

**СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ЗЕЛЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОСАДКОВ
ШЕЛЬФА РАЙОНА СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ ИЛЬ ДЕ САНДР
(ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ)**

Ю.Д. Марков*, А.В. Можеровский*, Н.Н. Баринов, Н.А. Середина****

**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Изучены распределение и минеральный состав слоистых силикатов зеленых глинистых образований (слепков полостей раковин фораминифер, глобул и обломков глинистых пород) в осадках района современных вулканов Иль де Сандр. Установлено повышение содержания гидроокислов железа в осадках подножия северо-западного вулкана во время его активизации и вблизи тектонических нарушений.

Ключевые слова: Южно-Китайское море, шельф, глинистые образования, слоистые силикаты.

ВВЕДЕНИЕ

Зеленые глинистые образования (слепки полостей раковин фораминифер, комочки, зерна и глобулы), встречаемые в осадках шельфа и материкового склона морей и океанов до недавнего времени в литературе описывались под общим названием "глаукониты". Большинство исследователей разделяют точку зрения об их аутигенно-диагенетическом происхождении в морских осадках [6, 8, 9, 13, 14]. Н.В. Логвиненко считает, что в современных осадках наряду с аутигенным "глауконитом" встречается и обломочный [7, 8]. М.И. Липкина вообще отрицает возможность аутигенного происхождения глауконита и считает его гидротермальным минералом [5]. На шельфе Южно-Китайского моря эти зеленые образования китайскими исследователями тоже описаны под общим названием - аутигенные "глаукониты" [20]. Но следует подчеркнуть, что глауконит - это минерал, являющийся железистой гидрослюдой политипной модификации 1Md, обогащенной калием, с малым (до 5%) количеством разбухающих слоев [15, 18].

Интерес к зоне вулканов Иль де Сандр вызван недавними извержениями* [19], с которыми могла быть связана гидротермальная деятельность, стимулирующая образование высокожелезистых слюдистых минералов типа селадонита и глауконита. В

этом случае, в тектонически активной зоне предполагалось встретить зеленые глинистые образования как осадочно-диагенетического, так и гидротермального генезиса.

МАТЕРИАЛ

Для выяснения генезиса, минерального состава и площадного распределения зеленых глинистых образований в районах активной вулканической и тектонической деятельности нами изучались пробы осадков, полученные в 13-м рейсе НИС «Вулканолог» в северо-восточной части вьетнамского шельфа в районе двух современных подводных вулканов Иль де Сандр: северо-западного и юго-западного (рис. 1). Их образованию предшествовали локальные горстовые поднятия осадочного фундамента с амплитудой от 30-40 до 100-150 м [3]. В рельефе дна эти структурные изменения выражены небольшими уступами и банками (рис. 1).

Вулканы были изучены в 10 и 13 рейсах НИС "Вулканолог" (1981-1982 г.г.). Наряду с геолого-геофизическими и газогидрохимическими исследованиями [1] были выполнены и литологические наблюдения [10]. При изучении современного осадконакопления на склонах вулканов в пирокластическом материале зеленые глинистые образования обнаружены не были. Они встречены только в смешанных осадках у подножия вулканов и в терригенных осадках на прилегающей части шельфа. В работе [10] они

*Последние извержения произошли в марте и в мае 1923 г.

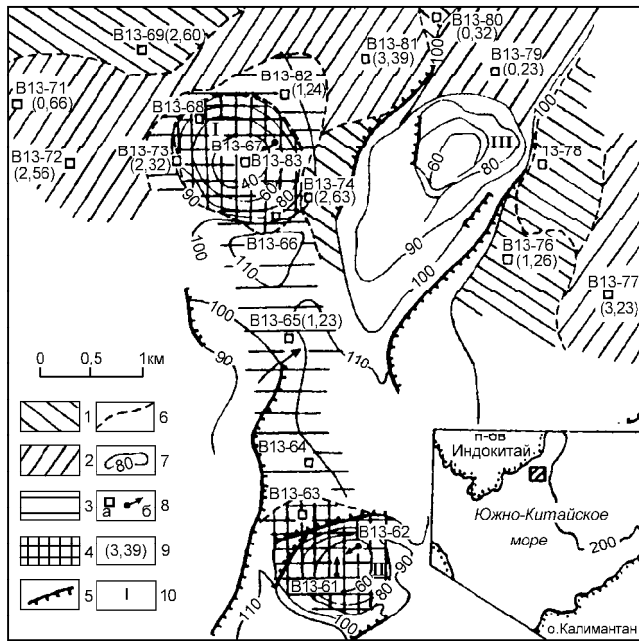


Рис. 1. Распределение зеленых слепков и раковин со слепками в различных фациях осадков района вулканов Иль де Сандр.

