

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ФРАКЦИЙ
РАЗЛИЧНЫХ САПРОЛИТОВ, ЕГИПЕТ: ВЫВОДЫ ПО ИСТОЧНИКАМ
ОСАДОЧНЫХ КАОЛИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Х.М. Байоуми

Central Metallurgical R&D Institute, PO Box 87 Helwan, Cairo, Egypt

Выполнены минералогические и геохимические исследования глинистых фракций сапролитов, развивающихся по гранитам, базальтам и сланцам Египта, с целью изучения влияния исходных пород на состав сапролитов и потенциала этих сапролитов как возможного источника близкорасположенных осадочных месторождений каолина. Изученные глинистые фракции сапролитов показывают минералогические и геохимические вариации. Сапролиты, развивающиеся по гранитам, состоят из каолинита, а развивающиеся по базальтам полностью сложены смектитом. В одних случаях сапролиты, образованные по сланцам, сложены каолинитом, а в других — представлены смесью каолинита, иллита и хлорита. Сапролиты, развивающиеся по базальтам, характеризуются относительно повышенными содержаниями TiO_2 и Ni по сравнению с сапролитами — продуктами выветривания гранитов. Сапролиты по гранитам имеют повышенные содержания Ba, Li, Pb, Sr, Th, Y и Zr в сравнении с сапролитами, развивающимися по базальтам и сланцам. Сапролиты, образованные по различным сланцам, характеризуются переменным распределением многих компонентов, таких как TiO_2 , Cr, Ni, Ba, Y и Zr. Хотя для всех изученных сапролитов нормированные по хондритам распределения редкоземельных элементов (REE) характеризуются относительным обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) в сравнении с тяжелыми (HREE), гранитные сапролиты обнаруживают отрицательные Eu аномалии, тогда как сапролиты, развитые по базальтам, их не имеют. REE спектры сапролитов по сланцам показывают слабые положительные Ce аномалии и слабые до умеренных отрицательные Eu аномалии.

Сапролиты, образующиеся по базальтам и метаосадочным породам, относятся к продуктам выветривания бисилитизационного типа, а сапролиты, развивающиеся по гранитам, — к продуктам выветривания аллиризации типа. Сапролиты, развивающиеся по сланцам, относятся к продуктам выветривания бисилитизационного (Асуан и Абу Наташ) и аллиризации (Хабоба) типов.

На основании близости минералогии и геохимии по главным, редким и REE элементам сапролиты, развитые по сланцам Хабоба, могут рассматриваться как возможный источник каолиновых месторождений карбонового возраста, локализованных в районах Хасбер и Хабоба Синайского полуострова. С другой стороны, с учетом близких минералогических и геохимических характеристик сапролитов и залежей каолина, осадочные залежи каолина карбонового возраста района Абу Наташ, а также меловые залежи каолина во всех районах Синая могли иметь своим источником близлежащие сланцевые сапролиты. Граниты Аравийско-Нубийского щита (АНЩ) и Восточно-Сахарского кратона (ВСК) являются возможными источниками залежей пизолитового и пластичного каолина района Калабша (Асуан), о чем свидетельствуют близкие минералого-геохимические характеристики гранитных сапролитов и залежей каолина.

Сапролиты, месторождения каолина, минералогия, геохимия, источники, Египет.

**MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF CLAY FRACTIONS
FROM DIFFERENT SAPROLITES, EGYPT:
IMPLICATIONS FOR THE SOURCE OF SEDIMENTARY KAOLIN DEPOSITS**

H.M. Baioumy

The clay fractions of saprolites from granites, basalt, and schists in Egypt were subjected to mineralogical and geochemical investigations to examine the effect of source rock on the composition of the saprolites and the possibilities of these saprolites as a source of the nearby sedimentary kaolin deposits. The clay fractions of the studied saprolites show mineralogical and geochemical variations. Saprolites from the granites consist of kaolinite, while saprolites from the basalts are composed entirely of smectite. Schist-derived saprolites are composed of kaolinite in some cases and of a mixture of kaolinite, illite, and chlorite in the other. Saprolite from the basalts

is characterized by relatively higher contents of TiO₂ and Ni compared to saprolites from the granites. Saprolites from the granites have higher contents of Ba, Li, Pb, Sr, Th, Y, and Zr compared with those of the saprolites from the basalts and schists. Saprolites from different schists show variations in the distributions of many constituents, such as TiO₂, Cr, Ni Ba, Y, and Zr. Although chondrite-normalized rare-earth element (REE) patterns are characterized by relative enrichments in light rare-earth elements (LREE) compared to heavy rare-earth elements (HREE) in all saprolites, granitic saprolites show negative Eu anomalies, while saprolites from the basalt have no Eu anomaly. The REE patterns of saprolites from the schists exhibit slight positive Ce anomalies and slight to moderate negative Eu anomalies.

Weathering of saprolites from the basalt and metasediments is classified as bisiallization type, while weathering of saprolites from the granite is allirization type. Saprolites from the schists vary from bisiallization (Aswan and Abu Natash) to allirization (Khaboba) type.

Saprolites from the Khaboba schist can be considered the possible source of the Carboniferous kaolin deposits in the Hasber and Khaboba areas of Sinai, based on the similarity in the mineralogy and geochemistry of major, trace, and rare-earth elements between the saprolites and the deposits. On the other hand, Carboniferous sedimentary kaolin deposits in the Abu Natash area, as well as the Cretaceous kaolin deposits in all areas of Sinai, might have been derived from the nearby schist saprolites, based on the similarity in the mineralogy and geochemistry between the saprolites and the kaolin deposits. Granites from the Arabian–Nubian Shield (ANS) and East Sahara Craton (ESC) are the possible sources of the pisolitic and plastic kaolin deposits in the Kalabsha area (Aswan), as indicated from the similarity in the mineralogy and geochemistry of the granitic saprolites and the kaolin deposits.

Saprolites, kaolin deposits, Egypt, mineralogy, geochemistry, source

ВВЕДЕНИЕ

Сапролит представляет собой выветрелую породу, сохранившую объем и исходную структуру коренной породы [Stolt, Baker, 1994]. Характеристики сапролитов определяются особенностями выветривания первичных минералов и протекающих процессов, таких как биологическая активность, иллювиация и формирование новообразований, в том числе скоплений оксидов железа и новообразованных глин в пустотах. Характеристики сапролитов значительно изменяются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях и зависят от структуры и минерального состава материнской породы, степени выветривания и гидрологических условий [Scholten et al., 1997]. Структура сапролита связана с исходной литологией, которая лучше всего прослеживается в грубозернистом сапролите. С увеличением степени выветривания первичных минералов развиваются пустоты и образуются вторичные минералы, которые могут вызвать разрушение лититовой структуры мелкозернистых сапролитов [Stoops, Schaefer, 2010]. Большинство описаний сапролитов посвящено описанию минеральных преобразований, особенно в породах, сложенных крупными кристаллами полевого шпата, слюды, роговой обманки и кварца [Gilkes, Suddhiprakarn, 1979; Rebertus et al., 1986; Buol, Weed, 1991; Robertson, Eggleton, 1991; Wilson, 2004].

В Египте широко распространены залежи осадочного каолина, которые имеют различный возраст (карбон и мел), встречаются в различных районах (Синай и Асуан) и представлены разными типами (пизолитовыми кремнями и пластичными каолинами). Для выяснения источника и происхождения этих месторождений были выполнены детальные минералогические и геохимические (главные, редкие и редкоземельные элементы) исследования [Baïoumy, Gilg, 2011; Baïoumy et al., 2012]. В качестве возможного источника залежей пизолитового кремнистого каолина в районе Калабша (Асуан) Х. Байоуми и А. Гилг [2011] предполагают смесь от умеренно- до высокометаморфизованных основных, гранитных и щелочных пород. Х. Байоуми с соавторами [2012] отметили, что осадочные месторождения каолина карбонового возраста в районе Синай гетерогенны по минеральному и геохимическому составам, что отражает существование локальных источников для каждого месторождения. Источником для этих месторождений может быть как отдельная порода основного состава, так и смесь гранитов, метаморфизованных основных и щелочных пород. С другой стороны, месторождения каолина мелового возраста являются однородными по минеральному и геохимическому составам, а их источником является смесь слабометаморфизованных и гранитных пород.

Многие из этих кристаллических пород (базиты, гранитоиды, щелочные и метаморфические породы), слагающие Аравийско-Нубийский щит (АНЩ) и Восточно-Сахарский кратон (ВСК), залегают в непосредственной близости от залежей осадочного каолина на территории Асуана и Синай. Коры выветривания этих пород могут являться возможными источниками месторождений каолина в этих областях. В данной работе была изучена минералогия и геохимия (главные, редкие и редкоземельные элементы) глинистых фракций кор выветривания (сапролиты), развивающихся по некоторым из этих кристаллических пород, например, метаосадкам, сланцам, гранитам и базальтам, с целью оценки этих

пород как возможного источника залежей осадочного каолина в Египте. Для иллюстрации влияния материнских пород на минералогический и геохимический составы сапролитов обсуждаются наблюдающиеся вариации минерального и геохимического составов этих сапролитов.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЯ ИЗУЧЕННЫХ САПРОЛИТОВ

Исследованные сапролиты отобраны с месторождений осадочного каолина, локализованных в двух районах Египта, Асуан и Синай (рис. 1). Синайский полуостров располагается в северо-восточной части Египта на расстоянии около 220 км от г. Каир.

