АКАДЕМИЯ НАУК СССР ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

1979

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПОДВОДНОЙ ДОЛИНЫ БУССОЛЬ (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Б. И. ВАСИЛЬЕВ, А. А. СУВОРОВ

Летом 1976 г. на НИС «Пегас» проведены работы в районе подводной долины Буссоль, секущей Тихоокеанский склон Курильской дуги между островами Черные Братья и Симушир.

Промерные и геофизические работы выполнялись по сети ортогональных профилей с расстоянием между ними от 5—7 до 10—15 миль (рис. 1). Комплекс геофизических методов включал непрерывное сейсмопрофилирование (НСП) методом центрального луча, гравиметрию и магнитометрию. На 33 станциях было проведено геологическое драгирование. Навигационная привязка осуществлялась при помощи системы «Маgnawox-702 МХ». Проведенные работы позволили изучить рельеф и геологическое строение рассматриваемого района, являющегося пограничным между южным и центральным звеньями Курильской дуги, и, таким образом, выяснить характер сочленения этих звеньев (Васильев и др., 1977).

Подводная долина Буссоль имеет вид пальмового листа, обращенного черенком к глубоководному желобу. Верхняя часть долины состоит из двух отвершков. Один из них представляет собой широкую (до 50 км по изобате 1500 м) и очень пологую депрессию, прослеживающуюся в северо-восточном направлении от северной оконечности о-ва Уруп с глубины 1000 м и до траверза прол. Буссоль (рис. 1 и 2, профили 5, 4 и 7П). Через этот пролив глубиной 2350 м долина соединяется с Курильской глубоководной котловиной (профили 1П и 2П). Второй отвершек долины, тоже очень слабо врезанный, начинается к югу от средней части о-ва Симушир на глубине 1 500 м.

С глубины 4000 м врез обоих отвершков долины увеличивается (профиль 4П), а затем на глубине 5000 м они сливаются вместе. Начиная с этого места, долина приобретает юго-восточное направление и на протяжении 50 км (до глубины 5500 м) имеет максимальную глубину вреза (профиль 5П). На этом участке она асимметрична: юго-восточный склон ее вдвое выше (до 3 км) и круче (15—20°) северо-западного (соответственно 1,5 км и 8—10°). Ширина долины по дну здесь 20—25 км, тальвег смещен к юго-восточному борту, уклон 1,5°.



Рис. 1. Схема расположения профилей и станций драгирования в зоне Буссоль (Васильев и др., 1977). 1—изобаты; 2—ось желоба; 3— геофизические профили; 4— станции драгирования

С глубины 5500 м врез долины и ее ширина резко уменьшаются (профиль 6П), а глубже 6500 м она в рельефе дна почти не выражена (профили 10П и 11П, 0—20 км).

Морфология бортов долины различна. Правый борт представляет собой северо-восточное окончание Южно-Курильского плато, плоская поверхность которого очень полого понижается на восток — северо-восток (уклон 1:180). Бровка плато переходит в ровный склон крутизной 8—10°, который на глубине

59



Рис. 2. Сейсмические разрезы зоны Буссоль (Васильев и др., 1977)

5000 м резко выполаживается до 3—5° и переходит в пологохолмистый склон шириной 60 км, плавно спускающийся к оси желоба (профиль 4).

Левым бортом правого отвершка долины служит Большая Курильская дуга на участке между островами Уруп и Симушир, представленная в районе островов шельфом. К востоку от островов Черные Братья шельф переходит в подводный хребет глубиной около 1000 м, над которым возвышается конусообразная гора с минимальной отметкой вершины 20 м. К северо-востоку от этого хребта располагается прол. Буссоль, представляющий собой подковообразный прогиб шириной 10—12 км с крутизной склонов 5—7° по изобате 2000 м (профиль 2П, 4—40 км). Максимальная глубина пролива 2350 м. Левым бортом левого отвершка и нижней части долины Буссоль является склон желоба, на котором выделяются три террасовидные ступени, разделенные уступами (профиль 2). Глубина террас 4000—4500 м, 5800—6000 и 7500—7800 м.

По данным НСП и драгирования, в рассматриваемом районе выделяется три комплекса пород (рис. 2 и 3).