1 - фации зоны пляжа; 2 - фации приглубой части шельфа; 3 - смешанные осадки; 4 - пирокластические образования; 5 - тектонические уступы; 6 - границы между фациями и типами осадков; 7 - изобаты, м; 8 - станции: а - дночерпатель, б - драга; 9 - содержание в %; 10 - вулканы: I - северо-западный, II - юго-западный, III - северо-восточный.

упомянуты под общим названием аутигенные "глаукониты".

У подножия северо-западного вулкана вмещающими для этих образований являются туффитовые псаммиты, южнее, между двумя вулканами (северо-западным и юго-западным) - туффопсаммиты, а на прилегающей площади - терригенные песчаные (псаммитовые) осадки [10]. Осадочно-вулканокластические осадки представляют собой смешанные отложения, состоящие из пирокластического, осадочного терригенного и биогенного карбонатного материалов, а также незначительной части зеленых глинистых образований. Эти осадки сформированы путем привноса в терригенные реликтовые отложения вулканокластического материала как во время извержений, так и в период разрушения вулканических построек. Терригенные осадки реликтовые. Они образованы при более низком уровне моря в конце позднего плейстоцена около 15-17 тыс. лет назад [10]. Вдоль тектонических уступов на 100-метровой изобате они представлены прибрежными фациями древней береговой линии (гравелистыми и среднезернистыми песками). За полосой пляжных отложений распространены мелкозернистые пески фаций приглу-

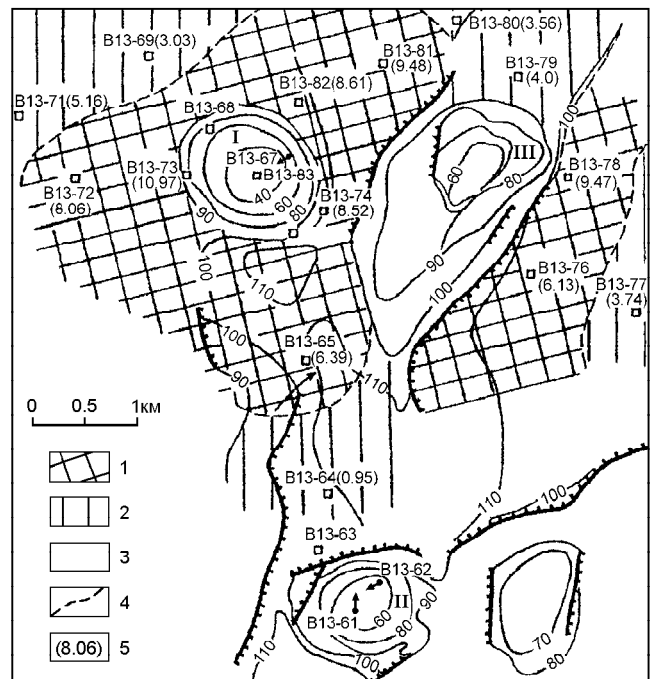


Рис. 2. Распределение слепков и раковин фораминифер с бурыми слепками (окислы железа) в смешанных и терригенных осадках района вулканов Иль де Сандр.

Содержания: 1 - 6-11%; 2 - до 5%. 3 - неисследованный участок; 4 - граница между зонами; 5 - содержание - в %. Прочие условные знаки см. на рис. 1.

бой части шельфа. Терригенные осадки обычно слабоизвестковистые (CaCO_3 в них до 30%), реже известковистые (на ст. В13-76 CaCO_3 - 37%). Они почти не содержат вулканокластического материала современных извержений (его в осадках до 3%) [10]. Биогенный материал как в первом, так и во втором типе осадков представлен фораминиферами и раковинами двустворчатых моллюсков различной степени сохранности. Фораминиферы преобладают в мелкозернистых и среднезернистых песках. Часть раковин содержит в себе зеленые слепки или заполнена гидроокислами железа.

Вокруг северо-западного вулкана в терригенных и смешанных осадках полые раковины фораминифер, почти все (кроме тех, которые с зелеными слепками), заполнены бурым материалом (гетитом). Содержание таких раковин здесь значительно возрастает - до 8-11%. Подобная картина отмечается и на продолжении разломов (рис. 2, ст. В13-65 и В13-78). Раковины фораминифер здесь изменены, они буровато-желтого цвета, вместо белого - в неизменных. Преобразованию подвержены и терригенные зерна осадков - полевые шпаты, обломки пород. При удале-

нии от вулкана (в осадках) содержание раковин с ядрами бурого цвета значительно уменьшается (рис. 2).