Участок Асуан располагается на южной границе Египта на расстоянии около 1000 км от г. Каир (см. рис. 1, А). На этом участке материнские породы сложены породами фундамента Восточно-Сахарского кратона (ВСК), Аравийско-Нубийского щита (АНЩ) и мезозойскими щелочными базальтами. ВСК сложен преимущественно гнейсами и гранитами [Harms et al., 1990; Stern et al., 1994]. АНЩ сложен в основном гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, гнейсами, габбро, амфиболитами и кристаллическими сланцами [Sultan et al., 1990; Hassanen, Harraz, 1996; Hassanen, 1999; Stoeser, Frost, 2006; Hargrove et al., 2006; Moussa et al., 2008; Liegeois, Stern, 2009; Ali et al., 2009]. К мезозойским ще-

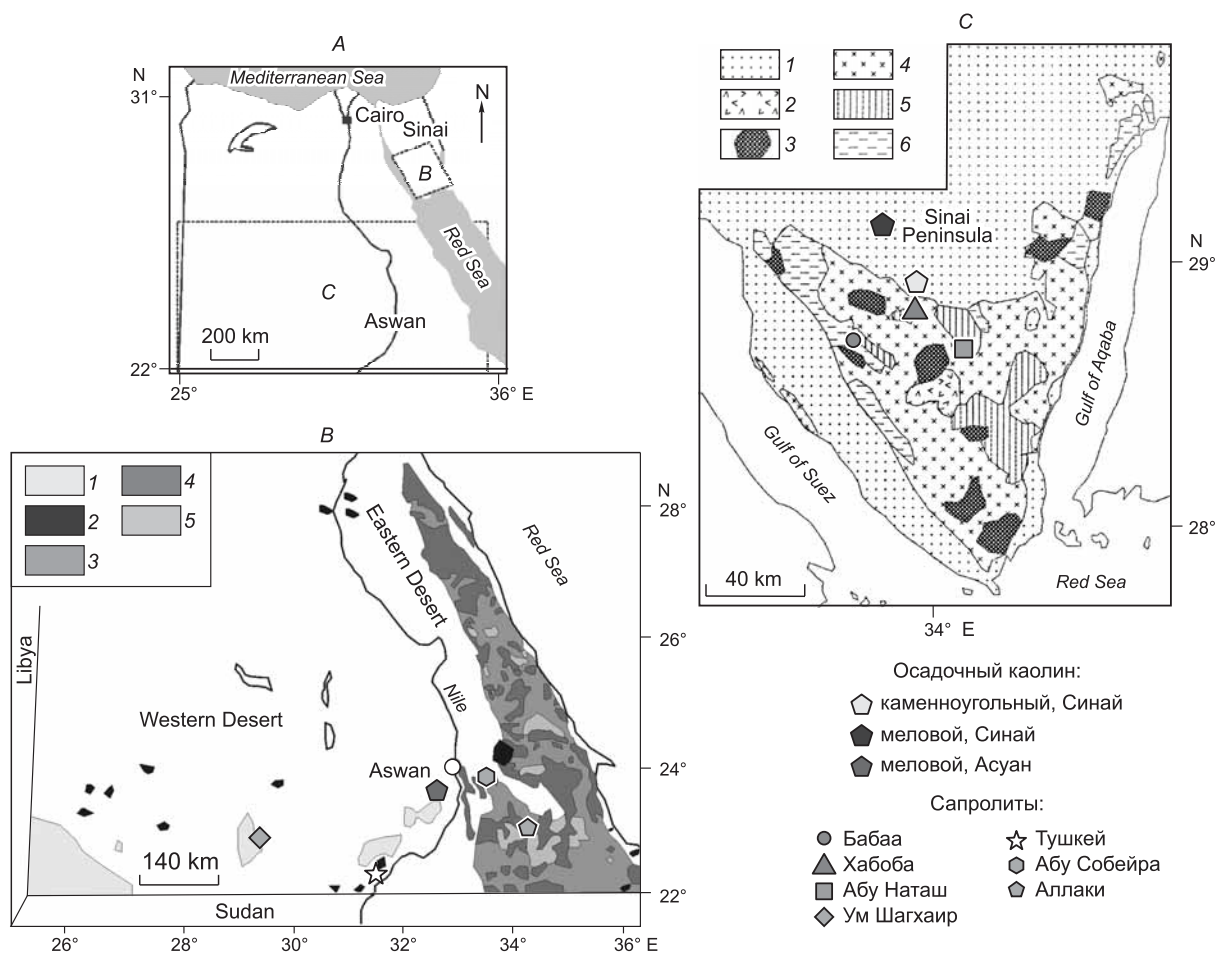


Рис. 1. А — карта Египта, показывающая расположение исследованных участков. В — геологическая карта южной части Египта [Ali et al., 2009], показывающая распределение магматических и метаморфических пород Аравийско-Нубийского щита (АНЩ), Восточно-Сахарского кратона (ВСК), вулканических проявлений мезозойского возраста, местоположение участков опробования сапролитов, а также месторождения пизолитового и пластичного каолина на участке Калабша.

1 — Восточно-Сахарский кратон, 2 — фанерозойские вулканиды, 3 — метавулканиды и офиолиты, 4 — граниты, 5 — гнейсы и мигматиты.

С — геологическая карта Синайского полуострова [Shimron, 1980], показывающая главные магматические и метаморфические комплексы, местоположение опробованных сапролитов, а также месторождений осадочного каолина карбонового и мелового возраста. 1 — фанерозойские осадки, 2 — щелочные вулканиды, 3 — щелочные граниты, 4 — известково-щелочные гранитоиды, 5 — метаосадки, 6 — гнейсы.

лочным базальтам относятся базальты ВСК [Lucassen et al., 2008], а также базальты АНЩ [Stein, Hofmann, 1992] (см. рис. 1, В).

Были опробованы две коры выветривания АНЩ на участке Асуан. Одна из них развита по гранитоидам участка Вади Аллаки, а другая развивается по метаморфическим породам (сланцам) участка Вади Абу Собейра. В подошве коры выветривания Вади Аллаки обычно наблюдаются умеренно выветрелые розовые граниты. Постепенное выветривание этих гранитов привело к образованию относительно мощного горизонта над выветрелой породой со сфероидальной текстурой (мощностью 4—4.5 м). В нижней части этой зоны материнские породы имеют вид изолированных шаровидных масс. По составу они обычно представлены среднетонкозернистыми розовыми и сильно расслоенными гранитами. По закрытым швам и трещинам обычно накапливается дресва. С увеличением интенсивности выветривания вверх по разрезу гранитный материал приобретает белый цвет, становится довольно твердым и более каолинитизированным с пятнами материала зеленого цвета. Самая верхняя часть разреза сложена более рыхлым, обогащенным каолинитом материалом (мощностью 0.5—1.0 м) белого цвета, при этом в наиболее каолинитизированных участках увеличивается количество зерен кварца (рис. 2, А). Разрез выветрелого сланца на участке Вади Абу Собейра представлен мощным горизонтом (мощностью до 11 м). Нижняя часть разреза характеризуется богатой глиной зоной (мощностью до 7 м), сложенной сильно выветрелым материалом меньшей твердости красновато-желтого цвета, обусловленного присутствием примеси гетита и гематита. Эта зона разреза представляет грубозернистый сапролит. Верхняя часть разреза в целом сложена каолинитом (имеет мощность до 4.5 м) и представляет тонкозернистый сапролит (см. рис. 2, В).

Профиль выветривания по мезозойским базальтам опробован на участке Тушкой вдоль асфальтового шоссе, соединяющего Асуан и Абу Симбле. Базальты встречаются в виде относительно высоких холмов, сложенных тонкозернистым материалом темно-серого до желтовато-серого цвета. По большей части базальты подвергнуты выветриванию в нижней части. Выветрелые разности сложены существенно глинистым материалом светло-серого, желтовато-белого и красновато-белого цветов, насыщенным грубозернистым кварцем и обломками пород серого цвета, представляющими реликты исходных базальтов. Глинистый материал заполняет трещины, развитые в менее выветрелых разностях базальта (см. рис. 2, С).

Профиль выветривания, развитого по породам ВСК к западу от Асуана, опробован по гранитным породам участка Ум Шагхаир, расположенного к западу от Асуана. Разрез сложен толщей мягкого каолинитового материала белого, желтовато-белого до серовато-белого цвета мощностью примерно 10 м и насыщенного большим количеством видимых невооруженным глазом зерен кварца. Каолинитизированный разрез перекрыт мощной пачкой косослоистого буровато-желтого хорошо сортированного песчаника нубийской формации юрско-мелового возраста (см. рис. 2, D).

На территории Синая материнские породы относятся преимущественно к Аравийско-Нубийскому щиту. Породы фундамента АНЩ на территории Синая, которые могут являться возможным источником каолиновых месторождений на Синае, авторы [Beeri-Shlevin et al., 2009] относили к четырем сериям: 1) щелочной серии (А1), сложенной сиеногранитами, щелочно-полевошпатовыми гранитами и ассоциирующими с ними сериями даек и вулканитов, а также второстепенными монцогаббро и монцодиоритами; 2) постколлизивной батолитовой известково-щелочной серии (СА2), сложенной гранодиоритами и монцогранитами, подчиненными кварцевыми диоритами и редкими габбро; 3) поздней (синколлизивной) батолитовой известковой серией, сложенной в разной степени деформированными кварцевыми диоритами, габбро, гранодиоритами и ассоциирующими с ними вулканитами среднего до кислого состава; 4) серии островодужных комплексов (IAC), сложенной метаосадками, метавулканитами, мигматитами, амфиболитами, ортогнейсами и парагнейсами, при этом все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой до амфиболитовой фации (см. рис. 1, С).

