СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ российской академии наук

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 12, с. 1853—1866

ЛИТОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.35(268.56)

ОБСТАНОВКИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА (по результатам Q-кластеризации геохимических и гранулометрических данных)

А.Н. Колесник, А.С. Астахов, О.Н. Колесник

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия

На основе *Q*-кластерного анализа геохимических, гранулометрических и других вспомогательных данных по поверхностным донным осадкам Чукотского моря и прилегающих районов Северного Ледовитого океана (более 4700 числовых значений) выделено и картографически отображено 15 кластеров. Пространственное распределение кластеров отвечает участкам дна с разными обстановками осадконакопления. Геохимически и статистически подтверждено господство на изученной площади терригенной седиментации с механической сортировкой осадочного материала. При этом в химическом составе осадков, прежде всего, заметно уменьшение доли кремния при нарастании содержания алюминия в глубь моря. Биогенное осадконакопление имеет подчиненное значение и реализуется в повышенных концентрациях в осадках отдельных районов (Южно-Чукотская котловина, каньон Геральд) общего органического углерода, частично кальция, магния, бария, стронция и ряда других биогенных компонентов и химических элементов. Хемогенная и биохимическая седиментация (обогащение осадков железом, марганцем, ванадием, никелем, хромом, кобальтом и другими элементами, развитие аутигенных новообразований) находит свое отражение на участках дна с особым гидрохимическим режимом — в каньоне Геральд, на внешнем шельфе, в глубоководной части Северного Ледовитого океана.

Поверхностные донные осадки, химический и гранулометрический состав, аутигенные железомарганцевые и карбонатные новообразования, кластеры, терригенное и биогенное осадконакопление, окислительно-восстановительные условия и диагенез, Чукотское море, Восточно-Сибирское море, море Бофорта, Арктический бассейн.

RECENT DEPOSITION ENVIRONMENTS IN THE CHUKCHI SEA AND ADJACENT AREAS OF THE ARCTIC OCEAN: EVIDENCE FROM *Q*-CLUSTER ANALYSIS OF SEDIMENT COMPOSITIONS AND GRAIN SIZES

A.N. Kolesnik, A.S. Astakhov, and O.N. Kolesnik

Deposition environments in the Chukchi Sea and adjacent areas of the Arctic Ocean are studied by the *Q*-cluster analysis of compositions, particle sizes, and other properties of surface bottom sediments. Analysis of more than 4700 numeric values allowed mapping fifteen clusters distributed over the seafloor according to deposition environments. Chemical and statistical data confirm the predominance of clastic sedimentation and mainly mechanic sorting of sedimentary material. At the same time, the major-element composition trends correspond to Si decrease and Al increase seaward. Biogenic deposition is of inferior scale and shows up as relative enrichment in total organic carbon, Ca, Mg, Ba, Sr, and some other biogenic and chemogenic components in sediments. Clastic and biogenic deposition, with accumulation of Fe, Mn, V, Ni, Cr, Co, and other elements, as well as precipitation of authigenic growths, occurs within areas of seafloor having particular water chemistry, such as the Herald Canyon, the outer shelf, and the deepwater Arctic Ocean.

Surface bottom sediments, chemical and grain size compositions, authigenic ferromanganese and carbonate phases, cluster analysis, clastic and biogenic deposition, redox conditions and diagenesis, Chukchi Sea, East Siberian Sea, Beaufort Sea, Arctic Basin

DOI: 10.15372/GiG20171202

введение

Наблюдаемая в последние десятилетия активизация геологических исследований в Северном Ледовитом океане обусловлена, с одной стороны, значительной ролью, отводимой этому океану в решении ряда глобальных проблем современности (изменение климата Земли, исчерпание минеральных ресурсов суши), с другой, — развитием науки и техники, появлением новых возможностей и средств для проведения научно-исследовательских работ. Оживление научной деятельности в регионе, в первую очередь в шельфовых областях, привело к накоплению большого объема разнородных данных, в том числе по осадочной толще и особенно по поверхностному слою донных осадков. Для первичной обработки данных по крупным объектам, включая морские, часто используется аппарат кластерного анализа. Он позволяет быстро представить результаты в компактном и наглядном виде. Особенно эффективным является построение на основе геохимических данных: химический состав донных осадков — это универсальный индикатор обстановок седиментации. Поверхностный слой осадков непосредственно контактирует с придонной водой, отличается интенсивными био- и геохимическими процессами. Он может рассматриваться в качестве барьера, который фиксирует восходящие и нисходящие потоки вещества и способен аккумулировать геохимическую информацию о геологическом прошлом и настоящем.

Среди морей Российской Арктики одним из наиболее интересных по условиям седиментации является Чукотское море. Оно характеризуется своеобразной геотектонической позицией, гидрологическим режимом, литодинамикой; здесь существует возможность открытия новых скоплений полезных ископаемых и разработки месторождений [Геология..., 2002, 2004; Иванова и др., 2005].