Слепки наследуют форму полостей раковин фораминифер. Вблизи вулканов они бурые и буровато-зеленые, с периферии и по трещинам замещены гидроокислами железа. Нередко с поверхности слепки покрыты черной пленкой (как бы подвержены термическому воздействию). После растворения ее в 10% растворе HCl они приобретают салатно-зеленый цвет. На некотором удалении от вулканов слепки преимущественно зеленого, светло-зеленого и иногда темно-зеленого цветов. Изредка они пятнистые, за счет изменения окраски - от зеленого до буровато-зеленого и беловато-желтого, но чаще - неоднородные по цвету - от темно-зеленого до белого через постепенные переходы. Преобладающая часть их - с извилистыми волосовидными трещинами. Поверхность слепков блестящая, глянцевая, реже матовая. Микроскопически они имеют микроагрегатное строение и состоят из тонкого пелитоморфного материала, в котором иногда присутствуют алевритовые зерна кварца, полевых шпатов и других минералов. Значительная часть полых раковин фораминифер в терригенных и смешанных слабоизвестковистых осадках также заполнена зеленым глинистым материалом. После растворения раковин этот материал не распадается, а сохраняет форму раковин фораминифер. Такие слепки обычно без трещин, зеленого цвета. Максимальное количество зеленых слепков и раковин с ядрами зеленого глинистого материала (от 2.6 до 3.4%) сосредоточено в терригенных осадках фаций приглубой части шельфа, несколько меньше их (от 0.7 до 2.6%) - в осадках фаций пляжа. В смешанных осадках содержание их изменяется от 1.23 до 2.32%. Вблизи северо-западного вулкана (наиболее изученного) содержание зеленых слепков и раковин с ядрами, по сравнению с прилегающей площадью, не увеличивается, а наоборот уменьшается, очевидно, за счет разбавления терригенных осадков пирокластическим материалом. На удалении от вулкана их количество несколько возрастает (рис. 1).

Обломки глинистых пород и комочки встречаются редко. Они зеленые, темно-зеленые, бурые, буровато-зеленые, буровато-желтые и нередко черные (покрыты пленкой гидроокислов железа). Поверхность их блестящая, глянцевая, реже матовая. Они имеют неправильную или слабовытянутую форму, как правило - с извилистыми волосовидными трещинами, часто выполненными гидроокислами железа. В отличие от слепков, обломки глинистых пород и комочки состоят из скоплений беспорядочно расположенных мелких чешуек и пластинок с заметным плеохроизмом, с прямым и косым погасанием. В них часто присутствуют в различных процентных соотношениях зерна полевых шпатов, кварца и других

минералов. В смешанных осадках (в туффитовых псаммитах и туффосаммитах) у подножия северо-западного вулкана содержание их не превышает 0.5%. В терригенных осадках в районе вулканов содержание этих зерен подчиняется общей закономерности, характерной для реликтовых терригенных осадков южновьетнамского шельфа [11]. В гравелистых и среднезернистых песках фации пляжа они представлены единичными зернами (около 0.6%). Их количество возрастает до 1.3% (ст. В13-81) в мелкозернистых песках фаций приглубых частей шельфа.

Глобулы, сложенные зелеными глинистыми минералами, в районе вулканов встречаются редко и распознаются только в разрезе (в шлифах). С поверхности они бурые и черные, покрыты пленкой гидроокислов железа и неотличимы от железистых микроконкреций. Размер их от 0.1 до 0.5 мм. Они изометричной округлой, слегка вытянутой или правильной формы. В последнем случае глобулы представляют собой слепки полостей раковин однокамерных фораминифер сферической формы. В разрезе они имеют форму круга с тонкой карбонатной оболочкой и ядром, сложенным глинистым материалом микроагрегатного строения. Глобулы изометричной, слегка вытянутой формы представляют собой окатанные обломки глинистой породы, состоящей из зеленых чешуйчато-пластинчатых минералов или окатанных обломков слепков микроагрегатного строения. Эти зерна с поверхности также покрыты бурой пленкой гидроокислов железа. Среди описанных глобул встречаются отдельные разности неустановленного генезиса. Они обычно округло-овальной формы, состоят из зеленой глинистой массы микроагрегатного строения, иногда с включениями в центре инородных зерен. С поверхности глобулы покрыты бурой пленкой гидроокислов железа.

МЕТОДЫ

Осадки отбирались дночерпателем "Океан" и драгами. Из одной части пробы изготавливались шлифы и просматривались под микроскопом, из другой - выделялась электромагнитная фракция. Из нее под биноклем отбирались одинаковые по цвету зеленые зерна - слепки полостей раковин фораминифер, обломки глинистых пород и комочки, зеленые и черные глобулы. Их минеральный состав (каждой пробы отдельно) определялся на дифрактометре «Дрон-2.0». Ориентированные образцы снимались в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550°C в течение 3-х часов. В качестве вспомогательного использовался метод просвечивающей электронной микроскопии и микродифракции электронов (электронный микроскоп BS-540 "Tesla", ускоряющее напряжение 80 kV). Образцы для электронной микроскопии готовились из

суспензий, обработанных на ультразвуковом диспергаторе УЗДН-2Т. В качестве внутреннего стандарта для определения межплоскостных расстояний использовался Al, напыленный непосредственно на пленку-подложку из коллодия. Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического анализа, по зарядам, кислородным методом [2]. Химический анализ проводился по стандартной методике. Добавочно определялась общая карбонатность и проводилась кислотная вытяжка (10% HCl). Площадное распределение зеленых зерен, глобул и слепков в осадках определялось подсчетом

