

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ
SHORT COMMUNICATIONS**

УДК 550.834+551.311.8(265.7)

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР
(ВОСТОЧНО-МАРИАНСКАЯ КОТЛОВИНА, ЮЗ ПАЦИФИКА)**

В.Л. Ломтев, А.Я. Ильев, М.Г. Гуринов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б

E-mail: seismika@imgg.ru

Поступила в редакцию 4 апреля 2007 г.

В статье представлены и обсуждаются данные непрерывного сейсмопрофилирования 5-го рейса НИС «Проф. Гагаринский»-1989 (ПР118 с переходом суша-море) и 10-го рейса НИС «Академик Александр Несмеянов»-1986 на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины (ЮЗ Пацифика). Показано, что гайоты Несмеянова и ТОИ (затопленный атолл с неабрадированной вершиной, внутрилагунными рифом и щитовым вулканом) представляют собой ниже-среднемиоценовые экстрозивные купола в акустически прозрачных, частью газонасыщенных, донеогеновых карбонатах позднего эпиконтинентального Тетиса (нижняя толща). На основании ЮВ склона гайота Несмеянова налегает контрастная верхняя неоген-четвертичная толща абиссального ложа (коррелятивный комплекс мощностью 330 м). Также обнаружены и описаны четыре молодых грязевулкана.

Ключевые слова: *Восточно-Марианская абиссальная котловина, Магеллановы горы (гайоты), экстрозивный купол, вулканическая шапка, вершинный бенч, атолл, грязевой вулкан, газовое окно.*

**NEW DATA ABOUT MAGELLAN SEAMOUNTS STRUCTURE
(EAST MARIANA BASIN, SW PACIFIC)**

V.L. Lomtev, A.Ya. Il'ev, M.G. Gurinov

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS

Continuous seismic profiling data of 5-th cruise of r/v «Prof. Gagarinsky»-1989 (PR118 with the transition of land-sea) and 10-th cruise of r/v «Acad. A. Nesmeyanov»-1986 on the area N10-2 in Magellan seamounts of East Mariana basin (SW Pacific) are presented and discussed in this paper. It is showed, that Nesmeyanov and POI (submerged atoll with non-abraded top, intralagune reef and shield volcano) guyots are Low-Middle Miocene extrusive domes in transparent, partly gas-saturated, up to Neogene carbonates of late epicontinental Thethys. Upper contrast Neogene-Quaternary strata of abyssal floor (correlate complex of thickness 330 m) onlap on the SE slope base of Nesmeyanov guyot. Four young, mud volcanoes also was found and written.

Key words: *East Mariana abyssal basin, Magellan seamounts (guyots), extrusive dome, volcanic cap, top bench, atoll, mud volcanoes, gas window.*

В статье впервые представлены фрагменты временных разрезов или профилей (далее ПР) одноканального НСП МОВ (непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн) с элементами геологической интерпретации (рис. 1-7), полученных на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины и непосредственно к югу, востоку и

северо-востоку от него на региональном ПР118 [Жигулев и др., 1988; Патрикеев и др., 1997]. В первом случае сейсмопрофилирование проводилось в 10 м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов»-1986 на 7-узловом ходу с частотой 80-120 Гц и мощностью электроискрового источника 12-17 кДж, во втором случае – в 5-м рейсе НИС «Проф. Гагаринский»-1989 на реги-

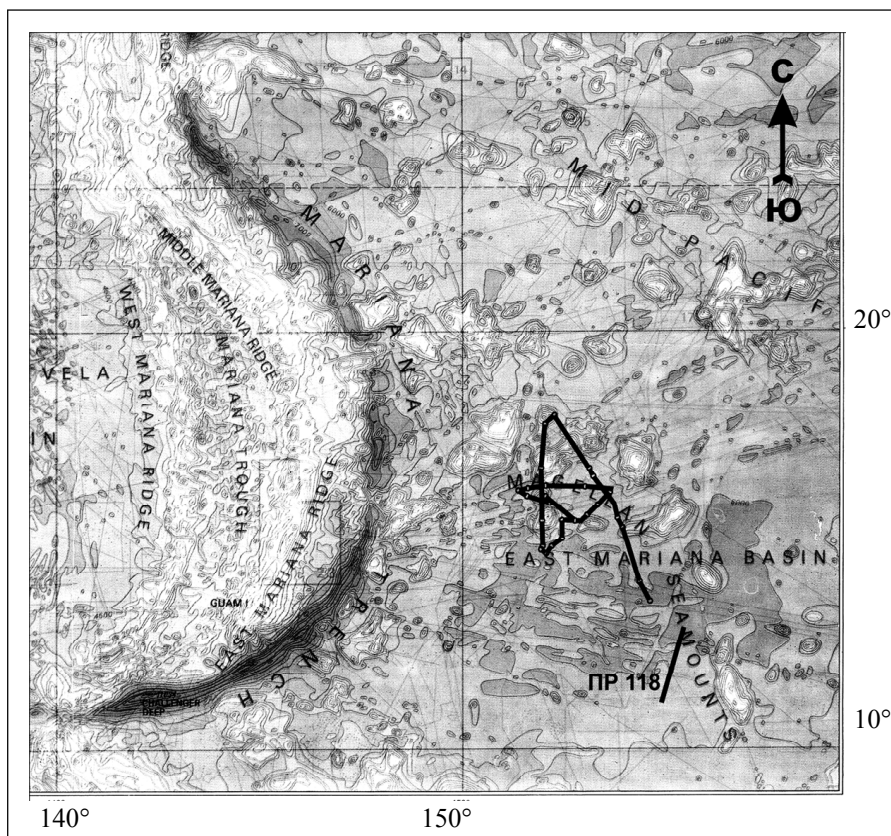


Рис. 1. Региональная батикарта Марианской триады ДЖО (островная дуга-желобкраевой океанический вал) и прилегающей части Восточно-Марианской абиссальной котловины (East Mariana basin) с Магеллановыми горами (Magellan sea mounts) [Международный..., 2003], профилями НСП полигона Н10-2 [Жигулев и др., 1988] и региональным профилем НСП 118 [Патрикеев и др., 1997].

ональном профиле 114-119 от южного блока поднятия Шатского к Магеллановым горам и юго-западу Восточно-Марианской котловины. Скорость сейсмопрофилирования варьировала от 7,5 до 10,5 узлов при частоте 120-150 Гц. Результаты полигонных исследований представлены в препринте В.В. Жигулева и др. [1988] в виде мелкомасштабных интерпретированных глубинных разрезов, совмещенных с графиками аномальных, гравитационного (редукции Фая и Буге) и магнитного, полей. Существенно более короткий, чем на рис. 3, фрагмент ПР118 с переходом суша-море в опаковом слое в интерпретации В.Л. Ломтева представлен в первой статье по региональной сейсмостратиграфии надбазальтового осадочного мезозоя СЗ плиты Пасифики [Патрикеев и др., 1997].