ИЗУЧЕННОСТЬ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Чукотское море — это шельфовое море Северного Ледовитого океана, расположенное между Чукоткой и Аляской в арктической климатической зоне (рис. 1). Мощность голоценовых осадков варьируется от 0.2 до 5.0 м и более [Кошелева, Яшин, 1999]. Средняя скорость осадконакопления на шельфе составляет 15 см/тыс. лет [Шуйский, Огородников, 1981]. В глубоководных районах она резко снижается до 1-2 см/тыс. лет [Левитан, 2015]. Мобилизация осадочного вещества в Чукотском море происходит в основном за счет физического выветривания, а также процессов в верхнем деятельном слое вечномерзлых пород [Белов, Огородников, 1976; Логвиненко, Огородников, 1980; Шуйский, Огородников, 1981; Павлидис и др., 1983; Кошелева, Яшин, 1999; и др.]. В сферу переноса вовлекается материал пестрого гранулометрического и петрографического состава (краткий обзор приводится у Ю.А. Павлидиса [1982]) почти без разложения минералов и диагенетических изменений. В бассейн седиментации выносятся также растворенные соединения, в частности железа и марганца. Ведущая роль в составе донных отложений принадлежит терригенным компонентам, преобладает механическая дифференциация вещества. При этом необходимо учитывать тесную связь седиментации с гидрологическим режимом, местным размывом пород морского дна и островной суши, подводным рельефом и неотектоническими колебаниями, которые искажают существующую циркумконтинентальную зональность. Бо́льшая часть шельфа (внешняя граница проводится по изобатам 80–100 м) представляет собой волнистую, местами практически плоскую равнину, незначительно наклоненную на север; присутствуют элементы субаэрального рельефа, в частности банки Центральной возвышенности — остаток горного хребта, когда-то продолжавшего хр. Брукса на Аляске [Особенности..., 1971; Добровольский, Залогин, 1982; Павлидис, 1982; и др.]. На юге и западе равнина расчленена погребенными под толщей осадков грабенрифтами [Шипилов и др., 1989]. Наиболее известной структурой является Чукотский грабен. Он протягивается от Восточной Чукотки через каньон (желоб) Геральд до как минимум бровки шельфа. Чукотский грабен отличается повышенной мощностью кайнозойских отложений и как часть грабен-рифтовой системы претерпел в неоген-четвертичное время активизацию. Несмотря на господство терригенной седиментации, в составе осадков наблюдается заметное количество хемогенных и биогенных компонентов. Эта черта, отличающая Чукотское море от других арктических морей, во многом объясняется притоком через Берингов пролив теплых высокопродуктивных, обогащенных биогенными элементами тихоокеанских вод. Исследователями не раз подчеркивалось, что беринговоморские воды, распространяясь почти на всю акваторию и даже за ее пределы в Арктический бассейн, играют существенную, если не решающую роль в формировании водных масс и осадков Чукотского моря [Лисицын, 1966; Коучмен и др., 1979]. Из пролива Лонга вдоль берегов Чукотки поступают холодные и плотные восточно-сибирские воды [Коучмен и др., 1979]. В южной части Чукотского моря в центре халистазы четко выделяется «мертвое пятно». На бровке шельфа и в Арктическом бассейне распространены воды атлантического происхождения — теплые, плотные (соленые), бедные кислородом. В сторону Чукотского моря мощность слоя атлантических вод быстро уменьшается; по каньону Геральд они проникают вплоть до Южно-Чукотской котловины. Основную часть года Чукотское море покрыто льдами, однако на фоне глобального потепления фиксируется значительное сокращение площади и мощности ледового покрова





1, 2 – станции отбора проб поверхностных донных осадков, переданные авторам для изучения: 1 – Университетом Тончжи, г. Шанхай, 2 – ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург; 3–7 – станции отбора проб поверхностных донных осадков, выполненные сотрудниками ТОИ ДВО РАН: 3 – НИС «Профессор Хромов», 2002 г., 4 – НИС «Профессор Хромов», 2004 г., 5 – ГИСУ «Север», 2006 г., 6 – НИС «Профессор Хромов», 2009 г., 7 – НИС «Профессор Хромов», 2012 г.; 8 – станции с образцами аутигенных новообразований, выполненные сотрудниками ТОИ ДВО РАН: зеленым цветом обозначены преимущественно дискоидальные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные железистые конкреции, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – техничи и фрагмент карбонатной породы, НИС «Профессор Хромов», 2009 г.; серым – преимущественно лепешковидные келезистые конкреции, 10 – район каньона Геральд.