их в шлифах по всему полю из расчета 360-400 зерен размером 0.5-0.1 мм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рентгеноструктурный анализ

Анализ *зеленых слепков* из смешанных осадков (туфопсаммитов) с восточной стороны подножия северо-западного вулкана (ст. В13-73, рис. 3б) показывает, что они состоят в основном из диоктаэдрического смектита. Рефлекс 12.6 Å при насыщении этиленгликолем делится на два различных по площади. Первый (большой) сдвигается до 16.6 Å, а второй

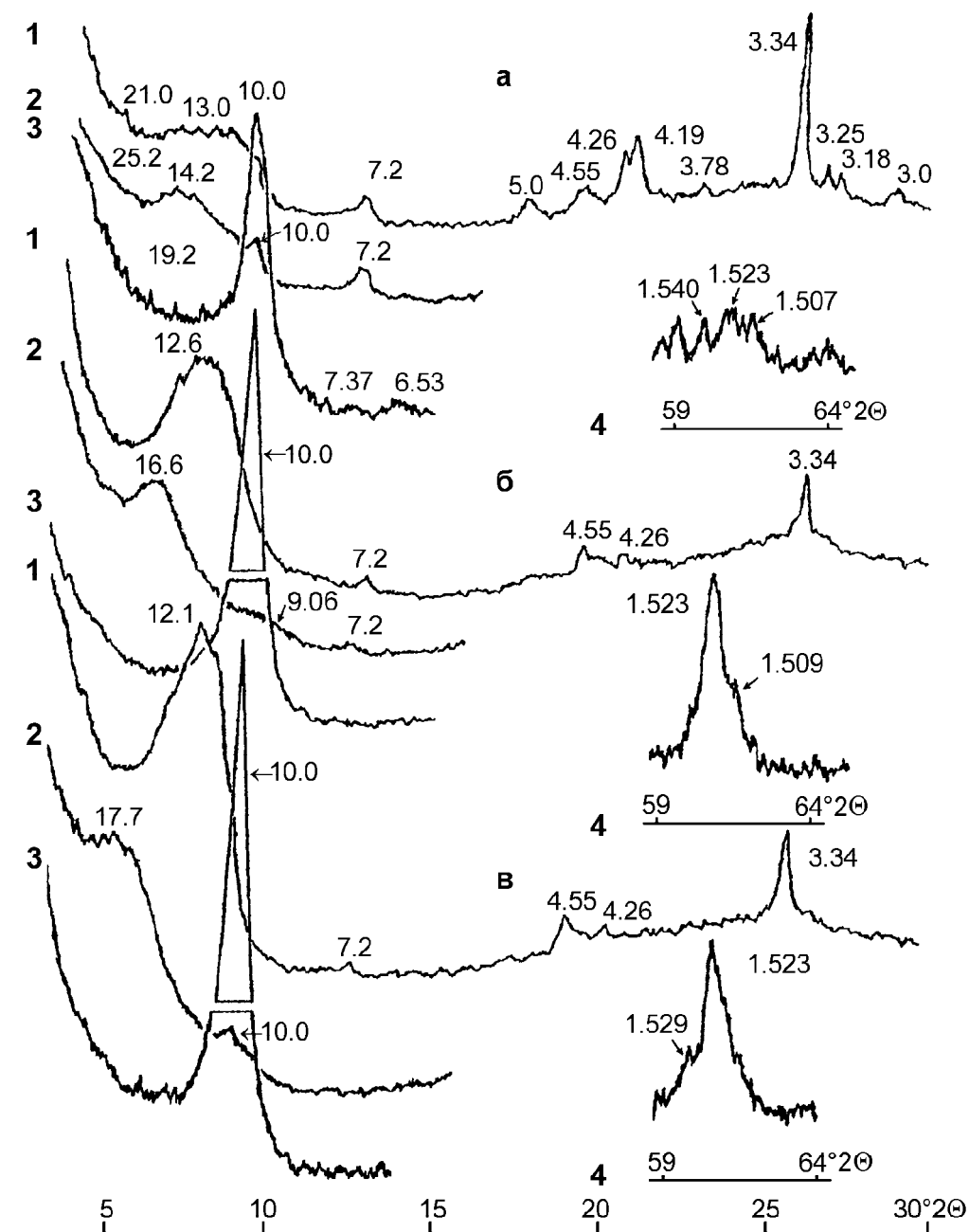


Рис. 3. Рентгеновские дифрактограммы: а) - обломков зеленых глинистых пород (обр. В13-73/1); б) слепков полостей раковин в туфопсаммитах у подножия северо-западного вулкана (обр. В13-73); в) - то же, в псаммитах терригенных фации зоны пляжа (ст. В13-69); 1) - воздушно-сухой препарат, 2) - насыщенный этиленгликолем, 3) - прокаленный при температуре 550°C в течение трех часов. 4) - рефлекс 060.