Первый комплекс (сейсмоакустический фундамент) представлен доверхнемеловыми и верхнемеловыми образованиями. Наиболее древние — доверхнемеловые образованиями. Наиболее древние — доверхнемеловые образованиями. обнажающиеся узкой полосой на поверхности Южно-Курильского плато. На лентах НСП они представлены сейсмически непрозрачной толщей, кровля которой прослеживается в виде жесткой отражающей поверхности, дающей до шести кратных отражений. Толща разбита многочисленными крутопадающими разломами на блоки шириной 3—5 км с амплитудой вертикальных перемещений в первые сотни метров.

В составе толщи преобладают в различной степени метаморфизированные осадочные и кремнистые породы: серые сливные мелкозернистые кварцитовидные песчаники, окварцованные алевролиты и аргиллиты, роговики, кварциты, яшмы, реже кристаллические сланцы, зеленокаменно-измененные эффузивы, гранитоиды, габброиды и сиениты.

Эти породы перекрыты верхнемеловыми отложениями, чем определяется их верхний возрастной предел.

На юго-восточном Хоккайдо, являющемся продолжением структур Курильской системы, верхнемеловые отложения с размывом и несогласием залегают на складчатом комплексе супергруппы Хидака, возраст которой установлен в диапазоне от верхнего палеозоя до нижнего мела включительно (Геологическое развитие..., 1968). По-видимому, такой же возраст имеют и описанные нами породы.

Верхнемеловые образования развиты на Южно-Курильском плато, слагают большую часть правого склона долины Буссоль в ее средней части (станции 1077 и 1076), а также обнаружены на юго-западном склоне прол. Буссоль (станции 1221 и 1089). По характеру сейсмической записи они практически не отличаются от доверхнемеловых образований. Лишь изредка в толще этих пород можно видеть короткие крутопадающие отражающие площадки, которые, возможно, отвечают границам отдельных слоев. Толща сложена зелеными и зеленовато-серыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощность толщи превышает 2000 м.

Эти породы аналогичны породам матакотанской и малокурильской свит о-ва Шикотан, возраст которых фаунистически установлен как кампан — маастрихт (Сергеев, 1976).



Рис. 3. Схематическая геологическая карта района зоны Буссоль (составил Б. И. Васильев): 1—3 — четвертичные образования (1 — пески, галечники, илы с гравием и галькой; 2 — кремнисто-глинистые и глинистые илы в алевриты; 3 — базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии); 4 — верхнеплиоценовые-плейстоценовые отложения (плотные глины и алевриты с прослоями диатомитов и песков); 5 — верхний миоцен — плиоцен (пемзовые туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты, туфогенные песчаники, алевролиты и диатомиты); 6 — средний мноцен (песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, туфы, диатомиты); 7—8 — олигоцен — нижний миоцен (?) (7 пропилитизированные вулканогенно-осадочные образования основного, среднего и кислого состава — «зеленотуфовый комплекс»; 8 — диатомиты, туфо Наряду с вулканогенно-осадочными породами встречаются габброиды и долериты, типичные для малокурильского и шикотанского интрузивных комплексов, а также серые и розовые граниты, аплиты, фельзит-порфиры и диориты.

Второй комплекс резко несогласно залегает на первом и представлен слоистыми неогеновыми отложениями, которые делятся на три толщи.

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения образуют нижнюю толщу, со скрытым несогласием перекрывающую отложения верхнего мела. В толще наблюдаются многочисленные протяженные отражающие границы с углами наклона от 3—5 до 10— 15°, однако местами слоистость выражена менее отчетливо, что может быть связано с развитием вулканогенных пород. Мощность толщи 1200—1500 м.

По данным драгирований, в состав нижней части толщи входят андезиты, дациты, базальты, их туфы и туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфодиатомиты, сходные с породами урупской свиты, развитой в районе мыса Кастрикум на о-ве Уруп (Пискунов, 1975). Возраст толщи, на основании диатомового анализа, определен как олигоцен — нижний миоцен.

