем, что базальты этих скважин имеют позднемезозойский возраст. Такое предположение базируется на следующем.

1. На основании анализа возраста осадков, непосредственно залегающих на базальтах, мы можем говорить, что последние образовались раньше, чем в эоценовое время, т. е. в палеоцене или в позднем мезозое.

2. Известно, что палеоценовое время не является временем проявления активного магматизма, тогда как поздний мезозой (особенно поздний мел) – это период мощных магматических процессов как на континенте, так и в океане.

3. Известно также, что в северо-западной части Тихого океана практически повсеместно на рубеже мезозоя и кайнозоя фиксируется перерыв в осадконакоплении [1, 10].

Продолжительность этого перерыва колеблется главным образом от 5 до 20 млн лет [1]. В районах Тихого океана, непосредственно примыкающих к Филиппинскому морю с востока, также фиксируется этот перерыв [8, 9]. Учитывая эти факты, мы легко можем допускать наличие подобной ситуации в осадконакоплении и в районе скв. 291. Это допущение становится естественным, если принять, что район скв. 291 в позднемезозой-раннекайнозойское время был частью Тихого океана. То есть, мы можем предположить, что в скв. 291 эоценовые (позднепалеоценовые ?) осадки начали формироваться после значительного перерыва, налегая на базальты, которые образовались в позднемезозойское время. Иными словами, в районе скв. 291 мы наблюдаем ситуацию, аналогичную той, что отмечается в настоящее время в Тихом океане восточнее Марианской дуги.

Базальты ст. 2818, скорее всего, имеют такой же возраст, как и базальты скв. 291. По аналогии с базальтами вышеописанной скв. 291 можно уверенно говорить только о доэоценовом возрасте базальтов ст. 2818. Однако тот факт, что базальты ст. 2818 были подняты с бортов той же локальной впадины, что и породы офиолитового комплекса, позволяет говорить о вхождении тех и других в единую ассоциацию. Нижняя часть ассоциации представ-

лена измененными ультрабазитами (апогарцбургитовые серпентиниты ст. 2765; 2768), а верхняя – примитивными океаническими толеитами (базальты ст. 2818). Породы офиолитового комплекса, скорее всего, имеют поздне-мезозойский возраст, поэтому наиболее вероятным, на наш взгляд, временем формирования базальтов ст. 2818 также является поздний мезозой, ибо трудно предполагать, чтобы обнаруженные в одной локальной впадине и входящие в одну ассоциацию породы имели бы разный возраст.

Базальты ст. 2818 вряд ли являются результатом более поздней (среднепалеогеновой) тектономагматической активизации, проявившейся в Западно-Филиппинской котловине. Во-первых, в пределах зоны Широкого разлома не известны вулканические формы рельефа, которые, естественно, возникли бы при активных процессах вулканизма. Горы, сопровождающие Широкий разлом, – это глыбовые, скорее всего, тектонические сооружения (рис. 3, 4). Во-вторых, все базальты Широкого разлома, в том числе и скв. 291, относятся к примитивным океаническим толеитам. А во всех достоверных случаях, известных для глубоководных котловин Филиппинского моря, в результате тектономагматической активизации формируются базальты, по своим геохимическим особенностям отличные от примитивных океанических толеитов. Вулканизм периода активизации обычно носит ярко выраженный щелочной характер [5, 7, 14, 22, 23, 31, 32, 36, 38, 44, 45]. Такая закономерность наблюдается независимо от времени формирования толеит-базальтового ложа котловин и независимо от времени проявления магматической активизации в их пределах.

Итак, химические особенности базальтов ст. 2818 позволяют считать, что они не являются продуктом активизации Широкого разлома, а представляют собой образования, характерные для ложа Западно-Филиппинской котловины. Скорее всего, базальты ст. 2818, также как и базальты скв. 291, образовались в поздне-мезозойское время.

