

К СТРОЕНИЮ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ЮЗ ПАЦИФИКА)

Представлена интерпретация данных непрерывного сейсмопрофилирования рейса 5 НИС «Профессор Гагаринский»-1989 (ПР118 с переходом суша – море) и рейса 10 НИС «Академик А. Несмеянов»-1986 на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины (ЮЗ Пацифика). Показано, что гайоты Несмеянова и ТОИ (затопленный атолл с необрадованной вершиной, внутривулканными рифом и щитовым вулканом) представляют собой ранне-среднемиоценовые экстррузивные купола в прозрачных, частью газонасыщенных, донеогеновых карбонатах позднего эпиконтинентального Тетиса (нижняя толща). На основании ЮВ склона гайота Несмеянова налегает контрастная верхняя неоген-четвертичная толща абиссального ложа (коррелятный комплекс мощностью 330 м). Также обнаружены и описаны четыре молодых грязевулкана.

В статье представлены фрагменты временных разрезов или профилей (ПР) НСП с элементами геологической интерпретации (рис. 1–7), полученных на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах (Восточно-Марианская котловина, ЮЗ Пацифика) и непосредственно к югу, востоку и северо-востоку от него на профиле 118 [2, 15]. В первом случае сейсмопрофилирование проводилось в 10-м рейсе НИС «Акад. 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 региональном 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 [2] 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 профиля НСП 118 с переходом суша – море в опаковом слое в интерпретации автора представлен в [14].

Переинтерпретация данных НСП по полигону Н10-2 обязана не только новым чертам строения и истории экстррузивных, ранне-среднемиоценовых гайотов Несмеянова и ТОИ (рис. 4, 5) или молодому абиссальному грязевулканизму (четыре постройки на рис. 6). В основном она обусловлена итогами регионального сейсмостратиграфического изучения котловин Тускарора (СЗ Пацифика) и Восточно-Марианской, в частности открытием фаций мезокайнозойской палеосуши Пацифиды и смежных морей позднего эпиконтинентального Тетиса [6, 8, 14]. Их аккумулятивный палеоберег в

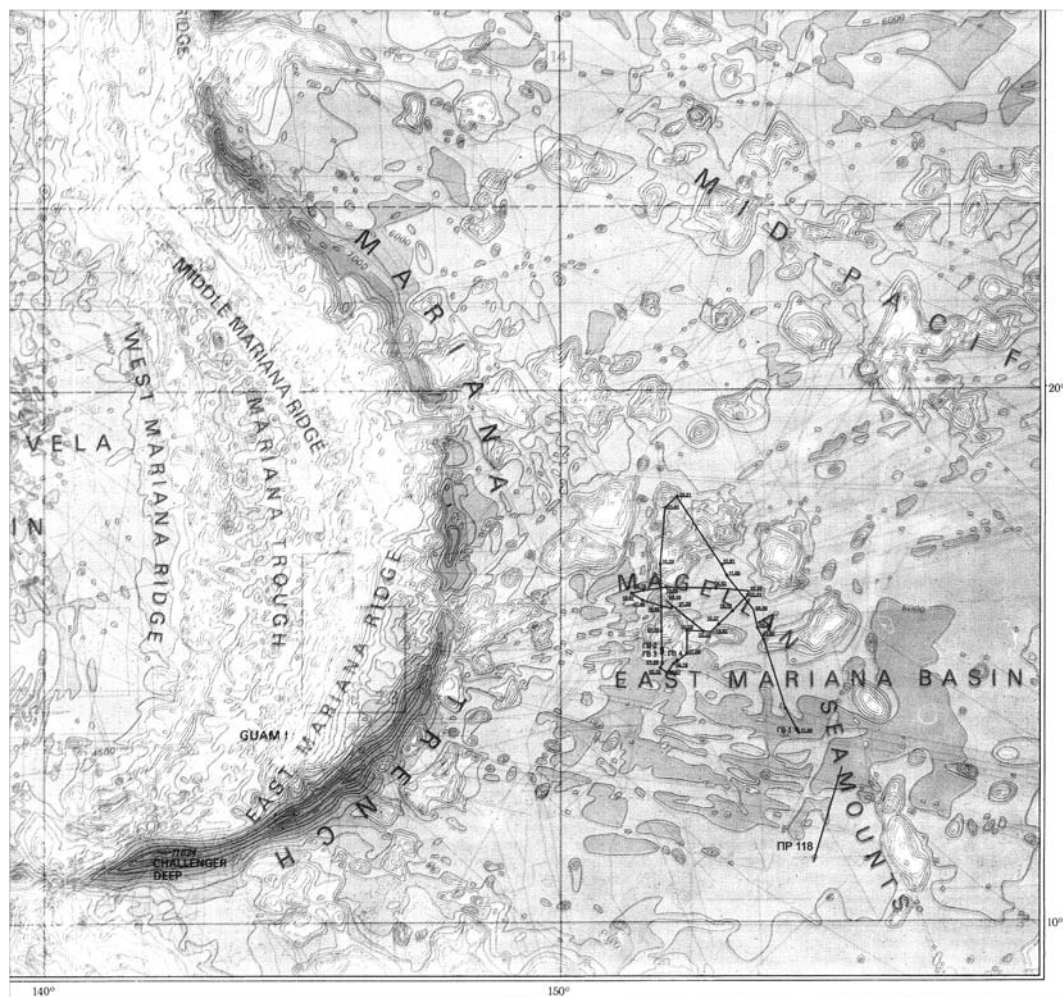


Рис. 1. Батикарта Марианской триады ДЖО (островная дуга–желоб–краевой океанический вал) и прилегающей части Восточно-Марианской котловины (East Mariana basin) с Магеллановыми горами (Magellan seamounts [10]), профилями НСП полигона Н10-2 [2] и региональным профилем НСП 118 [14]