По заключению В. П. Болдыревой, комплекс диатомей включает следующие виды: Stephanopyxis petaliformis sp. nov., St. spinossisima Grun., St. turris (Grev. et Arn.) Ralfs. (мелкая форма), St. aff. furcata (Grove), St. aff. convexus sp. nov., St. aff. megastoma Freng., St. sp., Coscinodiscus oligocenicus Jouse, C. stellaris v. symbolophorus (Grun.) Yörg., Xanthiopuxis oblongata Ehr., X. specticularis Hanna, X. aff. diaphana Forti, Pseudostictodiscus aff. ovetschkini Gles., Asterolampra marylandica Ehr., Actinocyclus ehrenbergii Ralfs., A. polystichus sp. nov., A. aff. miocenicus Jouse, Triceratium aff. excornatum Grev., Hemiaulus aff. polymorphus Grun., Pseudotriceratium aff. notabile (O. Korotk.) Gles., Pterotheca aculeifera Grun., Puxilla aff. gracilis Temp. et Forti, Goniothecium odontella Ehr., G. tenue Brun., Eunotogramma bivittatum Grun. et Pant., Kissileviella carina Sheshuk., Synedra jouseana Sheshuk., Clavicula polymorpha Grun. et Pant., Rouxia sp.

Встречены также формы с неясной видовой и родовой принадлежностью.

Генные алевролиты, аргиллиты, реже песчаники, туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты); 9 — нерасчлененные неогеновые отложения; 10 — перемятые неогеновые отложения Приосевого блока; 11 — нерасчлененные верхнемеловые образования; 12 — доверхнемеловые образования (кварцитовидные песчаники, роговики, аргиллиты, алевролиты, сланцы, гранитоиды, диориты, сиениты и др.); 13 — предположительно донеогеновые образования; 14 — верхнеюрские (?) базальты; 15 — граниты, плагиограниты, диориты, гранодиориты; 16 — оси синклиналей; 17 — оси антиклиналей; 18 — геологические гравицы (а — установленные, б — предполагаемые); 19 — ось Курило-Камчатского желоба; 20 — разломы Кроме диатомей отмечено несколько видов силикофлагеллят: Dictyocha fibula Ehr. f. fibula, Distephanus crux (Ehr.) Hack, v. crux, D. speculum v. pentagonus Lemm., Mesocena apiculata (Sculz.) Dell., Naviculopsis biapiculata (Lemm.) Freng.

Для рассматриваемого комплекса диатомовой флоры характерно разнообразие представителей рода Stephanopyxis, многие формы которого объединены в Stephanopyxis spp. Этот род так же, как и род Hemiaulus, характерен для палеогеновой флоры европейской территории СССР. Большим разнообразием отличается также род Triceratium.

Два представителя рассматриваемого комплекса (Stephanopyxis spinossisima и Kisseleviella carina) встречаются только в Тихоокеанской зоне. Первый из них описан из миоценовых отложений Калифорнии (зал. Санта-Моника), второй — из среднемиоценовых отложений Японии.

Возрастной диапазон по силикофлагеллятам также довольно широк. Так, вид Distephanus crux (Ehr.) Häck. v. crux характерен для отложений среднего миоцена, D. spiculum v. pentagonus Zemm. появляется в верхнем эоцене, достигает своего развития на границе позднего олигоцена и раннего миоцена, Naviculopsis biapiculata Schulz характерен для отложений позднего олигоцена, а Mesocena apiculata (Schulz) — для олигоцена — нижнего миоцена (Burky, 1974).

Таким образом, присутствие в рассматриваемых отложениях, с одной стороны, миоценовых видов, а с другой — палеогеновых делает затруднительным вывод о их возрасте.

Сходный комплекс диатомовых описан Л. М. Долматовой (1974) для Командорских островов из отложений свиты каменской и свиты мыса Толстого, возраст которых определен как олигоцен — нижний миоцен. По-видимому, такой же возраст имеет и приведенный выше комплекс.

Средняя толща сложена туфоконгломерато-брекчиями, состоящими в основном из обломков вышеописанных пород, сцементированных некрепким зеленовато-серым разнозернистым туфопесчаником. Из цемента В. П. Болдырева выделила комплекс диатомей: Melosira polaris Grun., M. sulcata v. biseriata Grun., Hyalodiscus obsoletus Sheshuk., Stephanopyxis schenckii Kanaya, Coscinodiscus marginatus Ehr., Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs., Actinocyclus ingens Rattr., Dicladia capreolus Ehr., Goniothecium tenue Brun., Denticula lauta Bail.