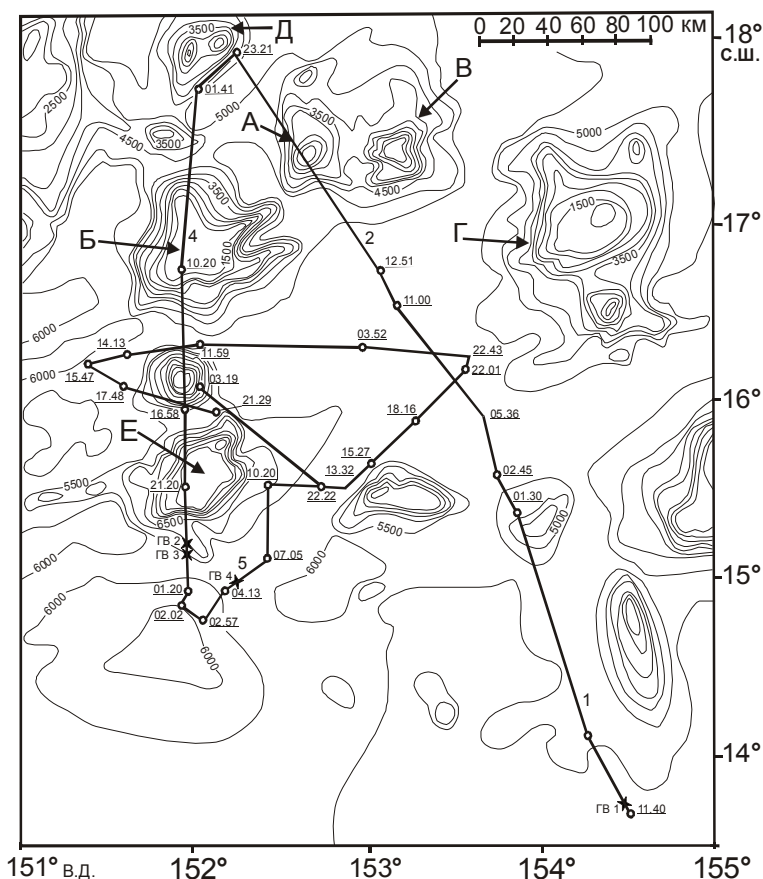
Повторная интерпретация данных НСП по полигону Н10-2 обязана не только новым особенностям строения и истории экструзивных, ранне-среднемиоценовых гайотов Несмеянова и ТОИ (рис. 4, 5) или абиссальному грязевулканизму (4 постройки на рис. 6). В основном она обусловлена итогами регионального сейсмостратиграфического изучения котловин Тускарора (СЗ Пасифика) и Восточно-Марианской, и в частности открытием мезокайнозойской палеосуши

Пасифиды, омывавшейся водами позднего эпиконтинентального Тетиса [Патрикеев и др., 1997; Ломтев, 2000; Ломтев и др., 2004б]. Аккумулятивный палеоберег в Восточно-Марианской котловине с пологими ($\sim 1^\circ$) клиноформами бокового наращивания к югу обнаружен на ПР118, близ ПК 13 часов (координаты $12^\circ 36,12'$ с.ш. и $155^\circ 22,04'$ в.д.; рис. 3). Таким образом, если Магеллановы гайоты считать подводными меловыми вулканами, как полагает большинство исследователей [Менард, 1966; Васильев, 1982; Рудич, 1984; Степашко, 2006, и др.], то они вряд ли сохранились бы в эпоху продолжительной (~ 80 млн. лет) пенепленизации.

В геолого-геофизической изученности Магеллановых гор, обстоятельные обзоры которой сделали А.С. Сваричевский [1993] и В.А. Рашидов [2006], выделим осадочно-трапповый разрез средней юры-плейстоцена, вскрытый скв. 800А-802А б/с «Джоидес Резольюшен» на абиссальном ложе [Scientific..., 1990; Международный..., 2003]. Менее информативны более ранние материалы бурения б/с «Гломар Челленджер», в том числе на подводных горах и гайотах [Рудич, 1984; Хосино, 1986; Международный..., 2003]. Между скважинами о литологии видимого разреза, включая гайоты, можно су-

Рис. 2. Батикарта полигона Н10-2 с положением профилей НСП 1 рейса НИС «Академик Александр Несмеянов»-1986 (сечение изобат 500 м), точками обсервации (кружки со временем справа) и абиссальными грязевулканами (ГВ 1-4) [Жигулев и др., 1988].

Названия гайотов полигона по В.А. Рашидову [2006]: А – ТОИ, Б – Несмеянова (наст. статья), В – ТИГ, Г – Дальморгео (Дальморгеология [Мельников и др., 2000]), Д – Вулканолог, Е – ИМГиГ.



дить по его имиджу на профилях НСП или МОГТ [Селиверстов, 1987; Жигулев и др., 1988; Патрикеев и др., 1997; Ломтев, 2000; Ломтев и др., 2004а,б]. Так, донеогеновые карбонаты позднего эпиконтинентального Тетиса акустически прозрачны в сравнении с перекрывающими контрастными, карбонатно-вулканогенными осадками неогенового возраста (рис. 3-6).

Особо отметим детальное изучение комплексом методов нескольких соседних гайотов в 80-90-е годы прошлого века в связи с признаками рудной и фосфатной минерализации их вершин [Мельников и др., 2000; Михайлик, Ханчук, 2004; Рашидов, 2006]. Здесь были открыты постабразионные дайки и среднемиоценовые (15 ± 2 млн. лет) вулканические конусы высотой до 650 м (гайот Дальморгеология), иногда с лавовыми потоками, выходящими местами на склоны [Мельников и др., 2000]. Вулканы сложены щелочными базальтоидами (базаниты), туфами и туффитами с тонкими прослоями известняков. Судя по цвету (красноцветы) и пористой текстуре вулканитов, постабразионные извержения происходили в мелководных, частью субаэральных условиях. На некоторых гайотах установлено развитие барьерных рифов и карбонатных осадков, или т.н. карбо-

натных шапок [Васильев, 1982; Рудич 1984; Хосино, 1986; Рашидов, 2006, и др.].

Переход суша-море на абиссали (ПР118)

Профиль 118 является частью субмеридионального регионального профиля 114-119 между южным блоком поднятия Шатского и Магеллановыми горами, включая прилегающую юго-западную часть Восточно-Марианской котловины (рис. 1). Согласно [Патрикеев и др., 1997; Ломтев и др., 2004б], переход суша-море на этом профиле обнаружен на абиссальном ложе. Он стал одним из важных признаков затопленной палеосуши Пацифики и смежных платформенных бассейнов позднего эпиконтинентального Тетиса.