Подтверждением поздне-мезозойского времени формирования базальтов абиссальной части Западно-Филиппинской котловины (в том числе и зоны Широкого разлома) служит наличие в ее пределах положительных структур типа океанических поднятий (хребты Дайто и Оки-Дайто, плато Амами, Бенхам и Урданета). Согласно имеющимся геологическим данным, на них обнаружены поздне-мезозойские рифовые известняки и вулканические породы [6, 22, 23, 36, 38, 45]. Присутствие здесь указанных поздне-мезозойских образований свидетельствует о том, что эти структуры были сформированы как поднятия уже в позднем мезозое [22, 23]. В таком случае логично предположить, что наличие в Западно-Филиппинской котловине положительных структур типа океанических поднятий,

сформированных к поздне-мезозойскому времени, естественно подразумевает и существование здесь не менее древних абиссальных частей котловины.

Осадконакопление в зоне Широкого разлома, согласно геологическим данным, началось в раннем эоцене (позднем палеоцене?), вначале, как показано выше, в условиях повышенной тектонической активности, а затем (с позднего эоцена) в режиме нормальной глубоководной седиментации. Активные тектонические движения в пределах Широкого разлома, которые повлияли на процесс осадконакопления, проявились здесь в среднепалеогеновое (эоценовое) время. Они отражают среднепалеогеновый (поздне-палеоцен-эоценовый) этап тектономагматической активизации Западно-Филиппинской котловины. В зоне Широкого разлома этот этап проявился в форме сдвиговых деформаций и, скорее всего, не сопровождался активным магматизмом. Об этом свидетельствуют геохимические особенности поднятых здесь базальтов, которые представлены примитивными океаническими толеитами. Если принять поздне-мезозойский возраст базальтового ложа котловины, то необходимо признать наличие здесь значительного перерыва в осадконакоплении. Как уже отмечалось, отсутствие осадков на рубеже мезозоя и кайнозоя в разрезах скважин глубоководного бурения – достаточно частое явление в океане. Известно, что в некоторых абиссальных районах Тихого океана, в том числе и прилегающих с востока к Филиппинскому морю, также отмечается перерыв в осадконакоплении в этом возрастном интервале [1, 8–10]. Подобная ситуация в осадконакоплении не имеет однозначного объяснения для Тихого океана. В Западно-Филиппинской котловине это логично объяснить тем, что западная, прилегающая к континенту, часть древнего Тихого океана в поздне-мезозойское время была вовлечена в активные тектонические процессы, которые в это время начались на границе Азиатского континента и океана. Характер осадконакопления в зоне Широкого разлома свидетельствует о том, что, начиная с позднего эоцена, активные тектонические процессы здесь прекратились, а структура разлома приобрела в основном очертания, которые мы видим в современном рельефе Филиппинского моря.

Широкий разлом является линейной зоной тектонически расчлененного рельефа. Кроме него в Филиппинском море имеются еще несколько подобных структур – разломы Центральный, Яп и Окинава-Лусонская разломная зона (рис. 1). Первые два известны давно, а последняя сравнительно недавно (в 90-х годах прошлого века) выделена А.С. Сваричевским в самой западной части Западно-Филиппинской котловины [21, 48, 49]. На альтиметрических картах океана

[47, 52] в Западно-Филиппинской котловине выделяется еще несколько подобных линейных структур в основном широтного простирания, расположенных южнее Широтного разлома (рис. 1).

Ближайшим аналогом Широтного разлома является Центральный разлом. Он так же, как и Широтный, состоит из цепочки локальных впадин, сопряженных с глыбовыми поднятиями. В зоне Центрального разлома, как и в Широтном разломе, были подняты базальты, аналогичные примитивным океаническим толеитам, а также образования офиолитового комплекса габбро-норит-гарцбургитовой ассоциации [27, 31, 46]. Различие этих разломов обусловлено особенностями их кайнозойской эволюции – более активной и продолжительной в зоне Центрального разлома, вследствие чего последний более отчетливо выражен в рельефе дна.