Сапролиты участка Бабаа слагают относительно мощный разрез (~ 70 м), сложенный мягким глинистым материалом красновато-буроватого цвета, который перекрывает менее выветрелые метаосадки желтовато-серого цвета, развитые на въезде на участок Вади Бабаа (см. рис. 2, E). В нескольких километрах к югу от месторождения осадочного каолина Хабоба наблюдаются холмы из выветрелых сланцев. Разрез коры выветривания характеризуется богатой глиной зоной (мощностью до 7 м), сложенной сильно выветрелым материалом меньшей твердости красновато-желтого цвета, обусловленного присутствием оксидов железа. В глинистой части разреза хорошо различимы зерна грубозернистого кварца и обломки пород, в которых наблюдается тонкослоистая структура исходных сланцев. Выветрелый материал в основном перекрыт мощной пачкой косослоистого, буровато-желтого, хорошо сортированного песчаника нубийской формации юрско-мелового возраста (см. рис. 2, F). На участке Вади Абу Наташ, расположенном к востоку от месторождения осадочного каолина карбонового возраста участка Абу Наташ, был опробован другой профиль выветривания по сланцам. Здесь разрез сложен глинистым материалом беловато-серого и желтовато-серого цвета мощностью около 15 м, который насыщен видимы-

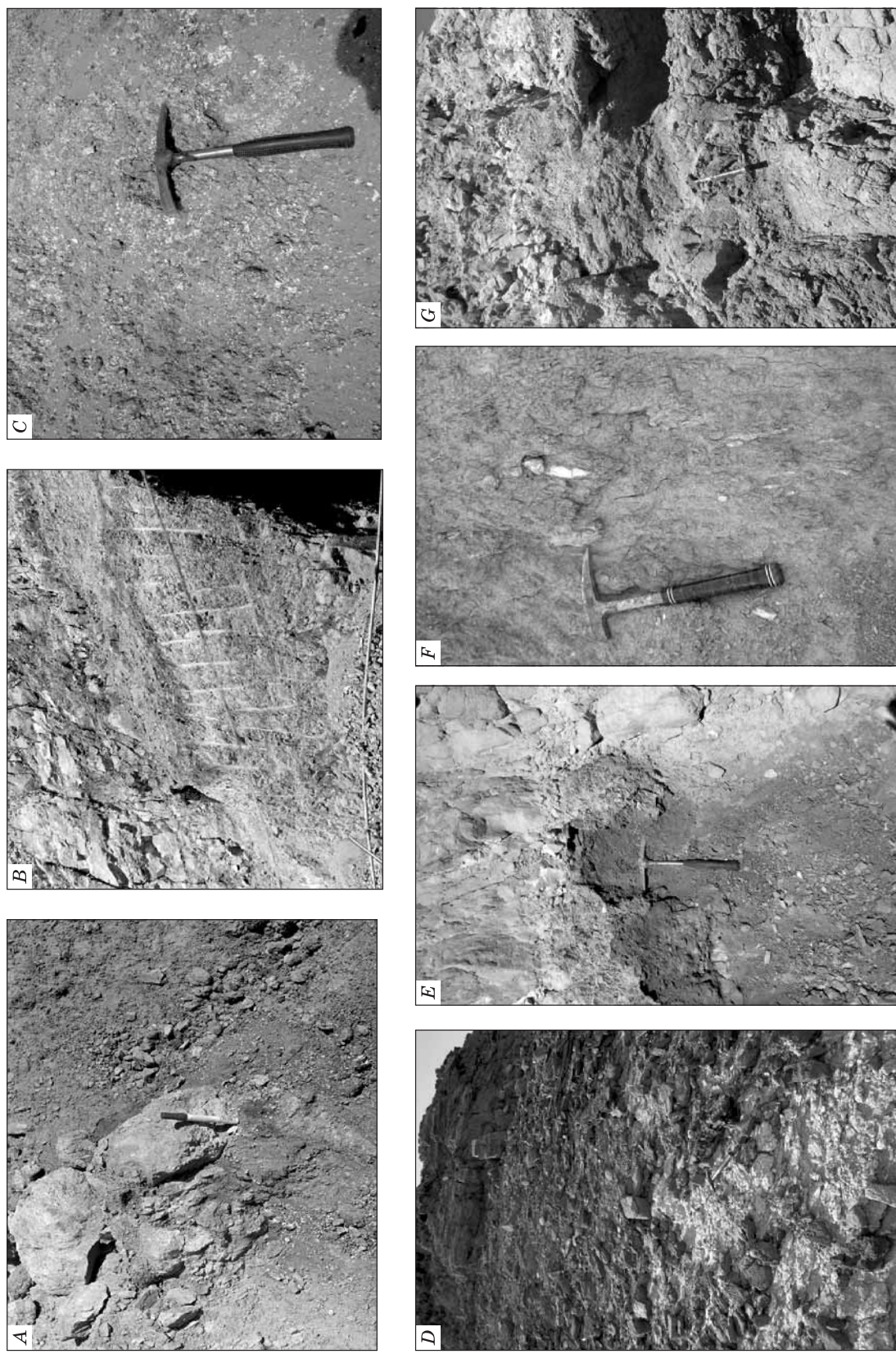


Рис. 2. Макроскопическая организация сапфиринов, развитых по породам различных типов в районах Асуана и Синай.

A — сапфирит по граниту с участка Аллакн (Асуан), *B* — сапфирит по сланцу с участка Абу Собейра (Асуан), *C* — сапфирит по базальту мезозойского возраста с участка Тушкей, *D* — сапфирит по гранитам ВСК с участка Ум Шагхар, *E* — сапфирит по метаосадкам с участка Бабаа (Синай), *F* — сапфирит по сланцу с участка Хабоба (Синай) и *G* — сапфирит по сланцам с участка Абу Наташ (Синай).

ми невооруженным глазом зернами грубозернистого кварца и обломками сланцев, сохранившими исходную тонкослоистую структуру. Профиль выветривания здесь также перекрыт мощной пачкой косослоистого буровато-желтого хорошо сортированного песчаника нубийской формации юрско-мелового возраста (см. рис. 2, G).

МАТЕРИАЛЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

На двух исследованных территориях было отобрано семь образцов сапролитов (три образца с Синайского полуострова и четыре образца из района Асуана). Выделенные из проб глинистые фракции детально изучались минералогическими и геохимическими методами.

Глинистые фракции были выделены из сапролитов после обработки проб разбавленной HCl с целью растворения присутствующих карбонатов с последующей выдержкой фракций в дистиллированной воде в течение ~ 2 недель. В этот период пробы трижды подвергались очистке с помощью ультразвукового прибора (каждый раз в течение 10—15 мин) и затем несколько раз промывались в дистиллированной воде до получения pH суспензии, варьирующего в диапазоне 7—8. Для обеспечения чистоты глинистые фракции (с размером частиц < 2 мкм) выделяли из водной суспензии примерно через 7 ч. Затем глинистые фракции помещали на предметное стекло для исследования минералогического состава глин изучаемых месторождений. Минералогический состав навесок валовых проб и глинистых фракций (высушенных на воздухе, промытых в растворе гликолевой кислоты и прокаленных при температуре 550 °C) определялся рентгенодифракционным методом (XRD) на дифрактометре Philips PW1800 (Cu-K α излучение, 40 кВ, 40 мА). Количественный минералогический состав определялся с использованием программы BGMN® [Kleeberg, Bergmann, 1998]. Химический состав на главные и редкие элементы валовых проб и глинистых фракций определялся по навескам, сплавленным с Li тетраборатом, при помощи рентгенофлуоресцентного (XRF) анализатора с Rh анодом (40—60 кВ, 40—45 мА) в университете Тюбинген (Германия).

Концентрации редкоземельных элементов в глинистых фракциях определялись с помощью масс-спектрометра Perkin-Elmer/SCIEX ELAN 5000 ICP-MS в Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ), г. Потсдам (Германия). Навеску глинистой фракции весом 0.1 г смешивали с 1 мл 1 N раствора соляной кислоты и выдерживали в течение 6 ч до полного растворения и высвобождения в раствор адсорбированных и легко замещающихся элементов. Остаток навески с 2 мл концентрированной (49 %) HF помещали в герметично закупоренный тefлоновый баллон и нагревали на электроплите (при температуре ~ 150 °C) в течение 24 ч. Затем содержимое баллона испарялось до состояния почти полного высушивания, и повторно растворялось в 2 мл 6 N раствора HNO $_3$ в герметично закупоренном тefлоновом баллоне при температуре 150 °C в течение двух дней. После этого навеску высушивали до состояния почти полной сухости, к ней добавляли 1 мл 6 N раствора HNO $_3$, и затем раствор разбавляли для проведения анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералогия. Количественный минеральный состав глинистых фракций сапролитов из районов Асуана и Синая (табл. 1) показывает изменчивость минерального состава разных сапролитов (рис. 3 и 4 соответственно). Сапролит из сланца Абу Собейра (Асуан) сложен иллитом, смектитом, каолинитом и кварцем (рис. 3, A), тогда как сапролит из АНЩ-гранита на участке Вади Аллаки, а также сапролит из ВСК-гранита на участке Ум Шагхаир состоит в основном из каолинита и следовых количеств кварца и анатаза (см. рис. 3, B и C соответственно). Сапролит по базальту на участке Тушкой (Асуан) состоит полностью из смектита и следовых количеств гематита (см. рис. 3, D). Сапролит по метаосадкам на участке Вади Бабаа (Синай) сложен каолинитом, кварцем, иллитом и следовыми количествами гематита и анатаза (см. рис. 4, A). Сапролит по сланцам участка Абу Наташ (Синай) в основном состоит из као-