Восточно-Марианской котловине с пологими ($\sim 1^\circ$) клиноформами бокового наращивания к югу обнаружен на профиле НСП 118 близ ПК 13 часов (координаты $12^\circ 36,12$ с.ш. и $155^\circ 22,04$ в.д.; рис. 3). Т.о., если Магеллановы гайоты считать подводными меловыми вулканами [1, 12, 18, 23 и др.], то маловероятно, чтобы они могли сохраниться в эпоху продолжительной (~ 80 млн. лет) пенеппенизации.

В геолого-геофизической изученности Магеллановых гор, обстоятельные обзоры которой сделали А.С. Сваричевский [19] и В.А. Рашидов [17], выделим осадочно-трапповый разрез средней юры–плейстоцена, вскрытый скв. 800А-802А б/с «Джоидес Резольюшен» на абиссальном ложе [10, 27]. Менее информативны более ранние материалы бурения б/с «Гломар Челленджер», в том числе на подводных горах и гайотах [10, 18, 24]. Между скважинами о литологии видимого разреза, включая гайоты, можно судить

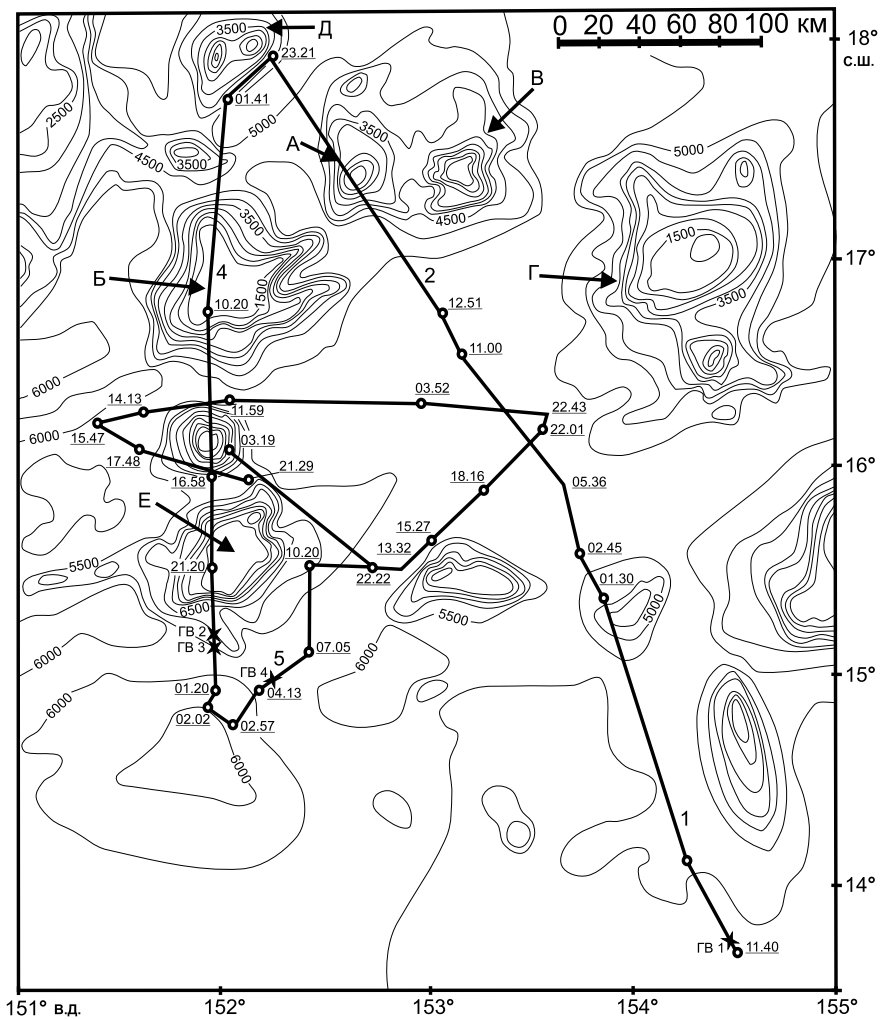


Рис. 2. Батикарта полигона N10-2 с положением профилей НСП 10 рейса НИС «Академик Александр Несмеянов»-1986 (сечение изобат 500 м), точками обсервации (кружки со временем справа) и абиссальными грязевулканами (ГВ 1–4) [2]). Названия гайотов полигона по В.А Рашидову [17]: А – ТОИ, Б – Несмеянова (наст. статья), В – ТИГ, Г – Дальморгео (Дальморгеология [11]), Д – Вулканолог, Е - ИМГиГ