Линейные зоны тектонически расчлененного рельефа – структуры, не характерные для окраинных морей Востока Азии. Это особые (уникальные) образования известные только в Филиппинском море, тогда как в океане подобные линейные тектонические зоны (разломы) широко развиты и являются одной из типоморфных структур океана. Они так же, как и в Филиппинском море, расположены в абиссальной части океана, так же хорошо выражены в рельефе дна и сложены аналогичными типами пород. Ю.М. Пуцаровский называет эти разломные структуры (наряду с рифтовыми зонами) одним из феноменов океана и считает, что «такое выражение разломной тектоники (в виде разломов) присуще только океану – на континенте разломная тектоника выражена иначе» [17]. Ю.М. Пуцаровский связывает образование этих разломов с ротационными процессами и считает их частями регматической сети Земли [17–19]. Все линейные зоны тектонически расчлененного рельефа Филиппинского моря, исключая разлом Яп, расположены в Западно-Филиппинской котловине. Они имеют различное простирание и в различной степени выражены в рельефе дна. Обычно эти структуры рассматривали как составные элементы глубоководных котловин. Мы выделяем их в отдельный (особый) тип основных морфоструктур Филиппинского моря [26] и считаем, что они являются одним из индикаторов природы и эволюции впадины Филиппинского моря и, прежде всего, Западно-Филиппинской котловины. Обычно линейные тектонические зоны котловин Филиппинского моря, вслед за Д. Каригом [40, 41], рассматривают как центры симметричного спрединга: Центральный разлом – для Западно-Филиппинской котловины, а разлом Яп – для котловины Паресе-Вела. С подобной генетической интерпретацией этих структур в свете имеющегося материала по Широтному разлому и по

другим вышеупомянутым разломным зонам трудно согласиться. В этом случае мы должны признать наличие нескольких разноориентированных в пространстве и расположенных в разных частях Западно-Филиппинской котловины центров спрединга (рис. 1). А это, по меньшей мере, нелогично. Мы полагаем, что эти разломы являются фрагментами регматической сети Земли. Они сформировались в полосе сквозных (трансструктурных) тектонических зон (линеаментов) различного направления, которые, в свою очередь, являются составной частью регматической сети Земли и составляют жесткий тектонический каркас Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан. Разломы котловин Филиппинского моря хорошо согласуются с сетью разломных зон его обрамления и как бы встроены в их жесткую систему [11, 26].

Итак, если мы полагаем, что все линейные тектонические зоны Филиппинского моря это генетически родственные структуры, то наличие Широтного разлома, наряду с другими подобными морфологическими единицами в Западно-Филиппинской котловине, не позволяет считать Центральный разлом центром симметричного спрединга. Этот факт также не позволяет рассматривать Западно-Филиппинскую котловину как новообразованную структуру, сформировавшуюся в среднепалеогеновое время в результате задугового спрединга. Соотношение разломов Филиппинского моря и его обрамления не позволяет также перемещать блок Западно-Филиппинской котловины на значительные расстояния и, тем более, вращать его, как это делают некоторые авторы [36 и др.] в своих моделях образования этой структуры. Мы полагаем, что Западно-Филиппинская котловина представляет собой частично преобразованный (переработанный) реликт мезозойской западной окраины Тихого океана. Дополнительным аргументом в пользу океанической (реликтовой) природы Западно-Филиппинской котловины служит наличие в ее абиссальной части структур типа Широтного разлома, аналоги которых являются неотъемлемой чертой океанического дна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности рельефа и геологического строения позволяют выделить в Западно-Филиппинской котловине Филиппинского моря протяженную линейную зону тектонически расчлененного рельефа, которая названа нами Широтным разломом. Анализ имеющихся материалов по зоне Широтного разлома позволяет сделать следующие выводы.