(происходит наряду с изменением температурного режима мерзлоты, увеличением объема речного стока, ростом биологической продуктивности морских вод). Гидрохимическими исследованиями подтверждено, что на шельфе существуют участки распространения придонных вод с сезонным, а возможно, и круглогодичным дефицитом кислорода [Обзор..., 2008]. Это особенно важно, поскольку окислительно-восстановительные условия и скорость биогеохимических реакций во многом определяют характер осадконакопления, диагенеза, аутигенного минералообразования. На основной площади шельфа развит очень тонкий поверхностный слой (пленка) окисленных осадков серого, зеленовато-серого цвета с высокими концентрациями органического вещества (OB) и активно протекающими аэробными и анаэробными процессами; ниже по разрезу залегают восстановленные серые осадки [Леин и др., 2007]. Сульфатредукция в окисленном слое наблюдается на участках (в нишах) с примазками гидротроилита. Максимальное количество таких примазок и многочисленные железомарганцевые конкреции обнаружены в каньоне Геральд [Астахов и др., 2008, 2010в, 2013а; Батурин, Дубинчук, 2011; Колесник, Колесник, 2013, 2015]. Процессы образования метана и метаноокисления в некоторых районах также достаточно активны, особенно в Южно-Чукотской котловине [Леин и др., 2007; Саввичев и др., 2007; Matveeva et al., 2015]. Для каньона Геральд не исключена миграция к поверхности дна термогенного метана и поступление части биогенного метана с течениями из Южно-Чукотской котловины [Matveeva et al., 2015]. Вообще Чукотскому морю (юго-западная часть, каньон Геральд) свойственна ежегодная высокая степень деструкции OB на геохимическом барьере вода-дно; в глубь осадочной толщи интенсивность сульфатредукции уменьшается, а метаногенеза, напротив, растет [Леин и др., 2007; Саввичев и др., 2007]. В северной глубоководной части района исследования на поверхности дна появляются обычные для Арктического бассейна окисленные коричневато-бурые осадки с низким содержанием ОВ, обогащенные железом и марганцем. Подстилающий горизонт серых осадков, как и на основной площади шельфа, находится в восстановительных условиях. Что касается аутигенного минералообразования, то железомарганцевые конкреции характерны для окислительных обстановок, сульфидные минералы и карбонаты — для восстановительных [Логвиненко, Огородников, 1980; Леин, 2013].

Описанию вещественного, в первую очередь химического и гранулометрического, состава поверхностных донных осадков Чукотского моря посвящена серия публикаций [Белов, Огородников, 1976; Огородников, Русанов, 1978, 1984; Логвиненко, Огородников, 1980; Шуйский, Огородников, 1981; Павлидис, 1982; Полякова, 1982; Павлидис и др., 1983; Grebmeier et al., 1988, 1989, 2006; Naidu et al., 1993, 1997, 2000, 2004; Feder et al., 1994; Cooper et al., 1998; Кошелева, Яшин, 1999; Кошелева, 2002; Chen et al., 2003; Viscosi-Shirley et al., 2003; Леин и др., 2007; Астахов и др., 2008, 2009, 2010а,б,в, 2013а,б; Колесник и др., 2010; Обрезкова, 2012; Обрезкова и др., 2014; Astakhov et al., 2015; Matveeva et al., 2015]. Как наиболее показательные, геохимические данные неоднократно привлекались для типизации обстановок осадконакопления, в том числе с использованием кластерного анализа [Naidu et al., 1997; Астахов и др., 2008, 2013а]. При этом информационные базы, по которым проводился анализ, характеризовались относительно небольшим объемом данных и вместе с тем значительным потенциалом к его наращиванию — как за счет новых проб, так и за счет расширения перечня изучаемых параметров.

Главная цель настоящего исследования — систематизация и наглядное выражение однородной высококачественной числовой информации, накопленной к настоящему времени по химическому и гранулометрическому составу поверхностного слоя донных осадков Чукотского моря и прилегающих районов Северного Ледовитого океана, с детализацией обстановок современного осадконакопления и аутигенного минералообразования.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Основой для кластерного анализа послужил массив данных по 181 пробе поверхностного (первые 3 см) слоя донных осадков: к 73 пробам, которые были задействованы в предыдущем построении [Астахов и др., 2008, 2013а], добавлено 108 новых. Станции пробоотбора достаточно равномерно покрывают площадь Чукотского моря, захватывая прилегающие шельфовые (Восточно-Сибирское море, море Бофорта) и глубоководные (Канадская котловина, Чукотское плато, хр. Нортвинд) районы Северного Ледовитого океана (см. рис. 1). Массив данных включает более 4700 числовых значений. В основном это содержания химических элементов и биогенных компонентов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, C_{орг}, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, V, Y, Yb, Zn, Zr, La, Hg). Кроме того, приводятся сведения о гранулометрических фракциях (псаммитовая (Ps), алевритовая (А), пелитовая (Pl)), глубине пробоотбора, наличии в осадках аутигенных новообразований с их краткой минералого-геохимической характеристикой. Материалы являются оригинальными. Они получены и опубликованы авторами за последние 10 лет [Астахов и др., 2008, 2010a,6, в, 2013a,6; Колесник, Колесник, 2013, 2015; Колесник и др., 2014; Колесник, 2015; Astakhov et al., 2015].