по его имиджу на профилях НСП [2, 7, 14, 21 и др.]. Так, донеогеновые карбонаты позднего эпоконтинентального 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 [11, 13, 17 и др.]. Здесь были открыты постабразионные дайки и среднемиоценовые (15 ± 2 млн. лет) вулканические конусы высотой до 650 м (гайот Дальморгеология), иногда с лавовыми потоками, выходящими на склоны [11]. Вулканы сложены щелочными базальтоидами (базаниты), туфами и туффитами с тонкими прослоями известняков. Судя по цвету (красноцветы) и пористой текстуре вул-

канитов, постабразионные извержения происходили в мелководных, частью субаэральных условиях. На некоторых гайотах установлено развитие барьерных рифов и карбонатных шапок [1, 17, 18, 24].

Переход суша – море

Профиль 118 является частью субмеридионального (~Az200°) регионального профиля 114-119 между южным блоком поднятия Шатского и Магеллановыми горами и юго-западной частью Восточно-Марианской котловины (см. рис. 1). Переход суша–море на этом профиле стал одним из важных признаков затопленной палеосуши Пацифиды и смежных платформенных бассейнов позднего Тетиса [14]. В строении ложа здесь близ пикета 13 часов четко обособляются пологий склон и днище крупной депрессии на глубинах свыше 6000 м (см. рис. 1). С поверхности склон слагают маломощные (до 10 м) прозрачные осадки молодой Пацифики, вероятно представленные пелагическими илами и переотложенными лессами подстилающего контрастного горизонта С мощностью 20–40 м. Осадки последнего более 100 лет описывались исследователями как абиссальные или красные глины – типичные фации ложа океана [12, 24 и др.]. Однако при детальном изучении их керн в сотнях скважин, особенно 82-го рейса б/с «Гл. Челленджер», оказалось, что это абиогенные, аномально пестрые (обычно желто-коричневые) для океана, уплотненные алевропелиты с прослоями разноцветного вулканического пепла, береговых осадков, с карбонатными и марганцевыми конкрециями (желваками), которые важно отличать от железо-марганцевых донных конкреций [6, 8, 18]. Ниже залегает опаковый слой (горизонт) пестрых кремней и глин, обычно абиогенных, конца раннего – позднего мела мощностью 220 м (рассчитана при средней скорости распространения продольных волн 3,3 км/с). Здесь он имеет пластовое, атипичное для ложа океана, строение и шероховатые, некоррелируемые сейсмофации прибрежной палеосуши. Контрастная граница в его подошве вероятно фиксирует базальный горизонт грубозернистых береговых осадков, или т.н. базальных конгломератов. Опаковый слой прослежен вдоль ПР 118-114 до абиссального прохода между котловинами Тускарора и Картографов и южного фаса поднятия Шатского, где шероховатые сейсмофации палеосуши сменяются слоистыми, прибрежно-морскими или лагунными сейсмофациями [14]. Под опаковым слоем залегает прозрачная пачка вероятно ранне-меловых карбонатов мощностью 120 м (рассчитана при средней скорости продольных волн 3,1 км/с) и контрастные кровельные траппы мощностью до 50–100 м, которые венчают разрез мезозойской трапповой формации [1, 9]. Мелководность карбонатов Тетиса в кернах сотен скважин в СЗ и ЮЗ Пацифике четко фиксируют макро- и микрофауна, береговые осадки и пестрая окраска переотложенными лессами [8, 18].

Южная часть профиля 118 пересекает краевую часть крупной депрессии ложа Восточно-Марианской котловины (см. рис. 1). Здесь наблюдается пологое погружение кровельных траппов и предполагаемых базальных конгломератов в подошве опакового слоя с выходом за пределы регистрации. Одновременно кардинально меняется строение и имидж опакового слоя, который расслаивается на несколько почти прозрачных, преимущественно карбонатных, и контрастных, вероятно терригенных и частью ок-

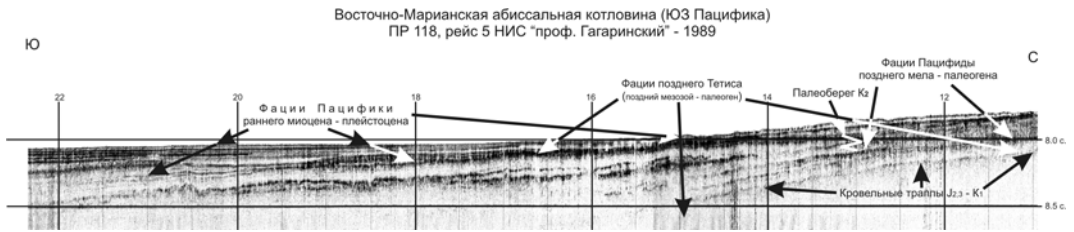


Рис. 3. Профиль НСП 118 протяженностью 165 км [14] как часть регионального профиля 114-119 между южным блоком поднятия Шатского и юго-западом Восточно-Марианской котловины с переходом суша-море близ пикета 13 часов (координаты 12°36,12 с.ш. и 155°22,04 в.д.)