В строении ложа Восточно-Марианской котловины здесь близ ПК 13 часов четко обособляются пологий склон и днище крупной депрессии на глубинах свыше 6000 м (рис. 1). Первый, начиная с поверхности, сверху вниз слагают маломощные (до 10 м) прозрачные осадки Пацифики, вероятно представленные пелагическими илами и переотложенными лесами подстилающего контрастного горизонта С мощностью 20-40 м. Осадки последнего более

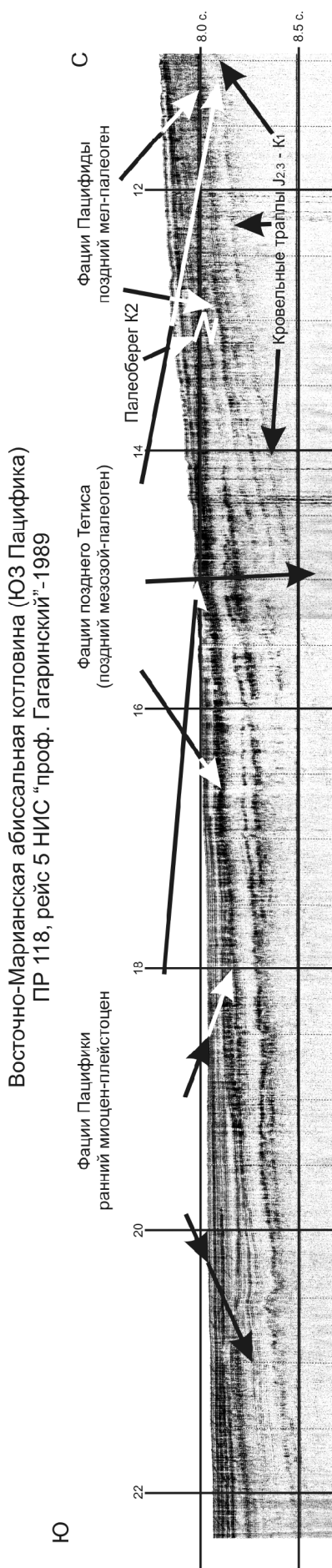


Рис. 3. Профиль НСП 118 протяженностью 165 км [Патрикеев и др., 1997] как часть регионального профиля 114-119 между южным блоком поднятия Шатского и югом Восточно-Марианской котловины, с переходом суша-море [Ломтев и др., 2004б] в опаковом (конец нижнего-поздний мел) слое и перекрывающих контрастных лессах палеогена палеосуши Пацифики близ ПК 13 часов (координаты 12°36,12' с.ш. и 155°22,04' в.д.).

100 лет описывались исследователями как пелагические, абиссальные или красные глины – типичные фашии ложа океана [Менард, 1966; Хосино, 1986, и др.]. Однако при детальном изучении их керн в сотнях скважин, особенно рейса 82 б/с «Гломар Челленджер», оказалось, что это абиогенные, аномально пестрые (обычно желто-коричневые) для океана, уплотненные алевропелиты с прослоями разноцветного вулканического пепла, береговых осадков, карбонатными и марганцевыми конкрециями (желваками), которые важно отличать от железо-марганцевых донных конкреций [Ломтев, 2000]. Ниже залегает опаковый слой (горизонт) пестрых кремней и глин, обычно абиогенных, верхней части нижнего-верхнего мела мощностью 220 м (рассчитано при средней скорости распространения Р-волн 3,3 км/с). Здесь он имеет пластовое, нехарактерное для океана, строение и шероховатые некоррелируемые сейсмофашии прибрежной палеосуши. Контрастная граница в его подошве, вероятно, фиксирует базальный горизонт грубозернистых береговых осадков или т.н. базальных конгломератов. Опаковый слой прослежен вдоль ПР118-114 до абиссального прохода между котловинами Тускарора и Картографов и южного блока поднятия Шатского, где шероховатые сейсмофашии палеосуши сменяются слоистыми, мелководными, прибрежно-морскими или лагунными сейсмофашиями [Патрикеев и др., 1997].

Ниже залегает прозрачная пачка, вероятно, нижнемеловых карбонатов мощностью 120 м (рассчитана при средней скорости Р-волн 3,1 км/с) и контрастные кровельные траппы мощностью до 50-100 м, которые венчают разрез мезозойской трапповой формации [Васильев, 1982; Макаренко, 1983]. Отметим мелководность карбонатов Тетиса в кернах сотен скважин в Западной Пацифике, фиксируемую по макрофауне, береговым осадкам и пестрой окраске, продуцируемой переотложенными лессами [Рудич, 1984; Ломтев и др., 2004б].

Южная часть ПР118 фиксирует строение краевой части дна крупной депрессии в рельефе ложа Восточно-Марианской котловины (рис. 1). Здесь наблюдается пологое погружение кровельных траппов и базальных конгломератов в подошве опакового слоя с выходом за пределы регистрации отражений от них. Одновременно кардинально меняется строение и сейсмический имидж самого опакового слоя, который расслаивается на несколько почти