Таблица 1. Минеральный состав (мас. %) глинистых фракций различных сапролитов

Район, участок	Тип породы	Каолинит	Кварц	Анатаз	Гематит	Иллит	Смектит	Хлорит	
Асуан	Абу Собейра	Сланцы	24	10	—	—	38	27	—
	Аллаки	Граниты	92	6	2	1	—	—	—
	Ум Шагхаир		93	6	1	—	—	—	—
	Тушкой	Базальты	—	—	—	2	—	98	—
Синай	Бабаа	Метаосадки	71	16	1	5	8	—	—
	Абу Наташ	Сланцы	95	2	2	1	—	—	—
	Хабоба		63	17	2	1	7	—	10

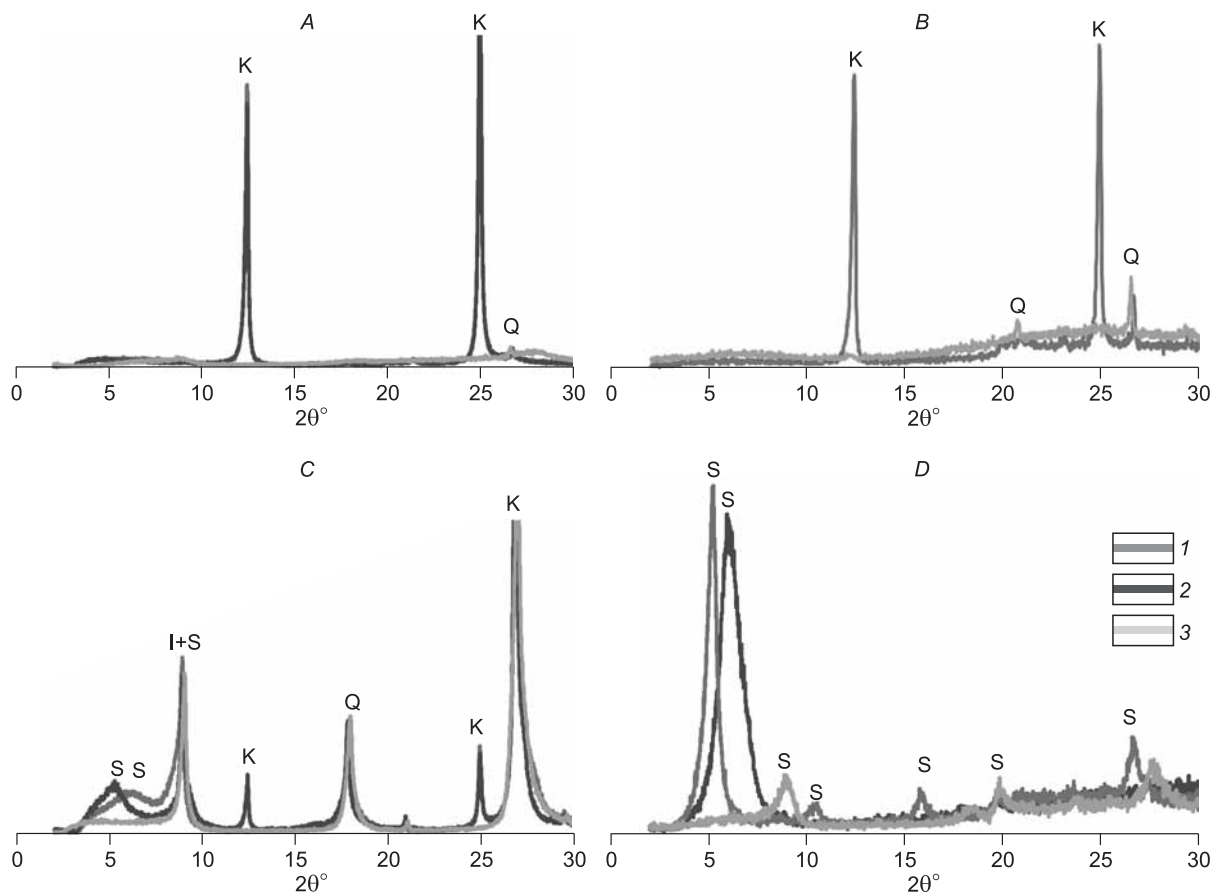


Рис. 3. Рентгенограммы глинистых фракций сапролитов района Асуан.

A — сапролит по граниту с участка Аллаки, *B* — сапролит по гранитам ВСК с участка Ум Шагхаир, *C* — сапролит по сланцу с участка Абу Собейра и *D* — сапролит по базальтам мезозойского возраста с участка Тушкей. К — каолинит, I — иллит, Q — кварц, S — смектит. Образцы: 1 — высушены на воздухе, 2 — промыты в растворе гликолевой кислоты, 3 — прокалены.

линита и следовых количеств гематита, кварца и анатаза (см. рис. 4, *B*). Сапролиты по сланцам участка Хабоба (Синай) состоят из каолинита, кварца, иллита и хлорита (см. рис. 4, *C*).

Геохимия. Концентрации главных оксидов (табл. 2) в глинистых фракциях исследованных сапролитов отражают их минералогический состав. Сапролиты, обогащенные иллитом (напр., сапролиты, развитые по сланцам участков Асуан и Хабоба), относительно обогащены K_2O , сапролиты с высоким содержанием смектита и/или хлорита (напр., сапролиты по базальтам участков Тушкей и Абу Наташ) характеризуются относительно высокими содержаниями MgO и CaO , а сапролиты с высокими содержаниями каолинита (напр., развитые по гранитам участков Асуан и Ум Шагхаир и по сланцам участка Абу Наташ) характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 . Содержания Fe_2O_3 относительно высокие во всех типах сапролитов за исключением сапролита участка Ум Шагхаир, нацело состоящего из каолинита. Содержания MnO , Na_2O и P_2O_5 очень низкие во всех типах сапролитов.

В табл. 2 приведены значения молекулярного отношения $K_i = SiO_2/Al_2O_3$ [Harrassowitz, 1926; Pedro, 1966a]. Величина этого отношения заметно выше 2 для сапролитов по базальтам и метаосадкам и ниже 2 для сапролитов по гранитам. В соответствии с номенклатурой [Pedro, 1966b], сапролиты, развитые по базальтам и гранитам, отвечают типам выветривания — бисилитизации и аллиризации соответственно. Сапролиты, развивающиеся по сланцам Асуана и Абу Наташ (Синай), имеют значения $K_i < 2$, что подтверждает бисилитизационный тип выветривания этих сапролитов, а значение $K_i < 2$ сапролитов, развивающихся по сланцам Хабоба (Синай), указывает на аллиризационный тип выветривания.

Концентрации редких элементов в различных сапролитах показаны в табл. 3. За несколькими исключениями такие элементы, как Ba, Cr, Li, Sr, V, Zn и Zr, встречаются в относительно высоких концентрациях. Co, Ni, Pb, Rb, U и Y за несколькими исключениями содержатся в умеренных концентрациях, а Cs, Hf и Ta встречаются в относительно низких концентрациях. Сапролит, образованный по асуанско-