Осадки представляют собой преимущественно терригенные пелит-алевритовые отложения, иногда с примесью песка и биогенного материала. Пески, алевриты и пелиты (глины) выделены по основной фракции — песчаной (0.10—0.01 мм), алевритовой (0.010—0.001 мм) и соответственно пелитовой (менее 0.001 мм), содержащейся в количестве не менее 75 %. К переходным разностям отнесены осадки, доля основной фракции в которых составляет 50—75 %, дополнительной — 25—50 %.

Фактический материал изучался комплексно, с привлечением не менее 10 методов анализа и обработки данных. Использовались стандартные, хорошо отлаженные методики, описанные ранее [Аста-

хов и др., 2008, 2010в, 2013а,б; Колесник, Колесник, 2013; Колесник и др., 2014]. Содержание кремния определено методом гравиметрии в ДВГИ ДВО РАН, ртути — методом атомно-абсорбционной спектрометрии на приборе PA-915+ с пиролитической приставкой РП-91С (ООО «Люмэкс», Россия) в ТОИ ДВО РАН. Анализ остальных элементов в основной массе проб выполнен в ДВГИ ДВО РАН с помощью атомно-эмиссионной и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборах iCAP 6500DUO (Thermo Electron Corporation, США) и Agilent 7500c (Agilent Technologies, США) соответственно. Гранулометрический состав определен в результате лазерного сканирования осадочных частиц на установке Analysette 22 ECONOMY (Fritsch, Германия), содержание общего органического углерода в большинстве проб — на приборе типа ТОС-V_{СРN} с приставкой SSM-5000A (Shimadzu, Япония). Эти виды работ выполнены в ТОИ ДВО РАН.

Кластерный анализ данных проведен *Q*-техникой. Для более наглядного разделения кластерных групп вместо ранее использовавшегося метода одиночной связи [Астахов и др., 2008, 2013а] применен метод полной связи, или наиболее удаленных соседей. Выбрана и другая мера связи — коэффициент корреляции Пирсона, определяющий сходство объектов в кластере по силе линейной связи.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

С помощью кластерного анализа сгруппированы данные по химическому и гранулометрическому составу осадков Чукотского моря и прилегающих районов Северного Ледовитого океана. Выделено 15 кластеров (рис. 2, 3; табл. 1).

Грубозернистые обломочные осадки без заметной примеси глинистого материала составляют кластеры 13–15. Характерная черта этих осадков — максимальное содержание кремния и в целом минимальные концентрации всех остальных элементов (см. табл. 1). Осадки, входящие в кластер 14, наиболее грубозернистые. Кластер 15 отличается повышенным содержанием меди, кластер 13 — пиковым для изученных проб содержанием кальция, магния, свинца и меди при повышенных концентрациях стронция. Выявленные геохимические особенности во многом объясняются минеральным составом осадков. Пески и крупные алевриты в Чукотском море в основном олигомиктовые полевошпатово-кварцевые (кварца, главного минерала кремния, более 80 %), реже полимиктовые аркозовые (полевых шпатов более 20 %) с остатками морских ежей, раковин пелеципод и панцирей диатомовых водорослей, в районе Центральной возвышенности — с остатками раковин планктонных фораминифер, в Беринговом проливе — со скоплениями раздробленной ракушки (ракушечника) [Логвиненко, Огородников, 1980; Кошелева, Яшин, 1999; Кошелева, 2002; Обрезкова и др., 2014].

К кластерам 1–5 отнесены типичные глинистые осадки (алевритопелитовые, пелитовые илы), занимающие смежную с Чукотским морем часть Арктического бассейна (материковый склон, Чукотское плато, Канадская котловина) (см. рис. 3). Осадки отличаются наименьшим по выборке содержанием кремния и наибольшим — алюминия, магния, железа, марганца, кальция и титана при повышенных концентрациях почти всех микроэлементов (см. табл. 1). Эти черты химического состава определяются преобладанием в осадках глинистых минералов (в основном гидрослюды, в подчиненном количестве смектиты, хлориты, каолинит), обогащенных алюминием, железом, магнием, калием, а также присутствием тонкодисперсных (окси)гидроксидов железа и марганца, характерных для глубоководных отложений [Логвиненко, Огородников, 1980; Кошелева, Яшин, 1999; Кошелева, 2002]. Повышенные по сравнению с шельфовыми осадками содержания кобальта, меди, ванадия, цинка, никеля, ртути и других микроэлементов объясняются сорбционной способностью (активностью) глинистых минералов и железомарганцевых (окси)гидроксидов. Разделение на этом фоне кластеров 1, 3 и 2, 4, 5 связано с более существенным содержанием магния и особенно кальция в осадках кластеров 1 и 3 (см. табл. 1). Они покрывают поверхность Чукотского плато и хр. Нортвинд (см. рис. 1, 3), где из-за ограниченного поступления терригенного материала в осадках увеличена доля биогенных карбонатов. Особо следует отметить две станции, входящие в «глубоководный» кластер 5 и при этом локализованные на внутреннем шельфе (см. рис. 3). Химический состав осадков, отобранных на этих станциях (см. табл. 1), не характерен для внутреннего шельфа и может рассматриваться как атипичный для него (получается, что осадки, отобранные на глубине до 55 м, содержат элементы в количествах, свойственных гораздо более глубоководным районам — 100-200 м). В географической зоне, выделенной в кластер 5 (на шельфе Аляски), распространены аутигенные новообразования [Калиненко, Павлидис, 1982; Астахов и др., 2010а, б, в; Колесник, Колесник, 2013, 2015; Колесник и др., 2014; Колесник, 2015]. Прежде всего, они представлены многочисленными железистыми плитками, или «черепками». Ранее этот морфотип был описан для моря Бофорта [Naidu et al., 1974]. Плитки характеризуются вогнуто-выпуклой формой с неправильными очертаниями и заметной вытянутостью, отсутствием каменного (галечникового) ядра. Они лежат выпуклой стороной вверх — либо в пленке жидкого наилка, либо немного приподнимаясь куполовидной частью над поверхностью осадка. Для верхней части плиток характерно обрастание мор-