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

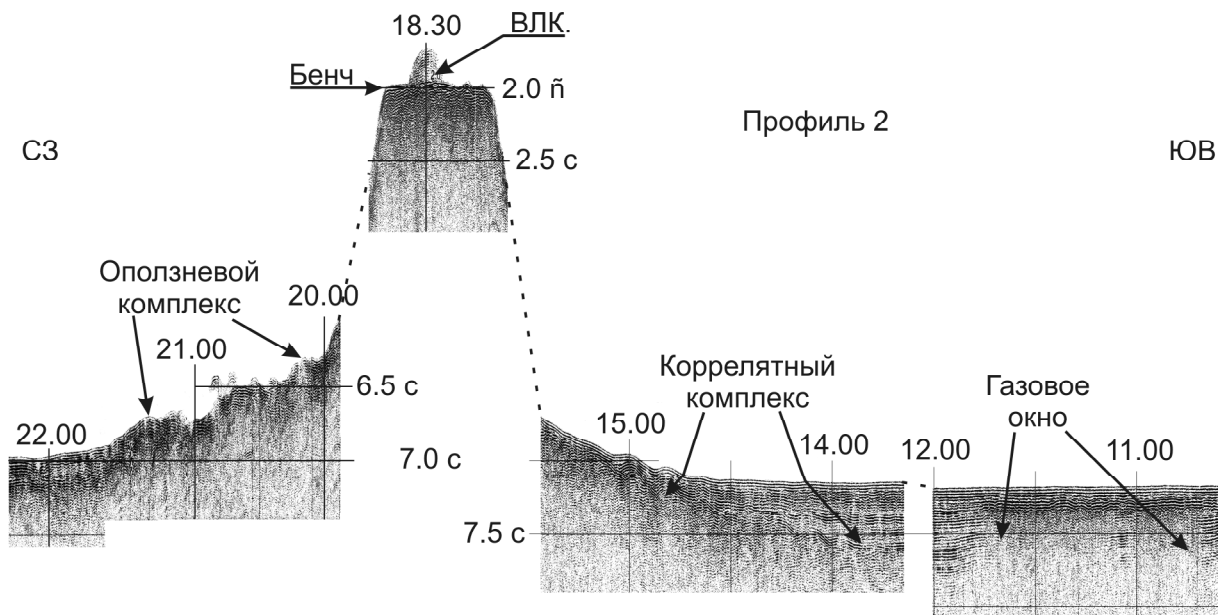


Рис. 4. Фрагменты профиля НСП 2 через гайот Несмеянова и прилегающее абиссальное ложе с марками времени и вертикальным масштабом в секундах двойного пробега (здесь и на рис. 5, 6).

ВЛК – постабразионный вулкан на вершинном бенче (здесь и на рис. 5). Изогнутыми стрелками выделена коррелятная гайоту верхняя контрастная толща ложа.

прозрачных, преимущественно карбонатных и контрастных терригенных, возможно частью окремнелых, пачек смежного платформенного бассейна позднего эпиконтинентального Тетиса. Таким образом, в соответствии с практикой сейсмостратиграфических исследований [Сейсмическая..., 1982], здесь на уровне опакового слоя и драпирующих его контрастных лессов пенеплена Пацифиды опознается переход суша-море или ее аккумулятивный палеоберег с пологими (до $\sim 1^\circ$) клиноформами бокового наращивания к югу. Завершает разрез депрессии клин тонкослоистых контрастных осадков мощностью свыше 220 м (расчитано при скорости Р-волн в них 1600 м/с), который с небольшим угловым несогласием налегает на кровлю верхнемеловых осадочных отложений Тетиса. Согласно [Ломтев, 2000; Ломтев и др., 2004б] и данным бурения [Рудич, 1984; Международный..., 2003], его можно рассматривать как неоген-четвертичный комплекс выполнения упомянутой депрессии Восточно-Марианской котловины, связанный со становлением молодой Пацифики (см. ниже).

Итак, на ПР118 опознаются сейсмofации палеосуши Пацифиды, смежного бассейна позднего эпиконтинентального Тетиса и молодой Пацифики, которые вполне согласуются с их аналогами, исследованными по данным НСП и бурения в абиссальных котловинах Тускарора и

Картографов и прилегающих поднятиях, включая субаэральные, береговые и шельфовые сейсмofации, а также уникальный метеоритный кратер ИМГиГ диаметром 10 км [Патрикеев и др., 1997; Ломтев, 2000; Ломтев и др., 2004б].

Экструзивный гайот Несмеянова

Это небольшой гайот высотой около 4 км, с диаметром вершины 10 и основания – 40 км, который располагается на одном основании с гайотом ТИГ (рис. 1, 2, 4). Его вершина абрадирована (бенч) и находится на глубине около 1500 м, характерной для Магеллановых гайотов [Сваричевский, 1993]. Бенч слегка выпуклый с холмистым или грядовым (дайки?) микрорельефом близ ЮВ края и постабразионным вулканическим конусом высотой 200 м и диаметром основания 3,3 км. Конус находится в стороне от профиля (вероятно к ССВ), поскольку не искажает рельеф дна и интенсивность отражений от него (боковое отражение). Пологий СЗ цоколь гайота ступенчатый, шероховатый, что вместе с видимой деформированностью контрастного, маломощного (до 100 м) вулканокластического плаща указывает на развитие здесь оползневых процессов. На ЮВ цоколе последние развиты слабее, что позволило обнаружить здесь налегание верхней, контраст-

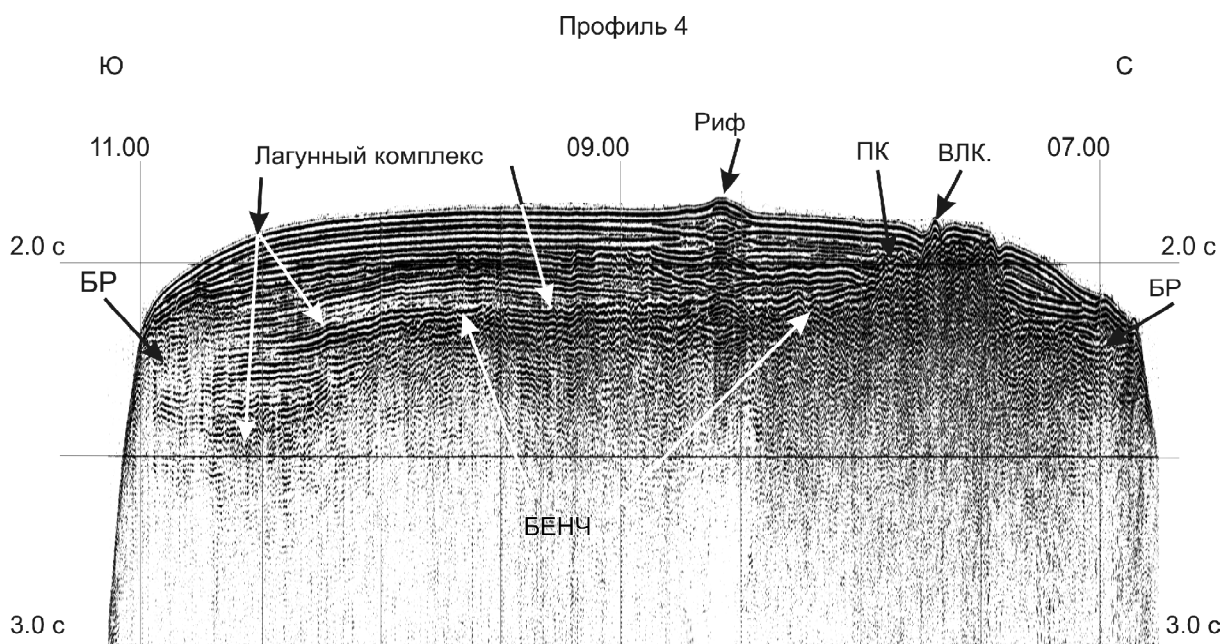


Рис. 5. Фрагмент профиля НСП 4 через вершину гайота ТОИ (затопленный, предположительно среднемиоценовый, атолл).

БР – барьерный риф атолла, ПК – паразитический (боковой) кратер на южном склоне постабразионного щитового вулкана. Стрелками в лагунном комплексе атолла отмечены верхняя и нижняя пачки.