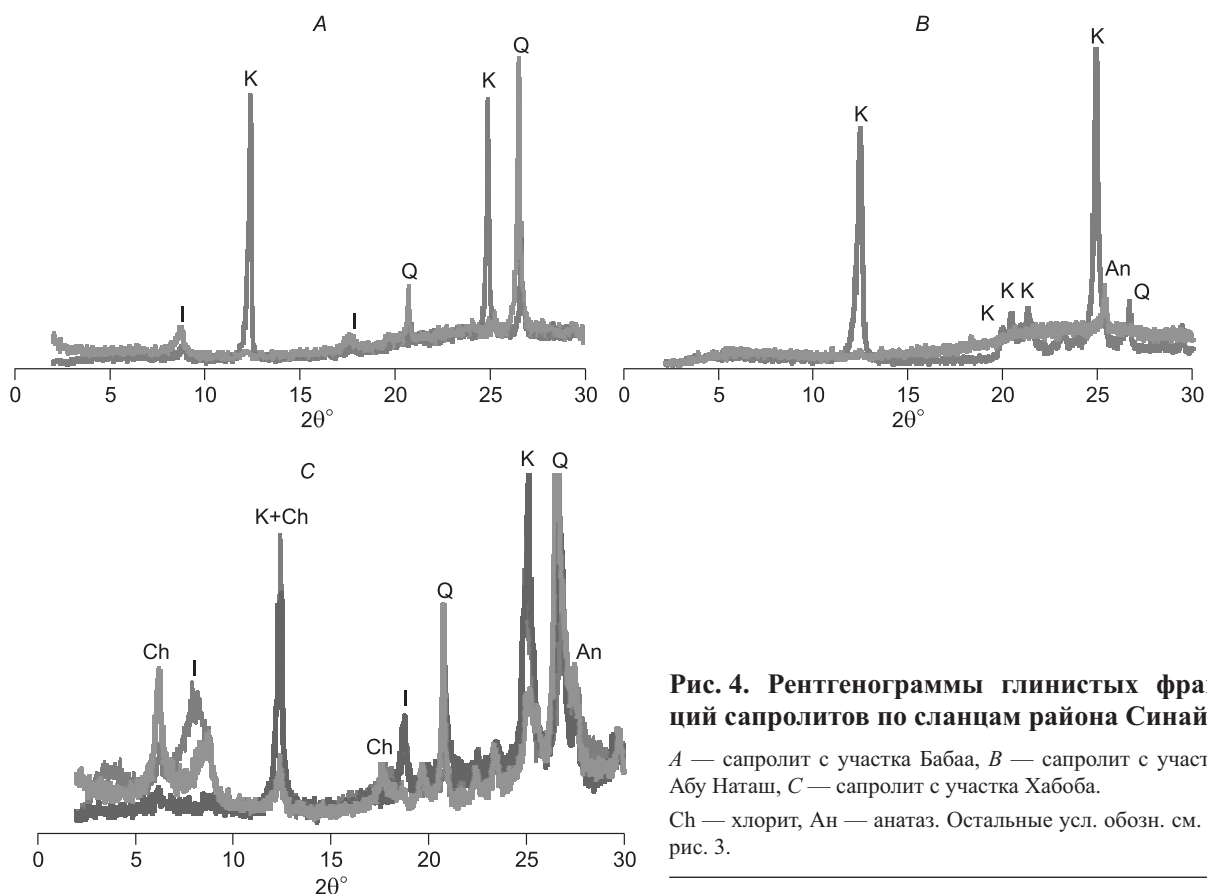


Рис. 4. Рентгенограммы глинистых фракций сапролитов по сланцам района Синай.

A — сапролит с участка Бабаа, *B* — сапролит с участка Абу Наташ, *C* — сапролит с участка Хабоба.

Ch — хлорит, Ан — анатаз. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

му сланцу, характеризуется относительно высокими содержаниями Ва, Sr и Zn и среди всех изученных сапролитов имеет максимальные содержания Ва (735 г/т) и Rb (48 г/т). С другой стороны, сапролит, развитый по асуанскому граниту, характеризуется высокими содержаниями Ва, Cr, Li, Sr, Zn и Zr и среди всех изученных сапролитов имеет максимальные содержания Li (112 г/т) и Sr (617 г/т). Сапролит с участка Ум Шагхаир, развитый по гранитам ВСК, содержит относительно высокие концентрации Ва, Li, Pb, Sr, Th, Y и Zr и максимальные среди всех изученных сапролитов концентрации Th (69 г/т), Y (89 г/т) и Та (6.5 г/т). Сапролит по базальтам с участка Тушкой показывает относительно высокие концентрации Ва, Cr, Ni, V и Zr и максимальное содержание Ni (188 г/т). Сапролит по метаосадкам с участка Бабаа характеризуется относительно высокими концентрациями Ва, Pb, Rb, Sr, V, Y и Zr. В сравнении с кларковыми содержаниями редких элементов в континентальной коре [Wedepohl, 1995] в целом сапролиты района Асуан (рис. 5, *A*) обогащены редкими элементами за исключением сапролитов, развитых по гранитам АНЩ на участке Вади Аллаки, которые обеднены Ni и Nb. Сапролиты района Синай (см. рис. 5, *B*) в целом демонстрируют обеднение по большинству редких элементов относительно кларкового уровня. Такое различие в содержаниях редких элементов в сапролитах районов Асуана и Синай

Таблица 2. Распределение главных оксидов (мас. %) в глинистых фракциях различных сапролитов

Район, участок	Тип породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	<i>K_i</i>	
Асуан	Абу Собейра	Сланцы	45.16	0.18	26.53	2.41	0.01	2.58	2.14	0.86	5.18	0.12	13.99	99.16	1.7
	Аллаки	Граниты	45.58	1.53	34.50	3.07	0.01	0.32	0.31	0.08	0.17	0.43	13.47	99.46	1.3
			48.83	0.69	35.11	0.50	нпо	0.29	0.21	0.07	0.09	0.16	13.45	99.40	1.4
	Тушкой	Базальты	51.56	1.74	18.66	9.10	0.11	5.40	1.34	0.21	0.39	0.08	11.13	99.69	2.8
Синай	Бабаа	Мета-осадки	55.73	1.07	23.78	7.84	0.02	0.66	0.07	0.16	1.01	0.12	8.66	99.12	2.3
	Абу Наташ	Сланцы	42.80	2.80	35.35	4.60	0.03	0.52	0.43	0.14	0.11	0.04	13.16	100	1.2
	Хабоба		55.13	0.86	20.86	6.39	0.04	4.15	0.42	0.15	4.42	0.06	7.43	99.91	2.6

Примечание. нпо — ниже предела обнаружения.

Рис. 5. Сравнение концентраций редких элементов в континентальной коре [Wedepohl, 1995] и в глинистых фракциях сапролитов и отложениях осадочного каолина в районах Асуана (А) и Синая (В).

может быть связано с изменчивостью состава материнских пород, а не с различной степенью выветривания. Х. Байоуми [Baïoumy, 2012] отмечал, что месторождения осадочного каолина карбонового и мелового возрастов в Египте формировались примерно в одинаковых условиях выветривания, обусловленных нахождением территории Египта в эти периоды в тропической области.

Концентрации редкоземельных элементов в глинистых фракциях различных сапролитов приведены в табл. 4. Максимальные содержания REE имеет гранитный сапролит с участка Ум Шагхаир ($\Sigma\text{REE} = 854$ г/т), за ним следуют сапролиты по сланцам с участка Хабоба (Синай) ($\Sigma\text{REE} = 415$ г/т). Минимальные концентрации REE ($\Sigma\text{REE} = 11$ г/т) содержат сланцевые сапролиты с участка Абу Наташ (Синай); более высокими содержаниями ($\Sigma\text{REE} = 31$ г/т) характеризуются сапролиты, развитые по базальтам на участке Тушкой (Асуан). Сапролиты по гранитам АНЩ с участка Вади Аллаки, сапролиты по сланцам с участка Абу Собейра и сапролиты по метаосадкам с участка Бабаа (Синай) содержат промежуточные концентрации REE ($\Sigma\text{REE} = 189, 161$ и 202 г/т соответственно). Во всех пробах легкие редкоземельные элементы (La, Ce, Pr и Nd) представляют основную долю суммарного содержания всех редкоземельных элементов. REE-диаграммы построены с нормированием по хондритовым значениям, приведенным в работе [Воуп-

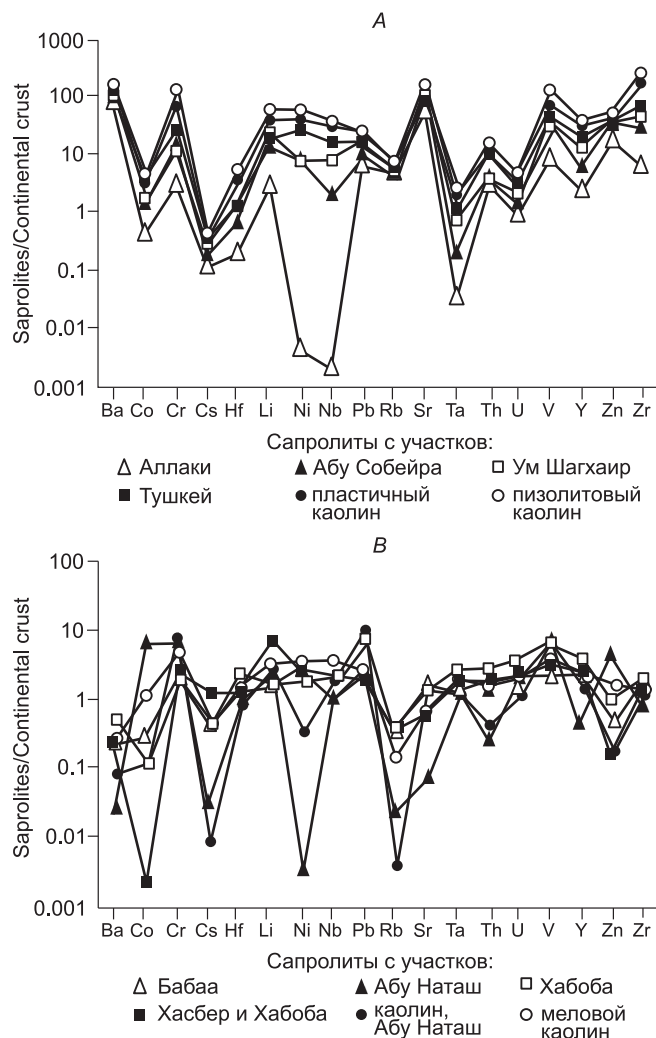


Таблица 3. Концентрации редких элементов (г/т) в глинистых фракциях различных сапролитов