1. Широтный разлом сформировался в абиссальной части Тихого океана, прилегающей к Азиатскому континенту, в то время, когда Филиппинского моря, как такового, еще не существовало. Он заложился в

южной полосе трансструктурной тектонически ослабленной зоны (линеамента) широтного простирания, которая является частью регматической сети Земли. Широтный разлом унаследовал тектоническую систему этого линеамента. Мы рассматриваем его как фрагмент регматической сети Земли.

2. Широтный разлом как структурная единица, вероятно, образовался в позднемезозойское время. Активные тектонические движения в пределах Широтного разлома возобновились в среднепалеогеновое (эоценовое) время и завершились к позднему эоцену. Время их проявления в зоне разлома соответствует среднепалеогеновому (позднепалеоцен-эоценовому) этапу тектономагматической активизации Западно-Филиппинской котловины. В зоне Широтного разлома этот этап проявился в форме сдвиговых деформаций и, скорее всего, не сопровождался активным магматизмом. В позднеэоценовое время здесь начались процессы нормальной глубоководной седиментации, которые продолжаются и в настоящее время.

3. Широтный разлом представляет собой структуру, генетически родственную другим линейным тектоническим зонам Филиппинского моря (разломы Центральный, Яп и Окинава-Лусонская разломная зона и др.). Ближайшим аналогом Широтного разлома является Центральный разлом, который так же, как и Широтный, сформировался в позднемезозойское время в западной части мезозойского Тихого океана. Различие этих разломов обусловлено особенностью их кайнозойской эволюции.

4. Наличие Широтного разлома и других подобных ему линейных тектонических структур в абиссальной части Западно-Филиппинской котловины позволяет рассматривать котловину как остаточную (реликтовую) структуру древнего позднемезозойского Тихого океана. На протяжении всей своей геологической истории котловина всегда имела строго фиксированное положение и развивалась как обособленная (отгороженная) часть океана. В кайнозойское время, находясь в области взаимодействия Азиатского континента и Тихого океана, Западно-Филиппинская котловина оказалась в зоне мощной тектонической перестройки. Она подверглась тафрогенной деструкции и сдвиговым деформациям. На некоторых структурах (участках) котловины тектонические процессы сопровождалась магматической активностью.

Эта работа посвящена памяти порядочного, благородного и доброго человека, выдающегося исследователя, внесшего существенный вклад в изучение геологии Тихого океана (в том числе и Филиппинского моря), профессора, д.г.-м.н. Сергея Акимовича Щеки.

Прошло почти пять лет со дня его смерти (С.А. Щека скончался 25-го декабря 2009 г.), но пока мы живы – всегда будем помнить об этом Человеке и Геологе.

Авторы благодарят [С.А. Щеку], Е.П. Терехова и С.В. Точилину за консультации и обсуждения при выполнении настоящей работы, а также Л.А. Москвичеву и Л.Г. Тесля за техническую помощь при оформлении статьи.

Мы признательны рецензенту А.Г. Родникову и Р.Г. Кулиничу за интересные замечания и рекомендации, способствующие улучшению статьи.