ремнелых, шельфовых пачек позднего Тетиса (клиноформы наращивания с углами падения слоев к югу до 1°). Т.о. согласно [20] здесь надежно опознается переход суша – море или аккумулятивный палеоберег, надстраивавшийся к югу. Венчает разрез клин тонкослоистых контрастных осадков мощностью свыше 220 м (рассчитана при скорости продольных волн в них 1,6 км/с), который с небольшим угловым несогласием налегает на кровлю поздне меловых осадочных отложений Тетиса. Согласно [8, 14] и данным бурения [10, 18, 27] он представляет собой неоген-четвертичный комплекс выполнения упомянутой депрессии, связанный с трансгрессией и становлением молодой Пацифики.

Итак, на рис. 3 опознаются сейсмофации Пацифиды, смежного платформенного бассейна позднего эпиконтинентального Тетиса и молодой Пацифики, которые коррелируют с их аналогами в котловинах Тускарора и Картографов, включая субаэральные, береговые и шельфовые сейсмофации, а в последней и астроблему ИМГиГ диаметром 10 км [6, 8, 14].

Экструзивный гайот Несмеянова

Это небольшой гайот высотой около 4 км, с диаметрами вершины 10 и основания 40 км, который располагается на одном основании с гайотом ТИГ (см. рис. 1, 2, 4). Его вершина абрадирована (бенч) и находится на глубине около 1500 м, характерной для Магеллановых гайотов [19]. 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 С–СВ), поскольку не искажает рельеф дна и интенсивность отражений от него (боковое отражение). Пологий СЗ цоколь гайота ступенчатый, шероховатый, что вместе с деформированностью контрастного вулканокластического плаща мощностью до 100 м указывает на развитие здесь оползневых процессов. На юго-восточном цоколе последние развиты слабее, что позволило обнаружить здесь налегание верхней, контрастной 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. Они обычно сложены алевропелитами и известны в зонах придонных течений на пассивных окраинах, а здесь, возможно, связаны со стационарным топовихрем,

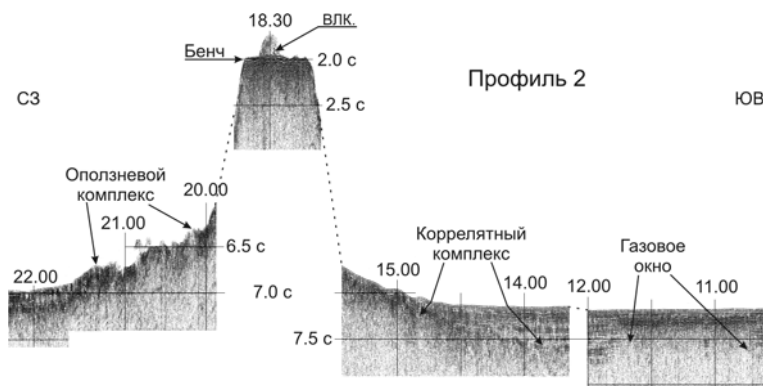


Рис. 4. Фрагменты профиля НСП 2 через гайот Несмеянова и прилегающее ложе с марками времени и вертикальным масштабом в секундах двойного пробега (здесь и на рис. 5–6). ВЛК – постабразионный вулкан на вершинном бенче (здесь и на рис. 5). Изогнутыми стрелками выделена коррелятная гайоту верхняя контрастная толща ложа

схема которого недавно описана в [13]. Налегание верхней толщи означает, что она накопилась после образования гайота (коррелятный комплекс). По положению в разрезе и контрастности она легко параллелизуется с неогеновыми вулканитами мощностью 230 м в скв. 802А, пробуренной в 600 км южнее [10, 27].

Прослеживание нижней, прозрачной толщи с ложа на гайот определяет его экстррузивную (диапир или экстррузивный купол) природу, а не вулканическую (насыпной, лаво-шлаковый конус), как считали до сих пор [12 и др.]. Однако последняя хотя и ограничено, но проявилась в строении гайота Несмеянова. Так, с ней связано образование небольшой (до 250 м) вулканической шапки, частью абрадированной, 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, где они определяют контрастность верхней толщи и ее тонкую расслоенность (несколько пачек разной контрастности) на удалении до 20 км от гайота. Далее, в окрестности крупного газового окна, ее разрез становится монотонным (рис. 4). Это окно вероятно связано с миграцией газа из его залежи на глубине [7].

Итак, в раннем миоцене в эпоху ранней Пацифики возник подводный экстррузивный купол. После извержений на его вершине сформировались вулканическая шапка и 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 мелководных условиях. Возраст конуса, по аналогии с постабразионными вулканическими постройками гайота Дальморгеология [11], определяется концом раннего – началом среднего миоцена (15 ± 2 млн. лет). Последующее затопление гайота Несмеянова датируется плиоценом – плейстоценом, что установлено по результатам изучения строения тонких Fe-Mn корок, поднятых со склонов постабразионных вулканов гайота Дальморгеология [11].