Элемент	Асуан				Синай		
	Абу Собейра	Аллаки	Ум Шагхаир	Тушкой	Бабаа	Абу Наташ	Хабоба
	Сланцы	Граниты		Базальты	Метаосадки	Сланцы	
Ba	735	141	306	128	147	18	337
Co	4.1	8.9	1.9	14.4	3	89	1.3
Cr	25	100	0.5	143	64	247	71
Cs	1.1	0.8	0.1	0.3	2.2	0.2	2.5
Hf	1.8	4.6	4.3	2	6.8	7.3	12
Li	25	112	68	6	34	57	35
Nb	0.77	0.01	2.5	1.9	27.2	27.4	47
Ni	0.4	68	0.3	188	48	0.2	35
Pb	63	23	69	1.5	44	41	125
Rb	48	4	5	1	38	3	34
Sr	516	617	144	45	482	23	430
Ta	0.3	1.5	6.5	1.1	1.7	1.7	3.9
Th	29	6.8	56	0.7	19	3	24
U	8.7	3.2	10.8	0.7	3.7	5.8	8.9
V	81	248	21	97	109	375	341
Y	22	32	89	20	44	10	82
Zn	189	109	0.4	25	22	249	58
Zr	61	206	134	266	367	208	484

Таблица 4. Концентрации редкоземельных элементов (г/т) в глинистых фракциях различных сапролитов

Элемент	Асуан				Синай		
	Абу Собейра	Аллаки	Ум Шагхаир	Тушкой	Бабаа	Абу Наташ	Хабоба
	Сланцы	Граниты		Базальты	Метаосадки	Сланцы	
La	30.8	32.7	188.1	4.8	41.2	1.5	77.6
Ce	73.8	72.8	314.9	12.9	87.3	4.7	182.2
Pr	8.7	9.6	51.1	1.6	10.6	0.5	22
Nd	32.2	40.4	193.2	7.1	39.4	1.8	84.2
Sm	5.5	9.5	35.3	1.4	7.1	0.4	13.6
Eu	1.2	2.7	5.1	0.4	1.3	0.1	1.8
Gd	3.5	8.5	24.6	1.1	3.8	0.4	8
Tb	0.4	1	3.5	0.1	0.6	0.1	1.3
Dy	2.3	5.4	18.3	0.8	4.1	0.4	8.6
Ho	0.4	1	3.2	0.2	0.9	0.1	1.9
Er	1	2.4	8	0.3	2.5	0.2	5.9
Tm	0.1	0.4	1	0	0.4	0	0.9
Yb	0.8	2.2	6.5	0.3	2.6	0.2	6.1
Lu	0.1	0.3	0.9	0	0.4	0	0.9
ΣREE	161	189	854	31	202	11	415
(La/Yb) _N	27	10	19	12	11	5	9
Ce/Ce*	1.1	1	0.8	1.1	1	1.4	1.1
Eu/Eu*	0.84	0.94	0.53	1.07	0.76	1.02	0.54

ton, 1984]. Eu аномалия рассчитана по формуле $E/E^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)$, а Ce аномалия рассчитана по формуле $Ce/Ce^* = (3Ce/Ce_N) / (2La/La_N + Pr/Pr_N)$. Нормированные по хондриту REE диаграммы для сапролитов (данная работа), а также мезозойские месторождения пизолита и пластичного каолина района Асуана (данные из работы [Baoumy, Gilg, 2011]) показаны на рис. 6, А, а сапролиты (данная работа) и месторождения осадочного каолина карбонового и мелового возрастов района Синай (данные из работы [Baoumy et al., 2012]) приведены на рис. 6, В. Содержания REE в пробах превышают концентрации REE в хондрите. Нормированные по хондриту REE диаграммы для всех сапролитов показывают обога-

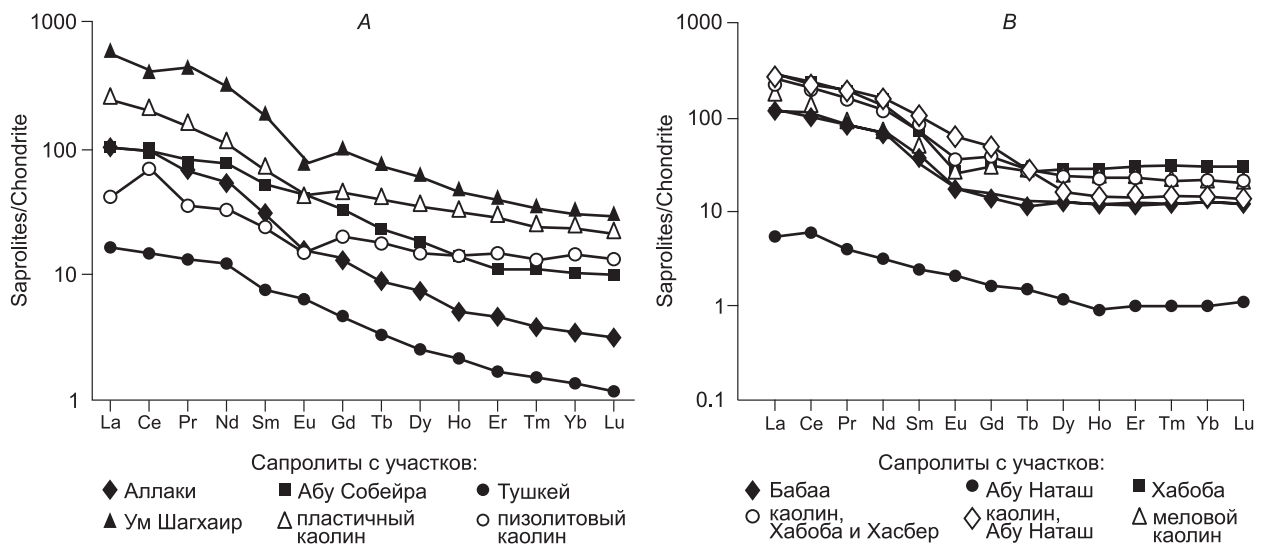


Рис. 6. Нормированные по хондритам распределения редкоземельных элементов (использованы данные по концентрациям REE в хондрите из работы [Boynpton, 1984]) из глинистых фракций сапролитов и отложений осадочного каолина.

А — распределения REE для сапролитов из района Асуана (данные получены в этой работе) и средние распределения REE для залежей осадочного пизолитового и пластичного каолина с участка Калабша (данные из [Baoumy, Gilg, 2011]) и В — распределения REE для сапролитов из района Синай (данные этой работы) и средние распределения REE для отложений осадочного каолина карбонового и мелового возраста на территории Синай [Baoumy et al., 2012].

ценность LREE относительно HREE, на что указывают средние значения отношения $(La/Yb)_N$, варьирующие в интервале 5—27. Исследованные образцы сапролитов не показывают Ce аномалии ($Ce/Ce^* = 0.8—1.1$) за исключением образца сапролита с участка Абу Наташ, для которого установлена отчетливо выраженная положительная Ce аномалия ($Ce/Ce^* = 1.4$). Гранитные сапролиты с участка Ум Шагхаир, сапролиты по метаосадкам с участка Бабаа и сапролит по сланцу с участка Хабоба показывают относительно резкие отрицательные Eu аномалии (значения Eu/Eu^* равны 0.54, 0.76 и 0.54 соответственно). Остальные сапролиты не показывают Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.84—1.1$).

ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние материнских пород на состав сапролитов. Выветривание силикатных пород контролируется многими факторами, например, природой и составом ранее существовавших пород, преобладающими климатическими условиями, тектонической обстановкой, трещинообразованием, растительностью, рельефом, уровнем CO_2 и биологической активностью [Kump et al., 2000; Ehlen, 2002, 2005; Islam et al., 2002; Migon, Thomas, 2002]. Взаимосвязь между материалом материнской породы и вторичными глинистыми минералами может помочь установить различную степень выветривания. Иллит и смектит обычно образуются на ранних стадиях выветривания, затем образуются галлуазит и каолинит [Jimenez-Espinosa, 2002].

С минералогической точки зрения образовавшиеся по гранитам сапролиты на участках Асуан и Ум Шагхаир полностью сложены каолинитом. Преобладание каолинита и отсутствие других глинистых минералов — продуктов выветривания гранитов, таких как иллит, смектит или смешанослойные глинистые минералы, можно объяснить первичным составом гранитов (относительно большим содержанием полевых шпатов и мусковита, являющихся главными источниками Al) и/или условиями интенсивного выветривания [Jimenez-Espinosa, 2002]. С другой стороны, сапролиты, развитые по сланцам Асуана, сложены смесью каолинита, иллита и смектита, а сапролиты, образованные по сланцам Синая, изменчивы по составу. Сапролиты, образованные по сланцам Абу Наташ, полностью состоят из каолинита, а сапролиты с участка Хабоба сложены смесью каолинита, иллита и хлорита. Сапролиты, образованные по метаосадкам участка Бабаа, состоят из каолинита и иллита. Изменчивость минерального состава сапролитов, образованных по сланцам на территории Синая, может быть обусловлена возможными вариациями минералогического и геохимического составов, изменчивостью рельефа и наличием трещиноватости в ранее существовавших сланцах, а не изменчивостью других факторов, поскольку все залежи синайских сапролитов располагаются в непосредственной близости друг к другу и были образованы в близких климатических и тектонических условиях. Сапролиты, образованные по базальтам на участке Тушкой, полностью сложены смектитом. Образование смектита в базальтовых сапролитах может быть обусловлено мафическим составом базальтов (относительно высокие содержания Ca, Fe и Mg) [Jimenez-Espinosa, 2002].