тной толщи мощностью до 330 м на основание гайота Несмеянова, а также проследить нижнюю, прозрачную толщу карбонатов позднего Тетиса с ложа на гайот. Рельеф зоны налегания осложняют несколько асимметричных дюн с крутыми и короткими северными склонами, например у пикета 15.00. Эти аккумулятивные формы сложены алевроито-илистыми осадками и известны в зонах придонных течений на пассивных окраинах, а здесь, возможно, связаны со стационарным топовихрем, схема которого недавно описана Е.В. Михайликом и А.И. Ханчуком [2004]. Налегание верхней толщи означает, что она накопилась после образования гайота (коррелятный комплекс). По положению в разрезе и контрастности она легко параллелизуется с неогеновыми вулканами мощностью 230 м в скв. 802А, пробуренной в 600 км южнее [Scientific..., 1990; Международный..., 2003]. Прослеживание нижней, прозрачной толщи с ложа на гайот определяет его экструзивную (диапир или экструзивный купол) природу, а не вулканическую (насыпной лаво-шлаковый конус), как обычно считают [Менард, 1966, и др.]. Однако вулканизм, хотя и ограниченно, проявился в строении гайота Несмеянова. Так, с ним связано образование небольшой (до 250 м) вулканической шапки, ча-

стью абразированной, тонкого (до 100 м) вулканокластического плаща на склонах и цоколях, а также 200-метрового постабразионного одиночного конуса на вершинном бенче. Заметно участие пирокластики и переотложенных вулканитов на прилегающем ложе Восточно-Марианской котловины, где они определяют контрастность верхней толщи и ее тонкую расслоенность (несколько пачек разной контрастности) на удалении до 20 км от гайота. Далее, например в окрестности крупного газового окна, ее разрез становится монотонным (рис. 4). Это окно, по аналогии с нефтегазоносным шельфом СВ Сахалина, связано с миграцией газа из его залежи на глубине (мезокайнозойский осадочный и потенциально нефтегазоносный бассейн позднего Тетиса [Ломтев и др., 2004а]).

Из изложенного и рис. 4 видно, что сначала, вероятно в раннем миоцене, в эпоху ранней Пацифики [Ломтев и др., 2004б], возник подводный экструзивный купол. После серии извержений на его вершине была надстроена вулканическая шапка и сформирован склоновый вулканокластический плащ. Далее последовали абразия вулканической шапки с образованием бенча и собственно гайота, а затем короткая вспышка финального вулканизма (одиночный конус на бенче), вероятно в мелковод-

ных условиях. Возраст этого конуса, по аналогии с постабразионными вулканическими конусами гайота Дальморгеология [Мельников и др., 2000], определяется концом раннего-началом среднего миоцена (15 ± 2 млн. лет). Последующее затопление гайота Несмеянова, как, впрочем, и других Магеллановых гайотов, до современных глубин датируется плиоценом-плейстоценом, что установлено по результатам изучения строения тонких Fe-Mn корок, поднятых со склонов постабразионных вулканических конусов [Мельников и др., 2000].

Ключевым моментом в истории гайота Несмеянова несомненно является начальная экструзивная фаза. По возрасту подошвенных осадков в толще неогеновых вулканитов в скв. 802А [Scientific..., 1990], сопоставляемых с верхней толщей на ПР2, она датируется нижним миоценом или его второй половиной. Если ориентироваться на немногочисленные оценки скорости роста (1-2 мм/год) магматических диапиров [Кукал, 1987], то образование данного купола могло произойти за 2-4 млн. лет до упомянутого рубежа (15 ± 2 млн. лет), т.е. во второй половине раннего миоцена. Продолжительностью абразии вулканической шапки (до 0,1 млн. лет), которая могла происходить со скоростью 0,01-1 м/год [Кукал, 1987], можно пренебречь. В связи со столь заметным омоложением одного из Магеллановых гайотов отметим, что вулканогенные турбидиты апта-кампа, вскрытые в скв. 800А-802А [Scientific..., 1990; Международный..., 2003], можно, вслед за Г.Ф. Макаренко [1983], считать продуктами финальной стадии развития мезозойской трапповой провинции, вулканические постройки которой вряд ли сохранились во время продолжительной эпохи пенепленизации.

Гайот ТОИ (затопленный атолл)

Это один из самых больших гайотов в Магеллановой цепи. Диаметр его вершины на меридиональном ПР4 достигает 48, а в широтном сечении – 50 км (рис. 1, 2, 5). Диаметр его основания вдвое больше – 100 км. В этом сечении у него нет цоколей из-за стоящих рядом гор массива 17° с.ш. (по А.С. Сваричевскому [1993]). Поэтому на рис. 3 представлен фрагмент ПР4 с уплощенной, неабрадированной вершиной гайота (затопленный атолл – см. ниже), поскольку сейсмозапись на его крутых ($> 9^\circ$) склонах оказалась малоинформативной и напоминающей эхограмму.

Вершина гайота располагается на глубинах 1375-1600 м. Она имеет два низких пика в северной части. Первый пик близ ПК 8.35 имеет высоту 35 м и является вершиной внутрелагунного рифа шириной до 4 км с характерными линзовидными сейсмофациями [Сейсмическая..., 1982]. Риф надстраивался одновременно с заполнением лагуны атолла контрастными, вулканогенно-карбонатными осадками, поскольку они имеют общее основание – погребенный бенч, выработанный в контрастных осадках вулканической шапки в центре и северной части вершины гайота. Второй, более низкий пик, слегка выступающий из-под лагунных осадков, является частью вулканической постройки, вероятно типа щитового вулкана, высотой 200 м с диаметром основания около 12 км. На вулканическую природу постройки указывают контрастные, шероховатые, характерные для вулканитов [Селиверстов, 1987] сейсмофации, положительная аномалия магнитного поля внутри широкого минимума над гайотом ТОИ [Жигулев и др., 1988] и паразитический (боковой) кратер на южном склоне. Налегание лагунных осадков на склоны щитового вулкана и погребенный бенч в основании его южного склона позволяют предполагать его ранне-среднемиоценовый возраст (с учетом аналогии с постабразионными вулканами гайота Дальморгеология [Мельников и др., 2000]).

Барьерные рифы затопленного атолла намечаются вдоль краев вершины гайота, где их ширина достигает 1 км. Однако на ПР4 они практически незаметны. С учетом морфологии современных рифов [Преображенский, 1986], это объясняется тем, что ПР4 прошел вдоль проходов или врезов в них. В верхней пачке лагунного комплекса выделим клин придонных осадков мощностью до 110 м, подошва которого «привязана» к кровле барьерного рифа на юге. Поскольку в лагуне она террасирована ~ 10-метровыми сбросами, то ее можно считать локальным несогласием, связанным с опусканием южного края гайота ТОИ, во время которого и возникли проходы в барьерном рифе.