Ключевым моментом в истории гайота Несмеянова является начальная экструзивная фаза. По возрасту подошвенных осадков в толще неогеновых вулканитов, вскрытых скв. 802А [27] и сопоставляемых с верхней слоистой толщей на профиле 2, она датируется ранним миоценом или его второй половиной. Если ориентироваться на немногочисленные оценки скорости роста (1–2 мм/год) магматических диапиров [5], 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 [5], можно пренебречь. Отметим, что вулканогенные турбидиты апта–кампана в скв. 800А–802А [10, 27] вслед за [9] видимо связаны с финальной стадией развития мезозойской трапповой провинции.

Гайот ТОИ (затопленный атолл)

Это один из самых больших гайотов в Магеллановой цепи. Диаметр его вершины достигает 48–50 км, тогда как диаметр основания вдвое больше (рис. 1, 2, 5). В меридиональном сечении у этого гайота нет цоколей из-за стоящих рядом гор массива 17° с.ш. [19]. Поэтому на рис. 3 представлен фрагмент профиля 4 с уплощенной, неабрадированной вершиной гайота, поскольку сейсмосапись на его крутых ($>9^\circ$) склонах малоинформативна и напоминает эхограмму. Вершина гайота располагается на глубинах 1375–1600 м. Она имеет два низких пика в северной части. Первый, выступающий из-под лагунных осадков близ пикета 8.35, имеет высоту 35 м и является вершиной внутрилагунного рифа шириной до 4 км с характерными линзовидными сейсмофациями [20]. Риф надстраивался одновременно с заполнением лагуны атолла контрастными вулканогенно-карбонатными осадками. Второй, более низкий пик является частью вулканической постройки вероятно типа щитового вулкана высотой 200 м и диаметром основания около 12 км. На ее вулканическую природу указывают контрастные шероховатые, характерные для вулканитов [21], сейсмофации, положительная аномалия магнитного поля внутри широкого минимума над гайотом

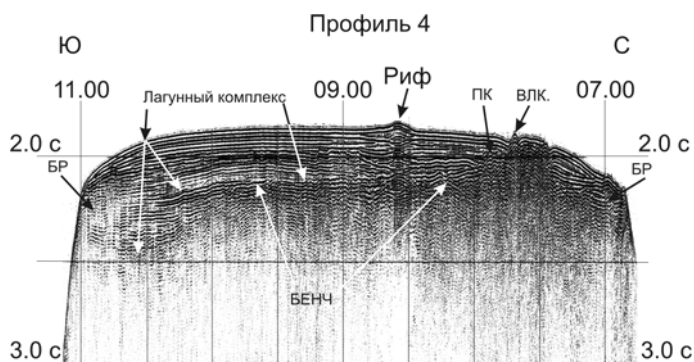


Рис. 5. Фрагмент профиля НСП 4 через вершину гайота ТОИ (затопленный, предположительно среднемиоценовый, атолл). БР – барьерный риф атолла, ПК – паразитический (боковой) кратер на южном склоне постабразионного щитового вулкана. Стрелками в лагунном комплексе атолла отмечены верхняя и нижняя пачки.

Условные обозначения см. также на рис 4

ТОИ [2] и паразитический (боковой) кратер на южном склоне. Налегание лагунных осадков на склоны вулкана и погребенный бенч в основании южного склона по аналогии с постабразионными вулканами гайота Дальморгеология [11] позволяет датировать его ранним-средним миоценом.

Барьерные рифы, характерные для атолла, намечаются вдоль краев вершины гайота, где их ширина достигает 1 км. Однако на профиле 4 они практически не заметны. С учетом морфологии современных рифов [16] это видимо объясняется тем, что сейсмопрофиль прошел вдоль одного из 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 могли возникнуть проходы в барьерном рифе. Т.о. соответствие его батиуровня другим Магеллановым гайотам [19] обусловлено не абразией, а затопленным 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 и силурийских барьерных рифов (1–5 мм/год [5, 16]), принимая их мощность равной мощности лагунного комплекса (400 м при скорости распространения продольных волн 1600 м/с). Последний имеет двух-трехслойное строение, повышенную мощность на юге, где он залегает на карбонатной прозрачной и контрастной, вулканогенно-осадочной толщах. 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. Первая отлагалась практически на всей площади лагуны, а нижняя – только на юге.

С учетом контрастности подстилающего разреза можно предполагать, что на месте внутрिलाгунного рифа и щитового вулкана ранее располагалась мелководная карбонатная банка с вулканической постройкой, венчавшие вершину подводного экстррузивного купола. Залегание под лагунным комплексом прозрачных, вероятно карбонатных, отложений, сходных по имиджу с донеогеновой толщей смежного ложа (см. рис. 5), позволяет предполагать его воздымание на 4 км при внедрении крупного экстррузивного купола. Последнее завершилось двумя вспышками вулканизма. С первой связано образование вулканической шапки и небольшого атолла на юге. После абразии вулканической шапки вероятно близ рубежа 15 ± 2 млн. лет [11] во время второй вспышки возник щитовой вулкан с боковым кратером, обросший барьерными рифами более крупного атолла (вторая генерация). Позднее, в плиоцене–плейстоцене [11], он был затоплен до современных глубин. Отметим газонасыщенность видимого разреза на юге атолла, заметную по перерыву или ослаблению интенсивности отражающих границ (газовые столбы).