(меньший) регистрируется в районе 9.0 Å. При прокаливании остается только отражение в 10 Å. Отмечаются также очень слабые рефлексы гидрослюда (10.0, 5.0 Å) и хлорита или каолинита* (14.4, 7.2 Å). Рефлекс 060 имеет основное отражение в 1.523 Å (параметр $b=9.14$ Å) и добавочное плечо в 1.509 Å ($b=9.06$ Å).

Буровато-зеленые *слепки* из терригенных слабоизвестковистых осадков с другой (западной) стороны подножия северо-западного вулкана (ст. В13-74) представлены также диоктаэдрическим смектитом. Слюда в *слепках*, вероятно, представлена гидромусковитом. Хлорит присутствует в виде чешуек зеленого цвета. Гетит (4.19 Å) - коричневатый, в буровато-зеленых *слепках* частично замещает зеленый минерал (смектит). Алевритовые зерна в отдельных *слепках* представлены кварцем (3.34 Å), плагиоклазом (3.18 Å), калишпатом (3.25 Å) и кальцитом (3.0 Å).

В темно-бурых *слепках* из смешанных осадков с южной стороны северо-западного вулкана (ст. В13-65) с аналогичным вышеописанным минеральным составом в качестве примеси иногда присутствуют: гиббсит (4.88, 4.39, 2.30, 2.04 Å), каолинит? (рефлексы 7.20, 3.56 Å, исчезающие при прокаливании) и кварц.

Зеленые слепки ст. В13-69 из среднезернистых песков фаций пляжа представлены, как и на предыдущих станциях, диоктаэдрическим смектитом (рис. 3в) (несколько более упорядоченным) с незначительным содержанием гидрослюдистых пакетов (около 20%) и следовыми количествами гидрослюда, хлорита или каолинита.

Состав *зеленых слепков* ст. В13-81, расположенной на некотором удалении от северо-западного вулкана (рис. 1), из терригенных мелкозернистых песков фаций приглубой части шельфа аналогичен таковому *слепков* со станции В13-73. Незначительное отличие наблюдается только у рефлекса 060, который имеет сильное отражение в 1.523 Å ($b=9.14$ Å) и пологий уклон 1.509 Å в сторону малых углов ($b=9.06$ Å).

Рентгеноструктурный анализ *обломков* глинистых пород и *комочков* (ст. В13-73, обр. 73/1) показывает, что они имеют поликомпонентный состав. На рентгенограмме (рис. 3а) в воздушно-сухом состоянии отмечается несколько слабо выраженных рефлексов в малоугловой области и слабое отражение в 21.0 Å, которые при насыщении перемещаются в сторону малых углов до 14.2 и 25.2 Å. При прокаливании образца регистрируется основной рефлекс в районе 10 Å и три слабых в 19.2, 7.37 и 6.53 Å. Рефлекс 060 также широкий, с тремя диффузными отражени-

ями в 1.54, 1.523 и 1.50 Å (параметр b равен 9.24, 9.14 и 9.04 Å, соответственно). Подобная картина характерна как для смешаннослойных образований типа гидрослюда-смектит, так и для вермикулита. Кроме этого на рентгенограмме явно отмечаются рефлексы гидрослюда, хлорита, кварца и гетита, не меняющие своего положения при насыщении и прокаливании.

Состав *обломков* пород и *комочков* ст. В13-81 (обр. В13-81/1) аналогичен таковым со станции В13-73 (обр. В13-73/1). Различия наблюдаются лишь в форме рефлекса 060. Он четче разграничен и имеет три отражения с 1.540, 1.524 и 1.507 Å ($b=9.24$, 9.15 и 9.04 Å, соответственно).

Электронная микроскопия

По микродифракционным данным глинистые минералы *слепков* раковин фораминифер разделяются в соответствии с параметром b на две группы.

Первую группу образуют глинистые минералы, имеющие поликристаллическое строение частиц, что отражается в кольцевом характере электронограмм. Они, в свою очередь, подразделяются на две подгруппы. В первую входят частицы, имеющие спутанно-чешуйчатое строение и достигающие размеров 2-3 мкм. Они имеют переменную толщину и не прозрачны для электронов. Подобная форма частиц характерна для аутигенных смектитов (рис. 4). Значение параметра b элементарной ячейки отдельных частиц изменяется в пределах от 9.06 Å до 9.19 Å и, вероятно, зависит от их химического состава [4].