Работа выполнена в рамках программы ФЦП «Мировой океан» и при финансовой поддержке ДВО РАН (грант № 09-III-A-07-322).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басов И.А. Эрозионная деятельность в северо-западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 14–25.
2. Безверхний В.Л., Карнаух В.Н. О результатах непрерывного сейсмического профилирования в Центральной части хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 13–23.
3. Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря / Ред. С.А. Щека, В.Б. Курносов, А.И. Ханчук. Владивосток: ДВО РАН, 1989. 192 с.
4. Геотраверс Северо-Китайская равнина–Филиппинское море–Марианский желоб / Ред. А.Г. Родников, N. Isezaki, T. Shiki и др. М.: Наука, 1991. 152 с.
5. Дмитриев Ю.И., Соловова И.П., Долинина Ю.В. и др. Петрология базальтов Филиппинского моря по данным глубоководного бурения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 4. С. 19–33.
6. Евланов Ю.Б. Филиппинское море. Геологическое строение, эволюция магматизма и осадконакопления. Владивосток: Дальнаука, 2000. 92 с.
7. Карп Б.Я., Карнаух В.Н., Леликов Е.П., Медведев В.Н., Съедин В.Т. Строение плато Урданета (Филиппинское море) по геолого-геофизическим данным // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 1. С. 89–93.
8. Кириллова Г.Л. Перерывы и несогласия в разрезе дна Филиппинского моря и прилегающих островов // Тихоокеан. геология. 1988 № 6. С. 26–35.
9. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: Дальнаука, 1992. 140 с.
10. Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 141 с.
11. Кулинич Р.Г. Роль сквозных тектонических линеаментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // Тектоника Восточно-Азиатских морей (Геодинамические исследования. № 11). М.: МГК АН СССР, 1988. С. 95–101.
12. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
13. Кулинич Р.Г. Образование Южно-Китайского моря и кайнозойская эволюция земной коры Юго-Восточной Азии:

- Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1994. 33 с.
14. Леликов Е.Л., Безверхний В.Л., Съедин В.Т., Карнаух В.Н., Маяренко А.Н., Мельниченко Ю.И., Неверов Ю.Л. Новые данные по геологии Филиппинского моря. Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1990. 68 с.
 15. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Гнидаш М.И. и др. Результаты геологических исследований в рейсе НИС «Профессор Богоров» (30/31, 1989) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 107–109.
 16. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Бадрединов З.Т. и др. Результаты геологических исследований в рейсе НИС «Профессор Богоров» (33, 1990) // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 162–166.
 17. Пушаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2001. С.174–230.
 18. Пушаровский Ю.М. Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 81 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 539).
 19. Пушаровский Ю.М. Разломные зоны сложного строения в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 18–27.
 20. Сваричевский А.С. Рельеф дна Филиппинского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 49–68.
 21. Сваричевский А.С. Окинава-Лусонская зона разломов в Филиппинском море // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 118–121.
 22. Съедин В.Т. Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВО РАН, 1986. 29 с.
 23. Съедин В.Т., Ханчук А.И. О характере вулканизма хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 100–104.
 24. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Крюкова Т.Л. Широтный разлом Западно-Филиппинской котловины // Закономерности строения и эволюции геосфер: Тез. докл. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 374–375.
 25. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Широтный разлом Филиппинского моря // Геология морей и океанов. Тез. докл. 14-ый Международной школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 212–213.
 26. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Разломы глубоководных котловин Филиппинского моря // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XL Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 246–249.
 27. Тарарин И.А., Чудаев О.В., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Офиолитовый комплекс Центрального разлома в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 3. С. 692–696.
 28. Ханчук А. И., Здоровенин В. В., Киселев В.И., Теницкий И.И., Уткин И.В. Морфоструктура и происхождение разломов и локальных впадин // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 8–24.
 29. Ханчук А.И., Курносос В.Б., Симоненко В.П. и др. Новые данные по геологии разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 3. С. 683–688.
 30. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемой эволюции коры и мантии М.: Наука, 1992. 163 с.
 31. Щека С.А., Кулинич Р.Г., Высоцкий С.В., Сахно В.Г., Ханчук А.И., Съедин В.Т., Плетнев С.П. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 2. С. 417–421.
 32. Щека С.А., Высоцкий С.В., Съедин В.Т., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Говоров Г.И. Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток, 1989. С. 145–185.
 33. Andrews J.E. Morphologic evidence for reorientation of sea-floor spreading in the West Philippine Basin // Geology. 1980. V. 8. P. 140–143.
 34. Ellis C.H. Calcareous nannofossil biostratigraphy – Leg 31 DSDP // Initial Reports of the DSDP. V. 31. Washington (U.S. Govern. Print. Office), 1975. P. 655–676.
 35. Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Eds. H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1995. 406 p.
 36. Geology of the Northern Philippine Sea. Geological results of the GDP Cruises of Japan / Ed. T. Shiki. Tokay Univ. Press. Japan, 1985. 288 p.
 37. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1975. V. 31.
 38. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1980. V. 58.
 39. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1981. V. 59.
 40. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // J. Geoph. Res. 1971. V. 76.
 41. Karig D.E. Basin genesis in the Philippine Sea // Initial Reports of the Deep Sea Drilling project. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1975. V. 31. P. 857–879.
 42. Lewis S.D., Hayes D.E. The Structure and evolution of the Central Basin Fault, West Philippine Basin // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands / Ed. D.E. Hayes. AGU. Washington, DC, 1980. P. 77–88.
 43. Ling H.Y. Radiolaria: Leg 31 of the DSDP // Initial Reports of the DSDP. V. 31. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1975. P. 703–734.
 44. Marsh N.G., Saunders A.D., Tarney J., Dick J.B. Geochemistry of basalts from the Shikoku and Daito basins DSDP Leg 58 // Initial Reports of the DSDP. Washington: U.S. Govern. Print. Office, 1980. V. 58. P. 805–842.
 45. S'edin V.T. Comparative analysis of basaltoid magmatism in the marginal seas of Japan and Philippine seas // Geology, geophysics, geochemistry and metallogeny of the transition zone from the Asiatic continent to the Pacific ocean. Vladivostok: Dalnauka, 1993. P. 130–141.
 46. Shcheka S.A., Vysotskiy S. V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea Floor // Geology and Geophysics of the Philippine Sea. Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 251–278.
 47. Smith W., Sandwell D. Measured and estimated seafloor topography (version 4.2). World Data Center A for Marine Geology and Geophysics research publications RP-1, 1997.
 48. Svarichevsky A.S. Morphostructural mapping of the Philippine Sea // Geological-geophysical mapping of the Pacific region: Abstr. Intern. Symp. Yuzhno-Sakhalinsk, 1989. P. 119–121.
 49. Svarichevsky A.S., Wang C. The Luzon-Okinawa Fault Zone