1-15 - кластеры с указанием станций пробоотбора, описание см. в тексте.

	Кластер														
Парамотр	1	2	3	4	5*	6*	7	8*	9	10	11	12*	13	14	15
параметр		Число проб													
	3	6	7	6	5	2	27	38	2	1	40	24	1	3	16
Глубина пробоотбора (м) и гранулометрические фракции (%)															
H	2132	3675	852	1282	104	73	79	56	51	57	55	51	38	36	42
Ps	0.0	0.0	0.0	0.25	13.7	0.0	2.9	1.1	11.9	-	6.7	7.2	-	_	26.0
А	12.7	2.2	10.2	11.0	31.2	32.3	31.7	40.8	33.3	-	44.6	47.9	-	-	53.7
P1	87.3	97.8	89.8	88.8	53.5	67.7	64.2	56.6	54.8	-	46.0	40.0	-	-	14.6
Макроэлементы и биогенные компоненты, барий, стронций (%)															
Al	6.8	9.2	8.3	7.7	8.7	5.2	6.6	6.6	5.0	5.5	6.1	5.8	3.4	2.0	4.1
Ba	0.06	0.08	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.07	0.03	0.05	0.06
Ca	4.8	1.1	3.1	1.0	0.7	1.5	1.1	1.3	1.0	3.8	1.3	1.2	10.1	0.5	1.1
Fe	4.6	5.4	5.1	5.8	5.2	9.2	4.4	4.0	6.1	3.2	3.6	3.2	1.7	0.9	2.1
Mg	2.2	1.8	1.9	1.7	1.5	1.6	1.6	1.5	1.1	1.3	1.3	1.2	2.8	0.3	0.7
Mn	0.52	0.25	0.70	1.11	0.11	0.24	0.08	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02
Si	23.3	24.4	24.0	25.0	29.0	27.7	27.3	29.0	32.1	28.1	30.3	31.5	26.7	41.8	36.6
Sr	0.22	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02
Ti	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.4	0.2	0.1	0.2
С _{орг}	0.4	0.9	0.6	0.8	1.4	1.0	2.2	1.9	0.9	0.7	1.4	1.2	0.2	0.2	0.8
Микроэлементы (г/т)															
Со	77.4	39.8	73.7	64.8	19.8	21.2	14.3	15.9	11.3	15.1	13.0	12.2	7.6	3.3	8.6
Cr	70.4	102.4	85.7	88.7	85.7	68.3	85.8	83.1	62.6	54.9	74.1	67.1	39.6	23.8	42.7
Cu	48.8	46.0	76.9	47.5	54.8	20.5	48.5	57.4	111.3	18.6	54.6	58.0	172.2	2.3	91.3
La	32.9	43.3	33.5	33.8	23.6	29.0	21.2	23.2	20.6	25.3	23.4	23.4	15.7	14.2	19.7
Ni	79.1	68.6	82.1	85.9	42.8	26.1	33.1	33.8	24.0	35.2	30.1	27.9	15.7	8.7	27.8
Pb	11.9	11.0	17.8	11.0	18.6	15.4	14.8	13.0	13.7	8.6	12.2	11.3	102.4	4.0	8.1
V	131.7	175.8	171.3	160.4	158.6	118.1	152.0	131.9	109.0	99.1	115.7	104.5	54.4	30.5	62.6
Y	25.8	30.1	24.6	26.2	18.6	25.2	16.8	17.3	14.6	18.3	17.8	17.1	11.6	8.7	13.3
Yb	2.8	3.5	2.9	3.0	2.3	3.0	2.1	2.1	1.7	2.1	2.1	2.0	1.5	0.8	2.2
Zn	106.3	134.4	128.4	147.8	126.7	104.7	308.0	103.8	77.2	78.1	94.9	84.1	41.9	21.7	50.5
Zr	104.8	123.5	102.8	103.6	78.3	108.2	77.2	75.9	62.9	82.0	75.9	73.2	33.8	37.1	52.6
Ультрамикроэлементы (мг/т)															
Hg	57.0	54.0	69.0	76.0	28.0	36.0	41.0	37.0	33.0	29.0	33.0	30.0	20.0	9.0	26.0