Итак, неабрадированность гайота ТОИ и соответствие батиуровня его вершины другим гайотам Магеллановой цепи [Сваричевский, 1993] связаны не с абразией, а со среднемиоценовым атоллом и его барьерным рифом. Продолжительность их существования (0,08-0,4 млн. лет) в среднем миоцене можно определить по минимальной скорости роста современных

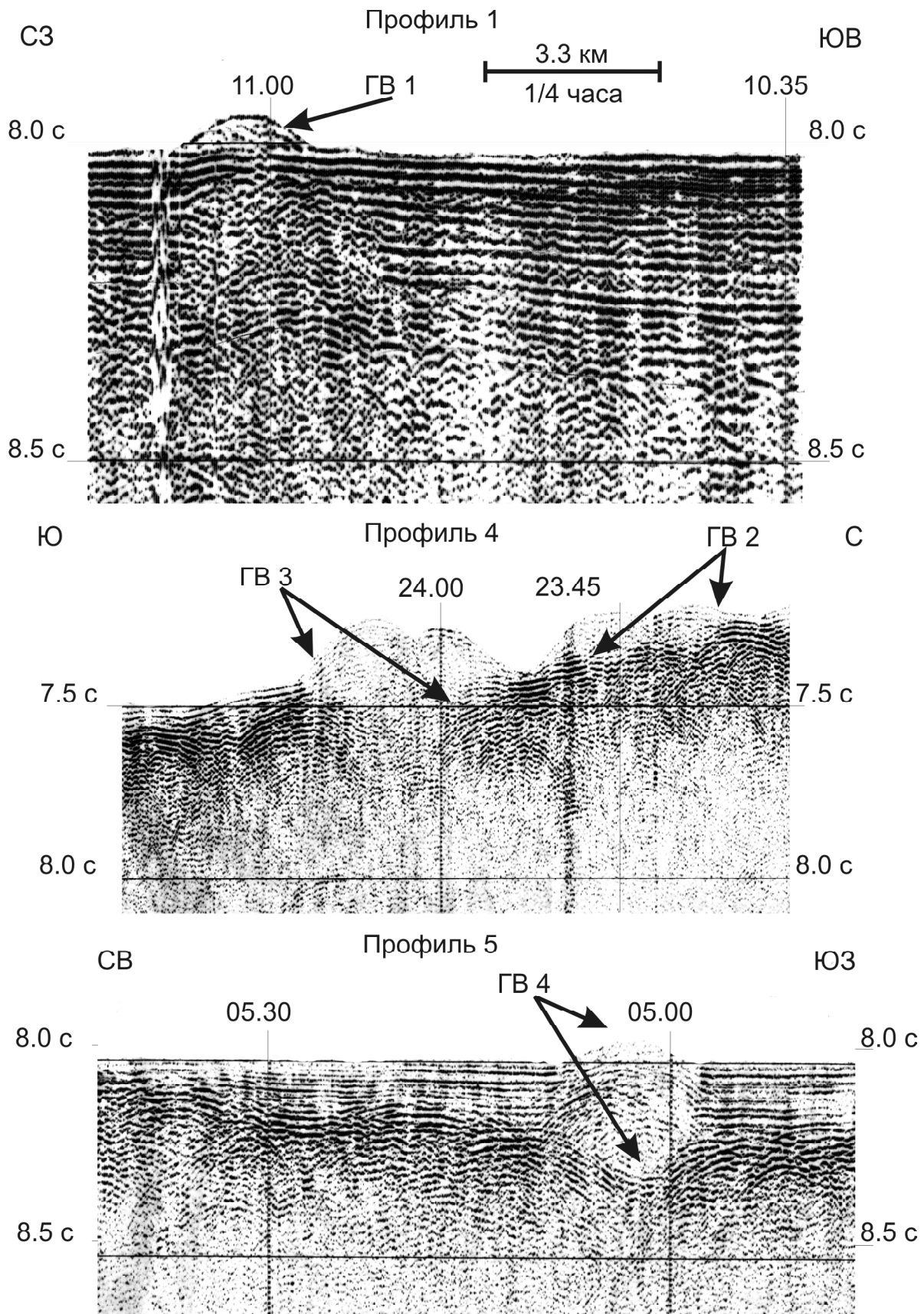


Рис. 6. Подборка фрагментов профилей НСП через абиссальные грязевулканы (ГВ1-4) на полигоне Н10-2.

Вверху показано примерное соотношение временного (часы) и линейного (км) масштабов для средней скорости сейсмопрофилирования 7 узлов.

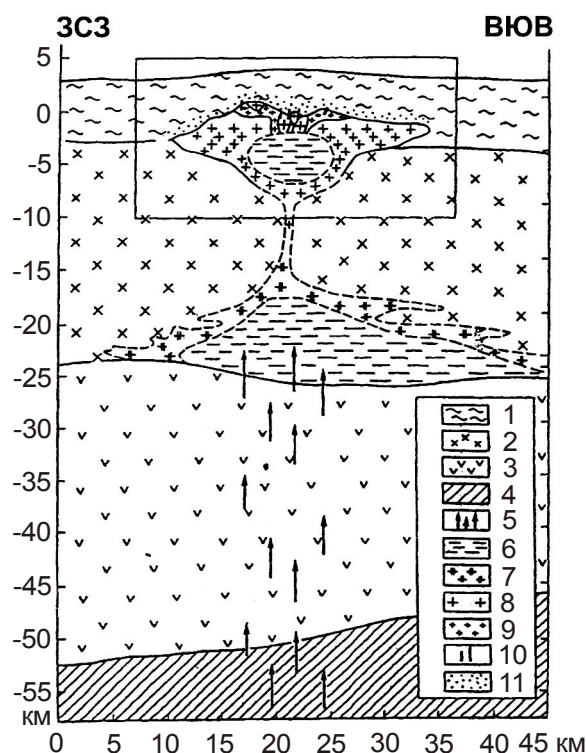
и силурийских барьерных рифов (1-5 мм/год [Кукал, 1987; Преображенский, 1986]), принимая их мощность равной мощности лагунного комплекса (400 м при скорости распространения Р-волн 1600 м/с). Последний имеет двух-, трехслойное строение, повышенную мощность на юге, где он залегает на карбонатной, прозрачной толще и контрастной, вулканогенно-осадочной толще, связанной с вулканической шапкой плюма. Репером является погребенный бенч в подошве внутрिलाгунного рифа и несогласие на его уровне в лагунном комплексе, разделяющее его на верхнюю (220 м) и нижнюю (180 м) пачки. Верхняя отлагалась практически на всей площади лагуны, нижняя – только на юге. С учетом контрастности подстилающего разреза можно полагать, что на месте внутрिलाгунного рифа и постабразионного щитового вулкана располагалась мелководная карбонатная банка с древней вулканической постройкой (часть вулканической шапки) на вершине подводного экструзивного купола. Позднее эта постройка была полностью или частично размывта крупными волнами, проходившими над атоллom, хотя не исключен вариант драпировки ее остатков продуктами извержений постабразионного щитового вулкана. Залегание под лагунным комплексом прозрачных, вероятно карбонатных, отложений, сходных по сейсмическому облику с нижней донеогеновой толщей ложа Восточно-Марианской котловины (рис. 5), указывает на воздымание последнего примерно на 4 км при внедрении крупного экструзивного купола в раннем миоцене. Последнее завершилось двумя вспышками вулканизма,