Итак, данные НСП по гайотам Несмеянова и ТОИ указывают на новую, экстррузивную составляющую в их генезисе. С учетом данных бурения и перехода суша – море на профиле 118 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 – рифей?) при гравитационном срыве слоев 1–4 в позднем кайнозое [6-8]. Выплавка финальных, постэкструзивных базальтоидов, формирующих постабразионные конусы на вершинных бенчах гайотов, происходила, видимо, в верхах подвижной мантии.

Абиссальные грязевулканы

Грязевые вулканы, или грязевулканы (ГВ [4]) считают спутниками нефтегазоносных провинций [22]. Их связывают с крупными надвигами и зонами аномально высокого пластового давления в лежащем крыле с глинистым составом осадочного чехла, способным к водонасыщению, разуплотнению и выдавливанию в виде сопочной брекчии. Подводные грязевулканы на дне Черного и Средиземного морей детально изучены сейсмикой и отчасти бурением [25, 26 и др.]. Поэтому при идентификации грязевулканов полигона Н10-2 они были приняты в качестве эталона. ГВ1 обнаружен в начале профиля НСП 1 на пологом перегибе ложа и слоев верхней контрастной толщи, мощность которой плавно возрастает к юго-востоку (рис. 2, 6). Он представляет собой небольшой холм высотой 40 м, с диаметром основания 1,3 км. Непрерывность придонных границ под ним означает, что вулкан находится в стороне от профиля (боковое отражение). Вертикальная зона с ослабленной интенсивностью сейсмозаписи и микродифракциями фиксирует миграцию газа и, вероятно, сопочной брекчии с глубины. Первое независимо подтверждают несколько газовых столбов справа от ГВ1. Узкий «пестрый» столб у основания северного склона холма является помехой, связанной с работой корабельного радиста. Отсутствие под ГВ1 компенсационной депрессии, связанной с оттоком сопочной брекчии кверху [26], видимо объясняется тем, что профиль 1 прошел близ края вулкана. Выдержанная мощность слоев верхней толщи указывает на молодой, вероятно голоценовый, возраст ГВ1 (постседиментационная постройка).

ГВ2 и 3 высотой 90 и 130 м соответственно пересечены профилем 4 на южном окончании массива 17° с.ш., состоящего из нескольких гайотов [19], а точнее у подошвы южного цоколя гайота ИМГиГ (см. рис. 2, 6). Они сложены полупрозрачными, низкоскоростными осадками, скорость распространения продольных 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 плаще. ГВ3 диаметром 3,5 км – почти идеальный грязевулкан с небольшим вершинным кратером и депрессией в подстилающем вулканокластическом плаще, поэтому в разрезе он имеет линзовидную форму. Отметим ослабление сейсмозаписи и перерыв отражающих границ в контрастных вулканических осадках, связанные с миграцией газа и возможно сопочной брекчии.

ГВ4 пересечен профилем НСП 5 в краевой части ложа с глубинами 6000 м (см. рис. 2, 6). Высота вулкана достигает 35 м при диаметре основания 1,9 км. Здесь отчетливо видна компенсационная депрессия в контрастном вулканокластическом плаще, определяющая линзовидное строение этой постройки в разрезе. ГВ4 слагают низкоскоростные, полупрозрачные осадки, поэтому дно на временном разрезе в его контуре выделяется слабо. Микродифракции связаны с прорывом сопочной брекчии через верхнюю толщу