Таблица 1. Усредненные *Q*-кластерные показатели содержания химических элементов, общего органического углерода, гранулометрических фракций и глубины пробоотбора поверхностных донных осадков Чукотского моря и прилегающих районов Северного Ледовитого океана

Примечание. *H* – глубина моря в точке пробоотбора, Ps, A, Pl – псаммитовая, алевритовая и пелитовая фракции соответственно, С_{орг} – общий органический углерод. Полужирным шрифтом выделены «аномальные» кластеры (см. текст), курсивом – усредненное содержание цинка, резко завышенное за счет присутствия в выборке единичного экстремального значения 5251 г/т. Геохимические параметры в подразделах расположены в алфавитном порядке. Прочерк – нет данных.

*Отмечены кластеры, в которых осадки иногда вмещают железистые (железомарганцевые) конкреции.

скими организмами. Нижняя вогнутая сторона, обращенная к осадку, темнее верхней и без биологических поселений. Края плиток осложнены бугристыми выростами, уходящими во вмещающий грунт. Аутигенные минералы, образующие рудную часть плиток, представлены главным образом колломорфными высокогидратированными железомарганцевыми оксидами [Калиненко, Павлидис, 1982]. При изучении кристаллических форм установлено присутствие минерала изоморфного ряда штренгит—варисцит (водные фосфаты железа); единичные зерна этого минерала обнаружены также в поверхностных осадках Южно-Чукотской котловины [Колесник, Колесник, 2013, 2015; Колесник, 2015]. Вообще в морских и пресноводных бассейнах хорошо известен вивианит — водный фосфат железа, представляющий собой конечный продукт анаэробного микробиального процесса восстановления трехвалентного железа. На микроуровне в железистых плитках аляскинского шельфа выявлены участки разнообразной фор-



Рис. 3. Распределение поверхностных донных осадков различного гранулометрического и химического состава в Чукотском море и прилегающих районах Северного Ледовитого океана с обозначением станций пробоотбора, попавших в выборку.

1–15 – кластеры, описание см. в тексте.

мы и химического состава — железисто-алюмосиликатного, железофосфатного, марганцево-железокремнистого, марганцево-кремнистого, марганцево-гидроксидного и более сложного [Колесник, Колесник, 2013, 2015]. Концентрация железа — 12.4 %, марганца — 4.5 %, фосфора — 0.1 % [Колесник, Колесник, 2013, 2015]. Суммарное содержание тонкодисперсной терригенной примеси около 34—35 % при безусловном доминировании кремния и алюминия. Содержание микроэлементов не превышает сотых долей процента. Макроскопические, минералогические и геохимические характеристики указывают на свободный рост плиток в тонких полужидких глинистых илах за счет диагенетических реакций на барьере вода—осадок. Более редкий тип аутигенной минерализации — карбонатный. В северо-восточной части Чукотского моря, на бровке шельфа, поднят крупный образец, состоящий из однородных агрегатов первичного комковатого осадка и плотного магнезиально-кальцитового цемента [Астахов и др., 2010а; Колесник и др., 2014]. Образец испещрен кавернами, которые сообщаются между собой и выходят на поверхность. В основной массе отмечаются арагонитовые псевдоморфозы по раковинам двустворчатых моллюсков, под микроскопом заметны многочисленные фрамбоиды пирита. Химический состав образца в целом отвечает его минеральному составу. Чрезвычайно легкий изотопный состав углерода (δ^{13} C до –63.6 ‰, V-PDB) указывает на то, что карбонат образовался при микробиальном окислении метана, мигрировавшего к поверхности дна из осадочной толщи [Колесник и др., 2014]. Основным источником кислорода при этом был бикарбонат морских и/или иловых вод. Фрамбоидальный пирит — продукт биогеохимического процесса восстановления сульфатов (сульфат-ионы морских и/ или иловых вод) до сульфидов. Похожие аутигенные карбонаты описаны для других районов Мирового океана, включая арктические [Леин, 2004, 2013; и др.].