Частицы гидрослюда удлиненной и клиновидной формы, достигающие размеров 1.5 мкм, присутствуют в подчиненном количестве и входят в другую

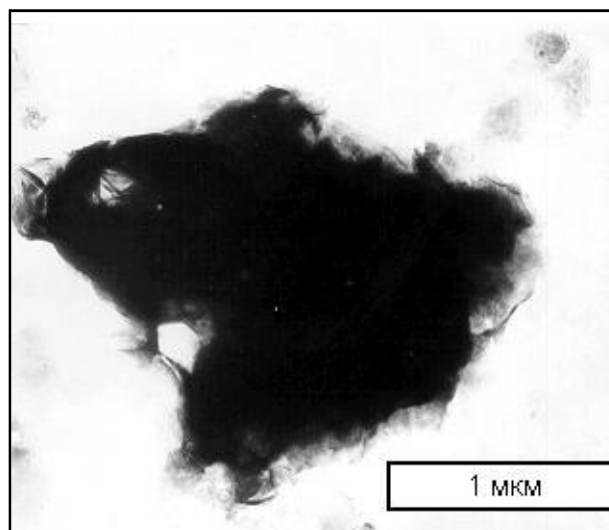


Рис. 4. Электронно-микроскопическое изображение спутанно-чешуйчатых частиц смектита, слагающих *слепки* раковин фораминифер (Ст. В13-81).

* Точной диагностики не проводилось, поскольку они присутствуют в виде примеси.

подгруппу. Они имеют близкую к равномерной толщину и прозрачны для электронов. Некоторые из них затронуты процессами перехода в смектит, хотя еще сохраняют резкие, близкие к прямым края. Более мелкие (около 0.5 мкм) частицы гидрослюды находятся в более глубокой стадии преобразования. Они имеют размытые изогнутые грани. Форма краевых областей у них спутанно-чешуйчатая. Такие формы являются переходными от гидрослюды к смектиту

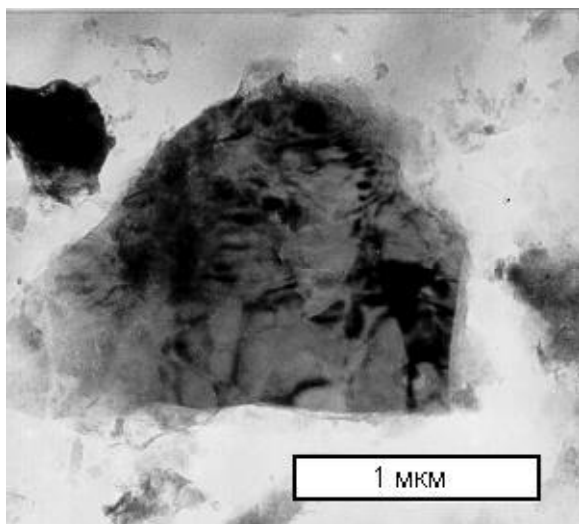


Рис. 5. Электронно-микроскопическое изображение частиц гидрослюды из обломков пород и комочков (Ст. В13-81/1).

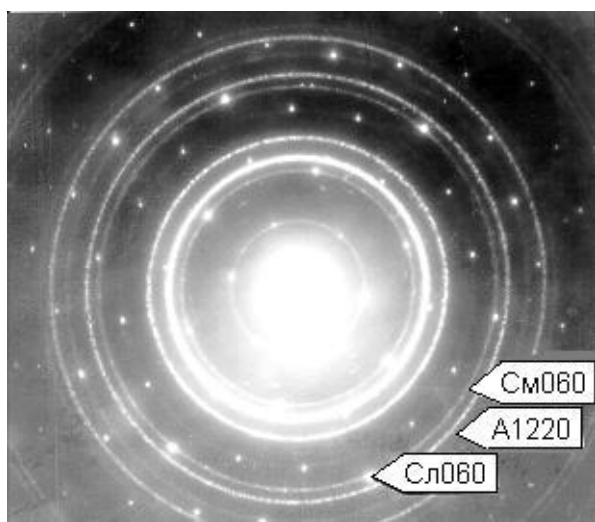


Рис. 6. Микродифракционные картины монокристалла (Сл) слюды (псевдогексагональная сетка точечных рефлексов $hk0$), поликристаллических частиц (См) смектита (кольцевые рефлексы $hk0$ слабой интенсивности) и поликристаллическая пленка А1 (кольцевые рефлексы сильной интенсивности).

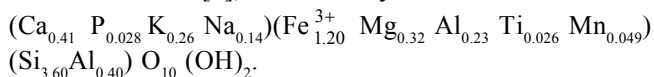
(рис. 5). Значения параметра b элементарной ячейки гидрослюды разделяются на две группы 8.93 - 8.98 и 9.05-9.08 Å, что может отражать различный химический состав.

Во вторую группу входят монокристаллические частицы слюды. Рефлексы на электронограммах образуют псевдогексагональную точечную сетку с индексами типа $hk0$, характерную для монокристаллов (рис. 6). Параметр b элементарной ячейки отдельных частиц слюды изменяется от 8.93 до 9.05 Å. Частицы имеют изометричную форму с изрезанными краями, вероятно затронутыми процессами смектизации.

Морфология глинистых минералов в обломках пород и комочках аналогична таковым у минералов из слепков, за исключением повышенного содержания в первых кварца.