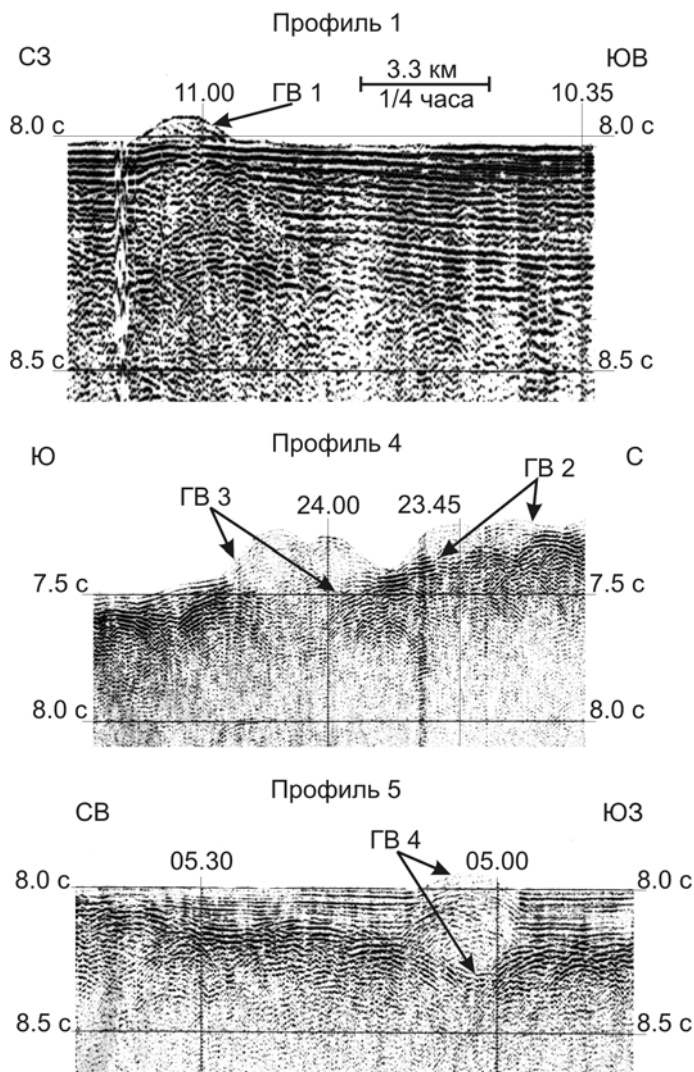


Рис. 6. Подборка фрагментов профилей НСП через абиссальные грязевулканы (ГВ1-4) на полигоне Н10-2. Вверху показано примерное соотношение временного (часы) и линейного (км) масштабов для средней скорости сейсмопрофилирования 7 узлов

(постседиментационная постройка). Судя по рис. 1 и профилям НСП 5,6 в [2], ГВ4 в отличие от других располагается на юго-западной периферии возвышенности с небольшим экструзивным конусом на вершине. Участки осветления сейсмозаписи на профиле 5 связаны с газонасыщенностью осадков, как и крупное газовое окно на рис. 4. Отсутствие следов донной эрозии на изученных ГВ1-4 указывает на их молодой (голоцен?) возраст, что для ГВ1,4 подчеркивает выдержанная мощность слоев верхней толщи в их окрестности. На рис. 6 отметим налегание верхней толщи на деформированный вулканокластический плащ, аналогичное описанному на ЮВ цоколе гайота Несмеянова, что позволяет считать ее комплексом выполнения крупной депрессии (см. рис. 1). С учетом горизонтального залегания слоев и кровли верхней толщи заключаем, что в ее составе преобладают карбонат-

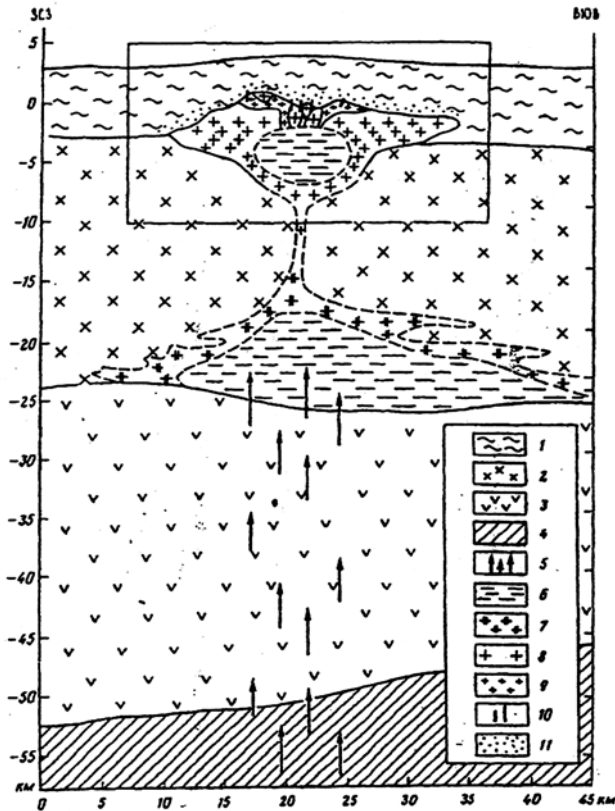


Рис. 7. Схема строения Акчатауского гранитного плутона в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан) протяженностью 28 км при ширине 12-16 и мощности 7-8 км в своде [3]: 1 – осадочный чехол; 2,3 – верхняя («гранито-гнейсовый слой») и нижняя («гранулитобазитовый слой») кора, 4 – верхняя мантия, 5 – поток мантийного флюида, 6 – автохтонный гранитный расплав в низах верхней коры, 7 – консолидированная корка палингенных гранитов материнского очага, 8 – крупнозернистые, порфиоровидные биотитовые граниты I фазы Акчатауского плутона, 9 – средне- и мелкозернистые лейкограниты II и III фаз, 10 – грейзеновые зоны и рудные тела, 11 – контактовые роговики

но-вулканогенные турбидиты (осадки обломочных потоков и лавин неогенового возраста).

Открытие молодых грязевулканов указывает на глинизацию и газонасыщенность надтрапшового разреза позднего Тетиса и его значительную мощность [7, 8]. Но есть проблема их генезиса, связанная с отсутствием крупных надвигов в Магеллановых горах [2, 17, 19]. Их образованию могли способствовать структурные козырьки по периметру экстррузивных куполов, характерные, например, для Акчатауского гранитного плутона в Центральном Казахстане (рис. 7) [3].