К кластеру 6 отнесены специфические глинистые осадки с максимальным (более 9 %) содержанием железа (см. табл. 1). Кластер представлен всего двумя пробами пелит-алевритовых осадков с днища каньонов Геральд и Барроу (см. рис. 3). Вероятно, такое обогащение железом — результат окислительно-восстановительных (диагенетических) процессов, особенно динамично протекающих в каньоне Геральд, где смешиваются воды с разными гидрохимическими показателями (атлантические, поднимающиеся по материковому склону, и чукотские, сформированные главным образом тихоокеанскими волными массами), осалки содержат достаточное количество ОВ и, кроме того, предполагается флюидодинамическая активность [Астахов и др., 2008, 2013а,6]. Ранее на тех же станциях были подняты железистые (железомарганцевые) конкреции округлой, овальной, слабоуплощенной формы, сложенные колломорфным, слабораскристаллизованным (гематит, верналит, асболан) материалом, состоящим из комковатых агрегатов глобулярной и неправильной формы [Астахов и др., 2010в; Батурин, Дубинчук, 2011]. Показателен рост концентраций химических элементов (Fe, P, As, Ga, Sr, Te, V, Zn) от верхней части конкреций к нижней [Батурин, Дубинчук, 2011]. Высокое содержание железа в поверхностных осадках может быть также обусловлено (отчасти) размывом более древних донных отложений и/или разрушением на бортах каньона коренных пород, содержащих минералы железа (прежде всего, титаномагнетит, ильменит), с последующим осаждением рудных частиц на днище каньона. Проба из каньона Геральд географически попадает в амфибол-эпидот-пироксеновую терригенно-минералогическую провинцию с черными рудными минералами, гранатом, цирконом, сфеном, выделенную по акцессорным минералам для отложений верхнего литостратиграфического комплекса Чукотского моря [Кошелева, Яшин, 1999, с. 184, рис. 2.89]. Провинция предположительно образована «как терригенным материалом пермско-мезозойских пород, развитых на островах Врангеля и Геральд и северо-восточнее их, так и материалом рыхлых неогеновых толщ» [Кошелева, Яшин, 1999, с. 183]. По всей видимости, обнаружение в железомарганцевых конкрециях каньона Геральд микроразмерных зерен самородного золота Батурин, Дубинчук, 2011] тоже объясняется эрозией морского дна: зерна поступали из вмещающих отложений в процессе цементации частиц осадка новообразованным веществом. В каньоне, таким образом, оказываются пространственно совмещены коренной источник и структурная ловушка. На примере многочисленных россыпных районов установлено, что самыми перспективными для россыпеобразования являются зоны перехода от положительных морфоструктур к отрицательным и морфоструктуры с прерывисто-дифференцированными тектоническими движениями умеренной амплитуды [Лихт, 1979, 1984; Валпетер и др., 1984; Геология..., 2002, 2004; и др.]. Для Чукотского моря отмечены «весьма надежные предпосылки эндогенной золотоносности и благоприятные условия для формирования генетически разнотипных и разновозрастных россыпей золота, располагающихся на различных уровнях в осадочном чехле шельфа на подводных склонах поднятий» [Флеров и др., 2011, с. 166].

Кластеры 7–12 объединяют пробы осадков, занимающих промежуточное положение между типичными обломочными и типичными глинистыми (см. рис. 3). Территориально эти осадки распространены по всему шельфу, за исключением некоторых прибрежных его частей и районов с наиболее активным гидродинамическим режимом. Осадки с повышенным количеством биогенных кремнистых остатков (в большинстве случаев обломки панцирей диатомовых водорослей) и, соответственно, аморфного кремнезема (содержание может превышать 12 % — максимум для всего Северного Ледовитого океана), а также общего органического углерода, хлорина (совокупность продуктов трансформации хлорофилла а) и других биогенных компонентов составляют основу кластеров 7 и 8; пробы кластера 7 образуют достаточно компактное поле в Южно-Чукотской котловине и каньоне Геральд (см. рис. 3; табл. 1) [Огородников, Русанов, 1978; Полякова, 1982; Кошелева, Яшин, 1999; Астахов и др., 2009; Колесник и др., 2010; Обрезкова, 2012; Астахов и др., 2013а, б; Обрезкова и др., 2014; Astakhov et al., 2015]. С одной стороны, зона максимального кремненакопления, как и биогенной седиментации в целом, согласуется с ареалом распространения высокопродуктивных беринговоморских вод, с другой — отвечает понижениям морского дна, заполненным средне- и мелкозернистым осадком. На двух станциях кластера 8 и одной станции кластера 12 в пределах каньона Геральд обнаружены железистые (железомарганцевые) конкреции разных типов (см. рис. 1, 3) [Колесник, Колесник, 2013, 2015]. Последние упоминались при описании конкреционного поля Колючинской губы — одного из крупнейших заливов Чукотского моря на северном побережье Чукотского полуострова [Калиненко, Павлидис, 1982]. У всех конкреций хорошо различимы верхняя и нижняя стороны; различие прослеживается по поверхности рудного пояска вокруг галечникового ядра. Верхняя сторона относительно гладкая, вогнутая, буро-охристая, со следами жизнедеятельности морских организмов. В области ядра она затянута тонкой рудной корочкой. Нижняя часть неровная, бугристая, выпуклая до куполовидной, темно-бурого цвета, без биологического обрастания. Минеральный состав в целом подобен составу железистых плиток из районов распространения осадков кластера 5, но на микроуровне вместо рудного вещества железистоалюмосиликатного состава иногда преобладает железофосфатное [Колесник, Колесник, 2013, 2015]. По сравнению с плитками в конкрециях кластеров 8, 12 отмечается повышенное содержание железа (до 18.9 %) и фосфора (до 3.0 %) при «нестабильном» марганце (0.3—7.6 %) [Колесник, Колесник, 2013, 2015]. Терригенная примесь значительно грубее, чем в плитках, и поэтому лучше отделяется от рудного вещества. Общее содержание терригенной примеси колеблется между 20 и 30 %. При этом явно преобладает кремний, роль алюминия менее выражена; в образце из южной части каньона Геральд отмечено повышенное (4.7 %) содержание кальция (см. рис. 1). Концентрации микроэлементов стабильно низкие — на уровне сотых долей процента и менее. Исключение составляют барий и стронций. Их содержание в целом на порядок выше. Морфологические особенности и минералого-геохимические характеристики конкреций кластеров 8, 12 свидетельствуют о диагенетическом механизме прироста рудного вещества. Особенно активно процесс идет в горизонтальной плоскости — на границе осадка и придонного слоя воды (граница совпадает с положением рудного кольца). Мобильность химических элементов и биогенных компонентов оценена на примере каньона Геральд [Колесник, Колесник, 2013; Колесник, 2015]. За основу взят коэффициент концентрации — содержание элемента/компонента в конкрециях относительно вмещающего осадка (табл. 2). Интенсивнее всего накапливается марганец. Далее в порядке убывания следуют кобальт, стронций, железо, свинец, ртуть. Значительно слабее способность к кон-