Наличие в этом комплексе таких руководящих форм, как Stephanopyxis schenckii, Actinocyclus ingens, Dicladia capreolus и Denticula lauta, а также полное отсутствие представителей рода Thalassiosira, по заключению В. П. Болдыревой, позволяют сопоставить его с диатомовым комплексом из отложений курасийской свиты о-ва Сахалин и с комплексом из формации Оннагава (о-в Хонсю), возраст которой установлен как среднемиоценовый. На о-ове Уруп, судя по литологическому сходству, аналогом описанных туфоконгломерато-брекчий скорее всего является лопуховская свита.

Верхняя толща несогласно залегает на подстилающих образованиях и характеризуется еще более отчетливой слоистостью и субгоризонтальным залеганием слоев. По данным драгирования, на ст. 1077 она представлена конгломерато-брекчиями, отмершими губками, розовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, зеленовато-серыми алевролитами и туфами. Встречаются пористые базальты и андезиты. Мощность толщи 500—700 м.

Особый интерес представляют породы, образовавшиеся из отмерших губок, в значительной степени замещенных железомарганцевыми окислами. Губки сохранились в виде бокалов и пористой губчатой ткани, местами заполненной илистым песком или желтым плотным алевритом. Встречаются также единичная галька и гравий. В ряде случаев первичный губчатый материал почти нацело замещен черными аморфными железомарганцевыми окислами, которые образуют корки (1—1,5 см) и прожилки.

Возраст толщи в смежном с юго-западом районе, по данным диатомового и палинологического анализов, установлен как верхний миоцен — нижний плиоцен.

На о-ве Уруп возрастным аналогом описанной толщи, видимо, является быстринская свита (Пискунов, 1975).

Третий комплекс представлен маломощной (до 200 м) пачкой горизонтально-слоистых отложений, выполняющих понижения в рельефе.

По данным драгирования (станция 1076), эти отложения представлены плотными туфогенными алевритовыми глинами с рассеянной галькой и гравием.

Из этих отложений В. П. Болдыревой определен комплекс диатомей, характерный для позднего плиоцена — раннего плейстоцена. Этот комплекс характеризуется обедненным видовым составом морских диатомовых водорослей с преобладанием Stephanopyxis aff. horridus Koizumi, Thalassiosira zabelinae Jouse, Th. excentrica (Ehr.) Cl., Th. gravida f. fossilis Jouse, Coscinodiscus marginatus Ehr., Actinocyclus aff. oculatus hiemalis Jouse, Rhizosolenia aff. oculatus Jouse, Rh. hebetata f. Cran. Этот возраст подтверждается и данными спорово-пыльцевого анализа.

Структура района складчато-блоковая. Более ранними являются крупные складчатые структуры — Большекурильская и Малокурильская антиклинали, разделенные Южно-Курильской синклиналью. Две последние прослеживаются только к юго-западу от подводной долины Буссоль (рис. 3).

Это обусловливает деление района на два блока — юго-западный и северо-восточный.

В юго-западном блоке Большекурильская антиклиналь представлена подводным продолжением о-ва Уруп, которое сложе-

64

но верхнемеловыми (?) и миоценовыми вулканогенными образованиями. По аналогии с о-вом Уруп можно предположить, что миоценовые образования слагают крылья антиклинальной складки северо-восточного простирания с углами падения до 30—50° (Пискунов, 1975).

Верхнемеловые (?) образования и прорывающие их гранитоиды приурочены, по-видимому, к ядру этой складки.

Малокурильская антиклиналь, прослеживающаяся от островов Малой Курильской гряды до подводной долины Буссоль, сложена в приосевой части доверхнемеловыми (?) и верхнемеловыми образованиями, на крыльях — неогеновыми отложениями. Ось складки проходит в северо-восточном направлении, смещаясь по двум правосторонним сдвигам соответственно на 12 и 8 км. Углы падения на крыльях 5—10°, в приосевой части шириной 20—25 км, слоистость на лентах НСП не выражена.

Южно-Курильская синклиналь, расположенная между описанными антиклиналями, в пределах района представляет собой очень пологую орометрическую депрессию, выраженную в рельефе дна в виде широкого прогиба субширотного простирания, совпадающего с верхней частью подводной долины Буссоль.