сформировавшими вулканическую шапку и связанные с ней структуры небольшого атолла на юге. После абразии вулканической шапки на рубеже 15±2 млн. лет возник щитовой вулкан с боковым кратером, обросший затем барьерными рифами более крупного атолла (вторая генерация). Позднее, вероятно в плиоцене-плейстоцене [Мельников и др., 2000], он был затоплен до современных глубин. Особо отметим избыточную газонасыщенность лагунных и подстилающих их отложений на юге атолла, которая видна по перерыву или заметному ослаблению интенсивности отражающих границ (газовые столбы) и согласуется с экструзивной природой гайота ТОИ.

Итак, представленные выше материалы НСП по гайотам Несмеянова и ТОИ в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины позволяют говорить о новой, экструзивной составляющей в их генезисе (экструзивный магматизм или вулканизм), доминирующей над общепринятой, вулканической. С учетом данных бурения и перехода суша-море на ПР118 в опаковом слое и палеогеновых лессах, приходим к выводу о ранне-, среднемиоценовом возрасте этих и, вероятно, других Магеллановых гайотов. Их образование (гранитные купола или диапиры) по аналогии с СЗ Пацификой можно связывать с гранитизацией фаций раннего подтраппового Тетиса в слое 4 (палеозой-

Рис. 7. Схема строения Акчатауского гранитного плутона в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан) протяженностью 28 км при ширине свода 12-16 и мощности – 7-8 км [Зарайский, 2004].

1 – осадочный чехол, 2 – верхняя кора («гранито-гнейсовый слой»), 3 – нижняя кора («гранулит-базитовый слой»), 4 – верхняя мантия, 5 – поток мантийного флюида, 6 – автохтонный гранитный расплав в низах верхней коры, 7 – консолидированная корка палингенных гранитов материнского очага, 8 – крупнозернистые, порфировидные биотитовые граниты I фазы Акчатауского плутона, 9 – средне- и мелкозернистые лейкограниты II и III фаз, 10 – грейзеновые зоны и рудные тела, 11 – контактовые роговики.



рифей?) при срыве слоев 1-4 в позднем кайнозое [Патрикеев, Ломтев, 1997; Ломтев и др., 2004а,б]. В то же время выплавка финальных (постэкструзивных) щелочных базальтоидов, венчающих гайоты, по-видимому происходила в верхах мантии.

Абиссальные грязевулканы

Грязевые вулканы или грязевулканы (ГВ), по Ю.В. Казанцеву и Т.Т. Казанцевой [2004], традиционно считают спутниками нефтегазоносных провинций [Словарь..., 1988], к которым можно отнести Восточно-Марианскую котловину [Ломтев и др., 2004а]. Обычно их связывают с региональными надвигами и их зонами аномально высокого пластового давления в лежащем крыле (поднадвиг) с преимущественно глинистым составом осадочного кайнозоя, способным к водонасыщению, разуплотнению и выдавливанию в виде т.н. сопочной брекчии. Подводные грязевулканы, открытые недавно на дне Черного и Средиземного морей, детально изучены сейсмикой и отчасти бурением [Gayunov et al., 1998; Korf et al., 1998]. Поэтому при идентификации грязевулканов полигона Н10-2 они были приняты в качестве эталона.

ГВ1 обнаружен в самом начале ПР1 на пологом перегибе ложа Восточно-Марианской котловины и слоев верхней контрастной толщи, мощность которой плавно возрастает к ЮВ (рис. 6). Это небольшой холм высотой 40 м и диаметром основания 1,3 км. Непрерывность придонных отражающих границ под ним означает, что он находится в стороне от профиля (боковое отражение, аналогичное одиночному вулканическому конусу на бенче гайота Несмеянова, рис. 4). Вертикальная зона с ослабленной интенсивностью сейсмозаписи и микродифракциями под ним фиксирует миграцию газа и, вероятно, сопочной брекчии с глубины. Первое независимо подтверждается несколькими газовыми столбами с ослабленной интенсивностью сейсмозаписи справа от ГВ1. Вместе с тем, узкая «пестрая» полоса, уходящая на глубину от основания северного склона холма, является помехой, связанной с работой корабельного радиста. Отсутствие под ГВ1 компенсационной депрессии, связанной с оттоком сопочной брекчии кверху [Korf et al., 1998], с учетом бокового отражения от него показывает, что ПР1 прошел близ края грязевулкана или его лопасти (потока). Отсутствие сколько-ни-

будь заметных вариаций мощности слоев верхней толщи или палеорельефа (грязевой палеоконус) на ПР1 позволяет говорить о молодом, вероятно голоценовом, возрасте ГВ1 (постседиментационная постройка).

ГВ2 и 3 высотой 90 и 130 м соответственно пересечены ПР4 на южном окончании массива 17° с.ш., состоящего из нескольких гайотов [Сваричевский, 1993], а точнее у подошвы южного цоколя гайота ИМГиГ (рис. 2, 6). Они сложены почти прозрачными, низкоскоростными осадками, скорость распространения Р-волн в которых близка скорости звука в воде. ГВ2, как и ГВ1, видимо, является периферией грязевулкана диаметром по основанию около 2,5 км (боковое отражение), поскольку под ним отсутствует депрессия в контрастном вулканокластическом, слегка деформированном при оползании плаще. В сравнении с ним, ГВ3 почти идеальный грязевулкан с небольшим кратером на вершине и депрессией в подстилающем контрастном вулканокластическом плаще, т.е. в разрезе имеет линзовидную форму. Его диаметр по основанию достигает 3,5 км. Отметим также заметное ослабление сейсмозаписи и перерыв в прослеживании подстилающего вулканокластического плаща, связанные с миграцией газа и, вероятно, сопочной брекчии по подводящему каналу. Судя по отсутствию следов донной эрозии, эти грязевулканы, как и ГВ1, явно молодые, возможно голоценовые, образования.