Минеральная формула

По данным силикатного анализа слепков, поднятых на ст. В13-73, (окислы в весовых %: SiO_2 -45.59, Al_2O_3 -6.80, Fe_2O_3 -20.24, CaO -4.79, MgO -2.1, Na_2O -0.94, K_2O -2.55, MnO -0.73, TiO_2 -0.43, P_2O_5 -0.42, п.п.п.-14,80 и сумма-100) кристаллохимическая формула, посчитанная по [2], имеет следующий вид:



Полученная формула близка к таковой у слепков из Восточно-Китайского моря [12] и по классификации, предложенной [4] для смектитов, исследуемый минерал занимает промежуточное положение между Fe-Al-бейделлитом и нонтронитом и может быть отнесен к группе тетракремневых нонтронитов. От тетракремнийнонтронита он отличается пониженным содержанием кремния в тетраэдрах, а от высокозарядного тетракремнийнонтронита - повышенным зарядом слоя, который обусловлен, в основном, содержанием кальция. Подобный высокий заряд слоя следует считать ошибочным, поскольку минерал выполняет раковины фораминифер и избавиться от кальция, даже методом пересчета, не представляется возможным. Следовательно, суммарный слоевой заряд у минерала в действительности несколько ниже, но по всем остальным характеристикам (содержание железа, алюминия, кремния, значение параметра $b \leq 9,14$ Å) минерал близок нонтрониту. Диоктаэдрические смектиты имеют параметр $b \leq 9.06$ Å, а триоктаэдрические смектиты характеризуются обычно параметром $b \geq 9.12$ Å. Однако более высокий параметр ($b > 9.06$ Å) для диоктаэдрических смектитов может быть связан с увеличением содержания Fe в его структуре, с переходом в нонтронит [16, 17] (параметр b нонтронита $\approx 9.14 \pm 0.02$ и

9.18 ± 0.04 Å) и его высокожелезистый аналог тетраэдрический смектит типа нонтронита [4].

К сожалению, определить химический состав обломков пород, комочков и глобул не представляется возможным из-за их малого количества.

ДИСКУССИЯ

Суммируя полученные данные, можно заключить, что основной фазой в слепках является диоктаэдрический смектит типа нонтронита (параметр $b=9.14 \text{ \AA}$), с небольшим количеством смешаннослойных гидрослюдистых пакетов $\approx 10-30\%$ (широкий размытый рефлекс 9 \AA в насыщенном состоянии) и следовыми количествами монокристаллической и поликристаллической гидрослюды ($b=8.93$ до 9.05 \AA), хлорита или каолинита*. В виде незначительной примеси постоянно присутствует кварц и кальцит. Генезис слепков - осадочно-диагенетический. Их образование детально описано при изучении на шельфе Южно-Китайского моря [11]. Вкратце оно сводится к следующему. На шельфе отмершие полые раковины фораминифер заполняются тонким глинистым материалом и рентгеноаморфными окислами. Крупные псаммитовые зерна не могут проникнуть внутрь мелких раковин, а алевритовые - частично попадают, что хорошо видно под микроскопом в разрезах слепков и раковин. После захоронения под слоем осадка, в восстановительной обстановке, в присутствии органического вещества происходит диагенетическое преобразование глинистых минералов, заполнивших полости раковин фораминифер. Изменения происходят постепенно. Замещение одних глинистых минералов другими отражается, вероятно, в плавной смене цветов у некоторых слепков. Если же раковины остаются достаточно долго в этих условиях, то заполнившие их глинистые минералы приобретают зеленый цвет, что хорошо видно под микроскопом.

При смене палеогеографической обстановки (понижение уровня моря) осадки попадают в зону активного волнового воздействия, происходит их частичный размыв и переотложение. Как сами осадки, так и присутствующие в них зеленые слепки и раковины со слепками оказываются в окислительных условиях. В слепках происходит частичное замещение закисного железа окисным, зеленая окраска с поверхности слепков меняется на бурую.

Обломки глинистых пород и комочки имеют поликомпонентный состав и представлены смешаннослойными образованиями типа гидрослюда-смектит, вермикулитом? смектитом, гидрослюдой ($b = 8.95-9.07 \text{ \AA}$), триоктаэдрическим хлоритом ($b=9.24 \text{ \AA}$)

и каолинитом?. Кроме этого в смеси присутствует гетит, кварц, и калишпат.

Соотношение примесных минералов варьирует следующим образом: в темно-зеленых обломках много гидрослюды и мало гетита, в буровато-желтых и бурых - много гетита и мало гидрослюды, в черных и буровато-черных - мало гетита и много гидрослюды. Гетит замещает глинистые минералы с поверхности или в виде тонкой пленки покрывает зерна.