- in the West Philippine Basin // Proc. Fourth Taiwan Symp. on Geophysics. 1992. P. 465–475.
50. Svarichevsky A.S. Topography of the Philippine Sea Floor // Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Eds H. Tokuyama, S.A. Shcheka, N. Isezakki et al. Tokyo: Terra Scientific Company (TERRAPUB), 2003. P. 3–23.
51. Ujiie H. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Western Philippine Sea, Leg 31 of DSDP // Initial Reports of the DSDP. V. 31. Washington (U.S. Government Printing Office), 1975. P. 677–692.
52. <<http://topex.ucsd.edu/cgi-bin>> ETOPO-1.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

V.T. S'edin, Yu.I. Melnichenko

Shirotny fault of the Philippine Sea – Structural peculiarities and evolution

Topographical and geological structural peculiarities allow an establishing of an extensive linear zone of tectonically dissected relief in the deep-water part of the Philippine Sea, which is marked by a chain of local depressions and associated block uplifts. It is located in the southern West Philippine troughs stretching in sublatitudinal direction almost along 13° N from the Philippine trench in the west and up to Kyushu-Palau Range in the east. The structural position, topographical features of its components along with geological structure permit this structure to be referred to as a tectonic zone earlier being called by the authors Shirotny fault. It was most probably formed in the Late Mesozoic time in the abyssal part of the Pacific Ocean. Active tectonic processes within its limits resumed in the Middle Paleogene and completed by Late Eocene. They probably were not followed by active magmatism. In the Late Eocene time, there commenced processes of normal deep-water sedimentation. The Shirotny fault is a structure genetically related to other linear tectonic zones of the Philippine Sea (Central and Yap faults, Okinawa-Luson fault zone).

Key words: topography, geological structure, Shirotny fault, Philippine Sea.