Выводы

В строении ранне- среднемиоценовых гайотов Несмеянова и ТОИ (затопленный атолл) Магеллановых гор обнаружена экстррузивная составляющая их генезиса (диапиры или экстррузивные купола, внедрившиеся в прозрачные донеогеновые карбонаты позднего Тетиса). С постэкстррузивным вулканизмом связано формирование вулканических, частью абрадирован-

ных шапок, вулканокластических склоновых шлейфов и постабразионных конусов на вершинных бенчах гайотов, а также верхней контрастной, коррелятной гайотам, толщи ложа. Вместе с открытием четырех молодых абиссальных грязевулканов и признаков газонасыщенности видимого разреза это позволяет наметить новые объекты и направления для будущих исследований в этом регионе ЮЗ Пацифики.

Автор благодарен ведущему инженеру ИМГиГ М.Г. Гуринову за помощь в компьютерной подготовке материалов НСП и батикарт, представленных в настоящей работе.

1. *Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. – 192 с.
2. *Жигулев В.В., Пуцин И.К., Старшинова Е.А. и др.* Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана (препринт). Южно-Сахалинск. ИМГиГ ДВО АН СССР, 1988. – 44 с.
3. *Зарайский Г.П.* Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник (фонд акад. В.И. Смирнова). М.: МГУ, 2004. – С. 105-192 с.
4. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Загадки грязевых вулканов // Наука в России, – 2004. №5. – С. 34-42.
5. *Кукал Зд.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. – 246 с.
6. *Ломтев В.Л.* Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. – Т. 2. – С. 38-53.
7. *Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н.* Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопроисловых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. – Т.1. – С. 107-119.
8. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др.* Пацифида, Тетис и Пацифика // Там же, 2004. – Т. 1. – С. 131-144.
9. *Макаренко Г.Ф.* Вулканические моря Земли и Луны. – М.: Недра. 1983. – 142 с.
10. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана.* Удинцев Г.Б. (ред.). М., СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО. 2003. – 192 с.
11. *Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б.* Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоок. геология, 2000. – Т. 19. – № 5. – С. 38-46.
12. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. – 273 с.
13. *Михайлик Е.В., Ханчук А.И.* Роль топографических вихрей Тейлора-Хогга в формировании кобальто-марганцевых корок гайотов Магеллановых гор // Докл. АН, 2004. – Т. 394. – № 2. – С. 234-236.
14. *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.
15. *Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л.* Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты на профиле МОГТ // Там же, 1997. – С. 42-64.
16. *Преображенский Б.В.* Современные рифы. М.: Наука, 1986. – 244 с.

17. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006. – № 2. – С. 13-20.
18. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. – 251 с.
19. Сваричевский А.С. Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоок. геология, 1993. №1. – С. 21-32.
20. Сейсмическая стратиграфия: в 2-х ч. / Р.Е. Шерифф, А.П. Грегори, П.Р. Вейл и др. М.: Мир, 1982. – 846 с.
21. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука. 1987. – 113 с.
22. Словарь по геологии нефти и газа. – Л.: Недра, 1988. – 679 с.
23. Степашко А.А. Происхождение подводных гор Западной Пацифики и особенности динамики Тихоокеанской плиты в меловое время // Океанология, 2006. – Т. 46. – №3. – С. 442-448.
24. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. – 342 с.
25. Gayunanov 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 Letters, 1998. Vol. 18, №2. – P. 139-145.
26. Kopf A., Robertson A.H.F., Clennel M.B., Flecker R. Mechanism of mud extrusion on the Mediterranean Ridge Accretionary Complex // Ibid., 1998. – Vol. 18. – №2. – P. 97-114.
27. Scientific drilling party (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sediments in the Pacific, at last // Geotimes, 1990. – Vol. 35. – N 6. – С. 25–27.

Представлено інтерпретацію даних безперервного сейсмопрофілювання 5 рейсу НДС «Професор Гагаринський»-1989 (ПР118 з переходом суша — море) та 10 рейсу НДС «Академік А. Несмеянов»-1986 на полігоні Н10-2 у Магеланових горах Східно-Маріанської улоговини (ПДЗ Паціфіка). Показано, що гайоти Несмеянова і ТОІ (затоплений атол с неабрадованою вершиною, внутрішньолагунним рифом і щитовим вулканом) являють собою ранньо-середньоміоценові екструзивні склепіння в прозорих, частково газонасичених, донеогенових карбонатах пізнього епіконтинентального Тетісу (нижня товща). На основу ПДС схилу гайота Несмеянова налягає контрастна верхня неоген-четвертинна товща абісального ложа (корелятивний комплекс потужністю 330 м). Також виявлені та описані чотири молоді грязеві вулкани.

Continuous seismic profiling data of V cruise of r/v «Prof. Gagarinsky»-1989 (PR118 with the transition of land – sea) and X 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 unabraded top, intralagune reef and shield volcano) guyots are Earley-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 (correlate complex). Four young mud volcanoes also where found and written.