Синклиналь выполнена слоистыми неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью свыше 2000 м, слои которых наклонены к ее оси под углами 2—5°. Крылья синклинали ограничены разломами.

В пределах северо-восточного блока расположена Симуширская антиклинальная складка, строение ее сходно с Урупской. К юго-востоку от нее на склоне желоба выделяется несколько очень пологих широких складок, образованных слоистыми неогеновыми отложениями. Углы падения в крыльях этих складок 3—5°, реже до 7—10° (рис. 2, профили 2 и 3).

Наиболее четко выражена антиклинальная складка север — северо-восточного простирания, в приосевой части которой в ряде мест на поверхность выходит сейсмоакустический фундамент (профиль 3, 55—80 км).

Описанные блоки разделены хорошо выраженным в рельефе грабеном, приуроченным к средней части подводной долины Буссоль. Днище грабена, выполненное слоистыми неогеновыми и четвертичными отложениями, опущено по отношению к его юго-западному борту на 3 км, к северо-восточному — на 1,5 км (рис. 2, профиль 5П). Ширина грабена по дну в его юго-восточной части 5—7 км, в северо-западной — 20—25 км. Юго-западный борт грабена большей частью сложен сейсмоакустическим фундаментом (доверхнемеловые и верхнемеловые образования), северо-восточной — слоистой толщей неогеновых отложений, из-под которых лишь в его нижней части обнажается сейсмоакустический фундамент (рис. 2, профиль 5П).

Грабен четко выделяется в магнитном поле отрицательной депрессией в 100—200 у на общем фоне положительного поля



Рис. 4. Графики магнитных аномалий в районе подводной долины Буссоль (составила М. Н. Ростовская)

5*

(рис. 4). Бортам его отвечает ступень в магнитном поле до 300ү. Глубина верхних кромок магнитоактивных тел, по расчетам М. Н. Ростовской, составляет примерно 5 км от уровня моря, что хорошо согласуется с моделью грабена, днище которого заполнено слабомагнитными породами. Глубже изобаты 5500 м и магнитные аномалии над грабеном затухают.

Гравиметрические измерения в районе грабена Буссоль отражают его блоковую структуру. На юго-западном борту его четко выделяются гравитационные максимумы над Большекурильской и Малокурильской антиклиналями, разделенные довольно значительным минимумом. Особенно интенсивно поле силы тяжести над Малокурильской антиклиналью. Сопоставление этого максимума с подобным максимумом в районе о-ва Шикотан показывает большее уплотнение литосферы у грабена Буссоль, поскольку дно здесь на 1 км глубже, что должно было бы существенно уменьшить интенсивность поля.

Максимум поля силы тяжести над Большекурильской антиклиналью в районе грабена Буссоль менее интенсивен. По-видимому, уплотнения литосферы здесь нет, а положительная гравитационная аномалия обусловлена сокращением мощности земной коры.

Формирование грабена произошло в плейстоцене, поскольку плиоценовые отложения в днище грабена опущены относительно его бортов. Грабен стал каналом, по которому начался вынос материала потоками, прорезавшими русло у его правого борта.

Таким образом, природа подводной долины Буссоль — подводная эрозионно-тектоническая. По всей вероятности, она представляет собой рифт, образовавшийся в результате растяжения внешней зоны Курильской дуги при ее изгибе.

В четвертичное время весь район подводной долины Буссоль испытал значительное прогибание, на что указывают находки мелководных верхнемиоцен-плиоценовых отложений на глубине до 1 500 м (ст. 1077). Ось прогибания — грабен Буссоль. В осевой части и на океаническом склоне желоба прогибание не проявилось.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Б. И., Суворов А. А., Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. О геологическом строении подводной долины Буссоль. — Тез. докл. I съезда советских океанологов, вып. III. М., «Наука», 1977. 72 с.

Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968. 720 с.

Долматова Л. М. Диатомовые водоросли неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (Командорские острова, о-в Карагинский). — В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М., «Наука», 1974, с. 76—82.

Пискунов Б. Н. Вулканизм большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск, «Наука», 1975. 187 с.

Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976. В игку D. Stratigraphic value silicoflagellates in Nontropical Regions.— Bull. Geol. Soc. Amer., v. 85, 1974, p. 1905—1906.