Образованные по гранитам сапролиты обеднены TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и K_2O относительно сапролитов по базальтам и сланцам, за исключением сапролитов по сланцам с участка Абу Наташ. Сапролит по базальту с участка Тушкой показывает значительное обогащение Ni в сравнении с гранитными сапролитами. Этот факт, наряду с высокими содержаниями TiO_2 , отражает мафическую природу базальтов. Сапролиты по сланцам в основном характеризуются изменчивым распределением редких элементов, например, Ba, Cr, Ni, Y и Zr, что подтверждает переменный минеральный состав материнских сланцев. Согласно [Gascoyne, Cramer, 1987; Middelburg et al., 1988], относительная подвижность элементов контролируется не только такими главными факторами, как минеральный состав и структура материнской породы, но и вторичными процессами, например, растворением первичных минералов, образованием вторичных фаз, окислительно-восстановительными процессами и обменом ионов. Хотя нормированные по хондритам распределения редкоземельных элементов в глинистых фракциях всех изученных сапролитов показывают их относительное обогащение LREE в сравнении с HREE, сапролиты, образованные по гранитам и сапролиты, образованные по синайским сланцам (районы Хабоба и Абу Наташ) показывают слабовыраженные до относительно заметных Eu аномалии. Сапролиты по базальтам Тушка и асуанским сланцам практически не имеют Eu аномалий. Согласно [Culler, Graf, 1983], высокие отношения La/Yb , а также наличие Eu аномалий отражают высокую распространенность обогащенных LREE гранитоидов, тогда как низкие отношения La/Yb и отсутствие Eu аномалий, вероятно, отражают высокую распространенность базитов. Вариации спектров распределения, нормированных по хондриту REE для сапролитов по сланцам, подтверждают изменчивость их минерального и геохимического составов, которая обуславливает изменчивость продуктов их выветривания.

Выводы, касающиеся источников залежей осадочного каолина. Согласно [Baïoumy et al., 2012], залежи осадочного каолина карбонового возраста в районе Синая характеризуются переменным минеральным и геохимическим составом. Месторождения каолина Хасбер и Хабоба сложены каолини-

том, иллитом и следовыми количествами хлорита. Такой минеральный состав аналогичен минеральному составу сапролитов по сланцам с участка Хабоба, что позволяет рассматривать данные сланцы как возможный источник этих месторождений каолина. Распределения REE для обоих месторождений и для глинистых фракций сапролитов почти идентичны (обогащение LREE относительно HREE, отрицательные Eu аномалии и отсутствие Ce аномалий). Концентрации главных оксидов, особенно TiO_2 , и многих редких элементов в породах меторождений и сапролитах вполне сопоставимы.

Залежи каолина в районе Абу Наташ полностью сложены каолинитом, который очень близок по минералогическому составу глинистым минералам сланцев Абу Наташ, что позволяет рассматривать последние как источник осадочного каолина в районе Абу Наташ. В поддержку такой интерпретации свидетельствуют высокие содержания TiO_2 и близкие распределения REE (обогащение LREE относительно HREE, отсутствие Eu и Ce аномалий), а также близкие распределения многих редких элементов, полученные для обоих этих месторождений и сапролитов. Базируясь на минералогических и геохимических исследованиях, X. Байоуми с соавторами [Baïoumy et al., 2012] сделали предположение о локальных породах — источниках осадочного каолина карбонового возраста на Синае. Результаты данного исследования подтверждают эту интерпретацию, согласно которой, каждое месторождение было отделено от породы-источника, залегающей очень близко от месторождения. Месторождения осадочного каолина мелового возраста в районе Синая являются гомогенными по минеральному и геохимическому составам, образовались из одного источника и отложились на удалении от своих пород-источников [Baïoumy et al., 2012]. Поскольку эти месторождения нацело сложены каолинитом [Baïoumy et al., 2012], их возможным источником могут считаться сланцевые сапролиты участка Абу Наташ. Однако можно рассматривать также и другие сапролиты, если транспортировка материала выветривания на относительно большое расстояние от источника приводит к более значительной переработке переносимых осадков (больше каолинита и меньше иллита и хлорита) по сравнению с исходными осадками (меньше каолинита и больше иллита и хлорита). В поддержку такой интерпретации свидетельствуют близкие распределения REE (обогащение LREE относительно HREE, отрицательные Eu аномалии и отсутствие Ce аномалий), а также близкие распределения многих редких элементов, полученные для обоих этих месторождений и сапролитов.

Залежи осадочного пизолитового и пластичного каолина на участке Калабша (Асуан) нацело сложены каолинитом [Baïoumy, Gilg, 2011]. Соответственно, граниты АНЩ и ВСК могут являться возможным источником этих залежей, поскольку сапролиты, развитые по этим гранитам, сложены в основном каолинитом. Построенные для этих залежей каолина и сапролитов по гранитам диаграммы распределения REE показывают общее обогащение LREE относительно HREE и слабую отрицательную Eu аномалию, которые характеризуют породы — предшественники гранитов [Cullers et al., 1988; Cullers, 1988; Wrafter, Graham, 1989]. Мезозойские базальты не могут рассматриваться в качестве источников для рассматриваемых залежей, поскольку кора выветривания этих базальтов состоит из смектита, однако смектит не зафиксирован в минеральном составе залежей каолина на участке Калабша. Хотя анализы минерального состава и некоторые геохимические показатели позволяют предположить, что исходным материалом для залежей каолина на участке Калабша могли являться продукты выветривания залегающих поблизости гранитов, структура и другие геохимические характеристики этих залежей явно не согласуются с такой интерпретацией. Пизолитовый каолин в районе Калабша характеризуется пизолитовой структурой [Baïoumy, Gilg, 2011], которая не наблюдается в сапролитах, образованных по местным гранитам. Этот пизолитовый каолин также показывает преобладание положительной Ce аномалии с $Ce/Ce^* = 1.8$ [Baïoumy, Gilg, 2011], которая также не наблюдается на диаграммах распределения REE в сапролите по гранитам. Тонкозернистый сапролит из коры выветривания по гранитам, характеризующийся пизолитовой структурой и положительной Ce аномалией [Baïoumy, Gilg, 2011], мог быть полностью удален на первом этапе переноса осадков с образованием желвакового и пизолитового каолина в базальной части осадочной серии Калабша. В поддержку этой гипотезы свидетельствует отсутствие пизолитовой структуры и положительной Ce аномалии в залежах пластичного каолина, которые перекрывают толщу пизолитового каолина.

Залежи пизолитового и пластичного каолина в районе Калабша характеризуются очень высокими концентрациями TiO_2 (средние 2.7 и 2.5 мас. % соответственно), Cr (средние 558 и 3381 г/т соответственно) и Ni (средние 131 и 129 г/т соответственно) относительно сапролитов по граниту АНЩ (0.2 мас. %, 25 г/т и 0.1 г/т соответственно) и граниту ВСК (0.7 мас. %, 0.02 г/т и 0.02 г/т соответственно). Высокие содержания Ti и Cr использовались как аргумент в поддержку мафического источника для осадков [Cullers et al., 1988; Cullers, 1988; Wrafter, Graham, 1989]. В пользу этого свидетельствуют относительно повышенные содержания TiO_2 , Cr и Ni (1.7 мас. %, 143 г/т и 188 г/т соответственно) в сапролитах по базальтам участка Тушкой относительно гранитных сапролитов. Таким образом, вклад базитов в исходный материал для образования этих залежей каолина обосновывается их высокими содержаниями Ti, Cr и Ni в сравнении с сапролитами, образованными по гранитам. На основе данных по редкоэле-

ментному составу зерен рутила, выделенных из проб каолина, авторы [Baïoumy, Gilg, 2011] сделали предположение о вкладе метаморфизованных базитов в материал исходных пород, из которого образовались залежи каолина в районе Калабша. Кристаллические сланцы района Асуана, являясь метаморфическими породами, возможно, мафической природы, могут являться материнскими породами для этих залежей. Глинистая фракция сапролитов, образованных по этим сланцам, характеризуется относительно высокими содержаниями TiO_2 , Cr и Ni (1.5 мас. %, 100 г/т и 67 г/т соответственно). В ходе переноса продуктов выветривания сланцев осадки подверглись преобразованию минерального состава (стало больше каолинита и меньше иллита) относительно исходных осадков (относительно меньше каолинита и больше иллита).

Хотя залежи пизолитового и пластичного каолина в районе Калабша характеризуются относительно высокими концентрациями Nb (средние 103 и 163 г/т соответственно [Baïoumy, Gilg, 2011]) относительно сапролитов по гранитам АНЩ (0.2 г/т), граниты ВСК также показывают относительно высокие содержания Nb (66 г/т). Поэтому относительно высокие содержания Nb в залежах каолина района Калабша можно объяснить относительно высокими содержаниями Nb в гранитах ВСК.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы глинистые фракции кор выветривания (сапролиты) по гранитам, базальтам и метаморфическим породам в районах Асуана и Синая с целью решения проблемы возможных источников материала для близкорасположенных залежей осадочного каолина карбонового и мелового возрастов.

Глинистые фракции сапролитов характеризуются переменным минеральным и геохимическим составом, отражающим составы материнских пород. Сапролиты, развивающиеся по различным гранитам, состоят из каолинита, а развивающиеся по базальтам практически полностью сложены смектитом. В отдельных случаях сапролиты, образованные по сланцам, сложены каолинитом, а в других — представлены смесью каолинита, иллита и хлорита. Сапролиты, развивающиеся по базальтам, характеризуются относительно повышенными содержаниями TiO_2 и Ni по сравнению с сапролитами — продуктами выветривания гранитов. Развивающиеся по сланцам сапролиты характеризуются переменными содержаниями многих редких элементов, таких как Ba, Y и Zr. Хотя для всех проб сапролитов нормированные по хондритам распределения REE характеризуются относительным обогащением LREE в сравнении с HREE, гранитные сапролиты обнаруживают отрицательные Eu аномалии, тогда как сапролиты, развитые по базальтам, не имеют Eu аномалий. Распределения REE в сапролитах по сланцам показывают слабые положительные Ce аномалии и слабые до умеренных отрицательные Eu аномалии.