Генезис глинистых обломков и комочков в данном случае остается пока не совсем ясным. Возможно, он терригенный, поскольку обломки и комочки имеют поликомпонентный минеральный состав и большее количество терригенных примесей по сравнению со слепками. Возможно, обломки образованы за счет размыва и переотложения пород, разрушаемых на суше так же, как это было отмечено ранее [11]. Существует вероятность разбавления пробы глинистых обломков и комочков при их отборе обломками слепков. Можно предположить и влияние гидротермальных процессов, выразившееся в повышенной смектитизации разрушаемого осадочного и вулканогенно-осадочного материала и ожелезнении части обломков, расположенных вблизи вулкана и тектонических нарушений.

Глобулы могут оказаться микроконкрециями аутигенного или иного происхождения.

Генезис гетита может быть гидрогенным, при низких скоростях седиментации и отсутствии разбавляющего влияния терригенного, биогенного и вулканокластического материала, или связанным с повышенной поставкой железа в морскую воду при поступлении ювенильных растворов.

ВЫВОДЫ

1. Различие между слепками и обломками глинистых пород (включая и комочки), на наш взгляд, заключается в большей "чистоте" слепков, т.е. нонтронит в них является преобладающей фазой, в то время как минеральный состав комочков более сложен и содержит много терригенных примесей.

2. Основной минеральной фазой слепков является диоктаэдрический смектит типа нонтронита. Обломки зеленых глинистых пород в осадках присутствуют в очень малых количествах - 0.5-1.3%. Они имеют поликомпонентный состав и представлены смешаннослойными образованиями типа гидрослюда-смектит, вермикулитом, гидрослюдой, смектитом, триоктаэдрическим хлоритом и каолинитом? Генезис слепков - осадочно-диагенетический, в то время как обломков зеленых глинистых пород - терригенный. Глауконит в осадках найден не был.

3. У подножия вулканов Иль де Сандр после (или во время) извержений увеличения процентного

*Последние два минерала электронно-микроскопически не обнаружены.

содержания зеленых глинистых образований в осадках не происходит. Наоборот, отмечается их уменьшение за счет привноса в осадок пирокластического материала (вулканического стекла). Наблюдается ранее установленная закономерность [11]: как и на всем шельфе Южно-Китайского моря, в описываемом районе происходит увеличение содержания слепков раковин фораминифер в осадках фаций приглубой части шельфа и уменьшение их в осадках фаций пляжа.

4. Вокруг северо-западного вулкана и в пределах тектонических нарушений резко возрастает количество раковин, заполненных гидроокислами железа, и уменьшается их содержание при удалении от вулкана, что, по-видимому, связано с эманациями во время извержений 1923 года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуй-Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34-43.
2. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Наука, 1990. 214 с.
3. Горшков А.П. Исследования подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39-45.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
5. Липкина М.И. Зеленые глины в осадках переходной зоны от континентов к океанам и их значение в практической и теоретической геологии // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 22-30.
6. Лисицина М.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 3-20.
7. Логвиненко Н.В. Происхождение глауконита в современных осадках океана // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Наука, 1980. С. 68-72.
8. Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г. К вопросу и генезису глауконита в осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 3-13.
9. Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 15-27.
10. Марков Ю.Д. Современный седиментогенез на вулканах Иль де Сандр и прилегающей части шельфа (Южно-Китайское море) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 48-60.
11. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Эйберман М.Ф. Происхождение глинистых образований в осадках южновьетнамского шельфа (Южно-Китайское море) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 350-358.
12. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н., Середа Н.А. Зеленые глинистые минералы в осадках Восточно-Китайского моря // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 109-115.
13. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, 1977. 431 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 328.).
14. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. 514 с.
15. Buckley H.A., Bevan J.C., Brown K.M., Johnson L.R., Farmer V.C. // Mineral. Mag. 1978. 42. P. 373-382.
16. Mering J., Oberlin A. Etude de l'hectorite, de la montmorillonite et de la nontronite // Bull. Grpe. Franc. Argiles. 1964. V. 14. F. 147-148.
17. Mering J., Oberling A. Electronoptical study of smectites. Clays and Clay Minerals. 1967. V. 15. P. 3-25.
18. Odom E. Glauconite and celadonite minerals // «Micas», Reviews in mineralogy. 1984. V. 13. P. 545-572.
19. Patte E. Etude de l'île des cendres volcan appara an large de la cote d'Annam // Bull. serv. geol. Indochine. 1925. V. 13. F. 11.
20. Symposium on Research Reports on the Sea Area of South China Sea. Part 1 and 2. 1982. P. 25-128.

Поступила в редакцию 8 февраля 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

Yu.D.Markov, A.V.Mozherovsky, N.N.Barinov, N.A.Sereda

Layered silicates of green clayey formations from the shelf sediments of the recent Isle des Cendres Volcanoes (South China Sea)

Distribution and mineral composition of green clayey sedimentary formations (the moulds of test cavities of foraminifers, globules and clay rock fragments) were studied in the area of the recent Isle des Cendres Volcanoes. The rise of iron hydroxides was established in the sediments of northwestern volcano foot during the activation of this volcano and near tectonic dislocations.