ГВ4 пересечен ПР5 в краевой части абиссального ложа с глубинами 6000 м (рис. 2, 6). Высота вулкана достигает 35 м при диаметре основания 1,9 км. Здесь отчетливо видна компенсационная депрессия в подстилающем контрастном вулканокластическом плаще, определяющая линзовидное строение этой постройки в разрезе. ГВ4 также слагают низкоскоростные, почти прозрачные осадки, поэтому дно в его контуре выделяется слабо. Судя по микродифракциям, он, как и ГВ1, прорывает верхнюю контрастную толщу ложа. Вместе с тем, горизонтальное залегание ее слоев за контурами вулкана позволяет предполагать его молодой, вероятно голоценовый, возраст (постседиментационная постройка). Участки осветления сейсмозаписи на ПР5 за контуром вулкана связаны с избыточной газонасыщенностью осадков, как и более крупное газовое окно на рис. 4. Особо выделим горизонтальное налегание верхней толщи на деформированный вулканокластический плащ, аналогичное описанному вы-

ше на ЮВ цоколе гайота Несмеянова, поскольку оно позволяет считать ее комплексом выполнения крупной подводной впадины ложа (рис. 1). С учетом горизонтального залегания слоев и выдержанного батиуровня кровли этой толщи приходим к выводу, что ее слагают в основном карбонатно-вулканогенные турбидиты и осадки обломочных (гравитационных) потоков и лавин, вероятно, неогенового возраста. Судя по рис. 1 и ПР5,6 в препринте В.В. Жигулева и др. [1988], ГВ4, в отличие от других, располагается на ЮЗ периферии подводной возвышенности с небольшим, вероятно экструзивным, конусом на вершине.

Открытие молодых абиссальных грязевулканов на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах указывает на глинизацию низов надтраппового разреза позднего эпоконтинентального Тетиса, связанную, вероятно, с денудацией прилегающей палеосуши Пацифиды [Ломтев и др., 2004б]. Однако его газонасыщенность (газовые столбы и окна), по аналогии с СЗ Пацификой [Патрикеев, Ломтев, 1997; Ломтев и др., 2004а], скорее обусловлена подтрапповыми нефтегазоматеринскими фациями раннего Тетиса (палеозой-рифей?). Переход на глубинный МОГТ мог бы дать ответ на вопрос о связи ГВ1-4 с молодыми региональными надвигами в Магеллановых горах, здесь пока неизвестными [Жигулев и др., 1988; Сваричевский, 1993; Рашидов, 2006]. В то же время не исключено, что их образованию вполне могли способствовать структурные козырьки по периметру экструзивных гайотов и возвышенностей, столь отчетливо проявленные в строении сходного с ними Акчатауского гранитного плутона (массива) в Центральном Казахстане (рис. 7 в интерпретации Г.П. Зарайского [2004]).

Заключение

Суммируя представленные материалы НСП МОВ по строению Магеллановых гор и ложа Восточно-Марианской котловины (ЮЗ Пацифика) и результаты их геологической интерпретации, можно заключить, что в строении гайотов Несмеянова и ТОИ (затопленный атолл) доминирует новая, экструзивная составляющая их генезиса (диапиры или экструзивные, возможно гранитные, купола, внедрившиеся в прозрачные донеогеновые карбонаты платформенного осадочного бассейна позднего Тетиса). С постэкструзивным финальным

вулканизмом связано формирование вулканических, частью абрадированных шапок, вулканокластических склоновых шлейфов и постабразионных конусов на вершинах гайотов, а также верхней, контрастной, коррелятивной гайотам, толщи на прилегающем ложе. С учетом данных бурения и перехода суша-море на ПР118 в опаковом слое, можно предполагать их молодой, ранне-среднемиоценовый возраст, в противоположность общепринятым оценкам (отделы мела). Отметим также открытие четырех молодых, вероятно голоценовых, абиссальных грязевулканов, известных спутников нефтегазоносных провинций, и признаки избыточной газонасыщенности придонных отложений (газовые окна и столбы). Таким образом, в осадочной и нефтегазовой геологии, экструзивном и грязевом вулканизме Магеллановых гор и Восточно-Марианской котловины в целом открывается новая страница для будущих исследований на длительную перспективу.

Список литературы

- Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1988. 192 с.
- Жигулев В.В., Пуцин И.К., Старишинова Е.А. и др.* Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана (препринт). Южно-Сахалинск. ИМГиГ ДВО АН СССР, 1988. 44 с.
- Зарайский Г.П.* Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник (фонд акад. В.И. Смирнова). М.: Изд-во МГУ, 2004. С. 105-192.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Загадки грязевых вулканов // Наука в России. 2004. № 5. С. 34-42.
- Кукал Зд.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
- Ломтев В.Л.* Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Т. 2. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. С. 38-53.
- Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н.* Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазописковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004а. С. 107-119.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др.* Пацифида, Тетис и Пацифика // Там же, 2004б. С. 131-144.
- Макаренко Г.Ф.* Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра, 1983. 142 с.

- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Ред. Г.Б. Удинцев. М., СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУ-НиО, 2003. 192 с.
- Мельников М.Е., Подишвейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Э.Б.* Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 38-46.
- Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
- Михайлик Е.В., Ханчук А.И.* Роль топографических вихрей Тейлора-Хогга в формировании кобальто-марганцевых корок гайотов Магеллановых гор // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 2. С. 234-236.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С.* Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5-20.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л.* Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты на профиле МОГТ // Там же. С. 42-64.
- Преображенский Б.В.* Современные рифы. М.: Наука, 1986. 244 с.
- Рашидов В.А.* Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13-20.
- Рудич Е.М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
- Сваричевский А.С.* Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 21-32.
- Сейсмическая стратиграфия. В 2-х ч. М.: Мир, 1982. 846 с.
- Селиверстов Н.И.* Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 113 с.
- Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.
- Степанко А.А.* Происхождение подводных гор Западной Пацифики и особенности динамики Тихоокеанской плиты в меловое время // Океанология. 2006. Т. 46. № 3. С. 442-448.
- Хосино М.* Морская геология. М.: Недра, 1986. 342 с.
- Gaynanov V.G., Bouriak S.V., Ivanov M.K.* Seismic evidence for gas accumulation related to the area of mud volcanism in the deep Black Sea // Geo-Marine Letter. 1998. V. 18. № 2. P. 139-145.
- Kopf A., Robertson A.H.F., Clennel M.B., Flecker R.* Mechanism of mud extrusion on the Mediterranean Ridge Accretionary Complex // Ibid. 1998. P. 97-114.
- Scientific drilling party (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sediments in the Pacific, at last // Geotimes. 1990. V. 35. № 6. С. 25-27.

Рецензент доктор геол.-мин. наук М.П. Антипов