Минеральный и геохимический составы месторождений осадочного каолина Хасбер и Хабоба и глинистых фракций, выделенных из близкозалегающих сапролитов по сланцам на участке Хабоба, относительно близки, что подтверждает гипотезу о возможности рассмотрения этих сапролитов, как источника материала для залежей каолина. С другой стороны, близкие минеральный и геохимический составы залежей осадочного каолина карбонового возраста в районе Абу Наташ и глинистых фракций, выделенных из близкозалегающих к ним сапролитов по сланцам Абу Наташ, свидетельствуют в пользу рассмотрения их как источника близкорасположенных залежей каолина. Сапролиты участков Хабоба и Абу Наташ могут рассматриваться как возможный источник залежей осадочного каолина мелового возраста на территории Синая, исходя из близости минералогических и геохимических характеристик сапролитов и залежей каолина. Граниты АНЩ и ВСК могут рассматриваться как возможные источники залежей пизолитового и пластичного каолина района Калабша (Асуан), о чем свидетельствуют близкие минералого-геохимические характеристики гранитных сапролитов и залежей каолина.

Автор выражает благодарность Фонду им. Александра фон Гумбольдта (Германия), финансировавшему эту работу в рамках поддержки научной работы после защиты кандидатской диссертации Хасана Байоуми. Автор выражает также благодарность проф. Х. Альберту Гилгу (H. Albert Gilg) из Технического университета Мюнхена (TUM) и д-ру Хенриху Тубальду (Dr. Heinrich Taubald) из Тюбингенского университета за поддержку в ходе подготовки этой статьи. Автор также признателен д-ру Питеру Дульски (Dr. Peter Dulski) из Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ), Потсдам (Германия), за выполненные ICP-MS анализы.

ЛИТЕРАТУРА

Ali K.A., Stern R.J., Manton W.I., Kimura J.I., Khamees H.A. Geochemistry, Nd isotopes and U-Pb SHRIMP zircon dating of Neoproterozoic volcanic rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: new insights into the ~ 750 Ma crust-forming event // *Prec. Res.*, 2009, v. 171, p. 1—22.

Baïoumy H., Gilg H.A. Pisolithic flint kaolin from Kalabsha, Egypt: a laterite-derived facies // *Sedim. Geol.*, 2011, v. 236, p. 141—152.

- Baioumy H.M., Gilg H.A., Taubald H.** Mineralogy and geochemistry of the sedimentary kaolin deposits from Sinai, Egypt: implications for control by the source rocks // *Clays Clay Miner.*, 2012, v. 60, p. 633—654.
- Baioumy H.M.** Hydrogen and oxygen isotopic compositions of sedimentary kaolin deposits, Egypt: paleoclimatic implications // *Appl. Geoch.*, 2012, v. 29, p. 182—188.
- Beeri-Shlevin Y., Katzir Y., Valley J.W.** Crustal evolution and recycling in a juvenile continent: oxygen isotope ratio of zircon in the northern Arabian Nubian Shield // *Lith.*, 2009, v. 107, p. 169—184.
- Boynton W.V.** Geochemistry of the REE: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Elsevier, Amsterdam, 1984, p. 63—114.
- Buol S.W., Weed S.B.** Saprolite-soil transformations in the Piedmont and Mountains of North Carolina // *Geol.*, 1991, v. 51, p. 15—28.
- Cullers R.L.** Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danburg granite, Georgia, USA // *Lith.*, 1988, v. 21, p. 301—314.
- Culler R.L., Graf J.** Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis // *Rare earth geochemistry* / Ed. P. Henderson. Elsevier, Amsterdam, 1983, p. 275—312.
- Cullers R.L., Basu A., Suttner L.** Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA // *Chem. Geol.*, 1988, v. 70, p. 335—348.
- Ehlen J.** Some effects of weathering on joints in granitic rocks // *Caten.*, 2002, v. 49, p. 91—109.
- Ehlen J.** Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle // *Geomorph.*, 2005, v. 67, p. 7—21.
- Gascoyne M., Cramer J.** History of actinide and minor element mobility in an Archean batholith in Manitoba, Canada // *Appl. Geoch.*, 1987, v. 2, p. 37—53.
- Gilkes R.J., Suddhiprakarn A.** Biotite alteration in deeply weathered granite. I. Morphological, mineralogical and chemical properties // *Clays Clay Miner.*, 1979, v. 27, p. 349—360.
- Harmis U., Schandlmeier H., Darbyshire D.P.F.** Pan-African reworked early/middle Proterozoic crust in NE Africa west of the Nile: Sr and Nd isotope evidence // *J. Geol. Soc., Lond.*, 1990, v. 147, p. 859—872.
- Harrassowitz H.** Laterit. *Forsch. Geol. Paleont.*, Berlin, 1926, v. 4, p. 253—565.
- Jimenez-Espinosa R., Vazquez M., Jimenez-Millan J.** Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain) // *Caten.*, 2007, v. 70, p. 243—252.
- Islam M.R., Stuart R., Risto A., Vesa P.** Mineralogical changes during intense chemical weathering of sedimentary rocks in Bangladesh // *J. Asi. Eart. Scien.*, 2002, v. 20, p. 889—901.
- Kleeberg R., Bergmann J.** Quantitative Röntgenphasenanalyse mit den Rietveld-Programmen BGMN und AUTOQUANT in der taglichen Laborpraxis // *Tone in der Geotechnik und Baupraxis, Beiträge zur Jarestagung Greifswald, Berichte der DTTG* / Eds. K.H. Henning, J. Kasbohm. Greifswald, 1998, p. 237—250.
- Kump L.R., Brantley S.L., Arthur M.A.** Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate // *Ann. Rev. Eart. Planet. Sci.*, 2000, v. 28, p. 611—667.
- Middelburg J.J., Van der Weijden C.H., Woittiez J.R.W.** Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks // *Chem. Geol.*, 1988, v. 68, p. 253—273.
- Migoñ P., Thomas M.F.** Grus weathering mantles. Problems of interpretation // *Caten.*, 2002, v. 49, p. 5—24.
- Moussa E.M.M., Stern R.J., Manton W.I., Ali K.A.** SHRIMP zircon dating and Sm/Nd isotopic investigations of Neoproterozoic granitoids, Eastern Desert, Egypt // *Prec. Res.*, 1992, v. 160, p. 341—356.
- Pedro G.** Interet geochimique et-signification mineralogique du parametre moleculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, dans l' etude des lathrites et bauxites // *Dull. gr. Fr. argiles.*, 18, Nlle serie. 13, 1966a, p. 19—31.
- Pedro G.** Essai sur la caracterisation geochimique des differents processus zonaux resultant de l' alteralation des roches superficelles (cycle alumino-silicique) // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1966b, v. 262, p. 1828—1831.
- Rebertus R.A., Weed S.B., Buol S.W.** Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering // *Soi. Sci. Soc. Amer. J.*, 1986, v. 50, p. 810—819.
- Robertson I.D.M., Eggleton R.A.** Weathering of granitic muscovite to kaolinite and kaolinite to halloysite // *Clays Clay Miner.*, 1991, v. 39, p. 113—126.
- Shimron A.E.** Proterozoic island arc volcanism and sedimentation in Sinai // *Prec. Res.*, 1980, v. 12, p. 437—458.
- Stein M., Hofmann A.W.** Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere? // *Eart. Plan. Sci. Lett.*, 1992, v. 114, p. 193—209.

Stern R.J., Kroner A., Bender R., Reischmann T., Dawoud A.S. Precambrian basement around Wadi Halfa, Sudan: a new perspective on the evolution of the East Saharan Craton // *Geol. Rund.*, 1994, v. 83, p. 564—577.

Stoeser D.B., Frost C.D. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes // *Chem. Geol.*, 2006, v. 226, p. 163—188.

Stolt M.H., Baker J.C. Strategies for studying saprolite and saprolite genesis / Eds. D.L. Creemens, R.B. Brown, J.H. Huddleston. Whole regolith pedology // *Soil Sci. Soc. Amer. Spec. Publ.*, 34. SSSA, Madison, Wisconsin, 1994, p. 1—20.

Stolt M.H., Baker J.C., Simpson T.W. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in Hapludults of Virginia // *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 1991, v. 55, p. 1067—1075.

Stoops G., Schaefer C.E.G.R. Pedoplasmatation: formation of soil material / Eds. G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees // *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*, Elsevier, Amsterdam, 2010, p. 69—79.

Wedepohl H. The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1217—1239.

Weldeab S., Emeis K.-C., Hemleben C., Vennemann T.W., Schultz H. Sr and Nd isotope composition of Late Pleistocene sapropels and nonsapropelic sediments from Eastern Mediterranean Sea: implications for detrital influx and climatic conditions in the source areas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 3585—3598.

Wilson M.J. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates // *Clay Miner.*, 2004, v. 39, p. 233—266.

Wrafter J.P., Graham J.R. Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland // *J. Geol. Soc. Lond.*, 1989, v. 146, p. 213—215.

*Рекомендована к печати 24 января 2014 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
12 сентября 2013 г.*