Таблица 2.	Поведение химических элементов и общего
органическог	о углерода (Сорг) в процессе образования железо-
марганцевы	х конкреций каньона Геральд, Чукотское море

TC 11								
Коэффициент концентрации относительно осадка								
обр. 1,	обр. 3,	обр. 5,						
дискоидальная конкрешия	лепешковидная конкрешия	дискоидальная конкрешия						
конкреция	конкреция	конкреция						
266.2	230.7	6.8						
17.3	17.3	1.4						
8.3	10.5	1.9						
7.3	4.3	4.0						
6.3	10.3	0.6						
5.9	3.5	2.1						
4.5	3.5	0.8						
3.5	2.8	1.3						
3.4	4.9	1.0						
2.8	4.3	2.4						
2.8	3.8	0.7						
2.2	1.5	0.9						
1.9	1.2	1.2						
1.9	3.0	1.0						
1.3	1.7	1.8						
0.9	0.9	0.7						
0.9	0.9	0.7						
0.9	0.9	0.6						
0.8	0.4	0.4						
0.5	0.4	0.7						
0.4	0.5	0.4						
0.3	0.3	0.2						
	Коэффициент н обр. 1, дискоидальная конкреция 266.2 17.3 8.3 7.3 6.3 5.9 4.5 3.5 3.4 2.8 2.2 1.9 1.9 1.9 1.9 1.3 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.8 0.5 0.4 0.3	Коэффициент концентрации относи обр. 1, лискоидальная конкреция обр. 3, лепешковидная конкреция 266.2 230.7 17.3 17.3 8.3 10.5 7.3 4.3 6.3 10.3 5.9 3.5 4.5 3.5 3.4 4.9 2.8 4.3 2.8 3.8 2.2 1.5 1.9 1.2 1.9 3.0 1.3 1.7 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.4 0.5 0.3 0.3						

Примечание. Элементы/компоненты расположены в порядке уменьшения отношения их содержания в конкрециях и во вмещающем конкреции осадке (коэффициент концентрации).

центрации выражена у ванадия, никеля, иттрия, кальция, иттербия, цинка, меди, лантана, бария. Содержание хрома, циркония, магния в конкрециях остается практически на том же уровне, что и в осадке. Разбавление в процессе конкрециеобразования испытывают общий органический углерод, кремний, алюминий и в особенности титан. Эти результаты не противоречат опубликованным [Калиненко, Павлидис, 1982; Батурин, Дубинчук, 2011] и дополняют их. Ряды подвижности элементов во многом сходны с полученными для железомарганцевых конкреций морей Восточно-Сибирского и Бофорта [Naidu, 1974; Батурин, Дубинчук, 20111.

В кластер 9 включен материал, отобранный на двух удаленных двух от друга станциях (см. рис. 3). Одна находится в западной части моря на юго-западном мелководье о. Врангеля, другая — в восточном секторе Чукотского моря у м. Хоп (Аляска). Химический состав осадков кластера 9 отличается повышенными относительно средних для Чукотского моря концентрациями железа (около 6 %), фосфора (0.1-0.4 %), бария (до 800 г/т), меди (95 г/т и более) (см. табл. 1). По всей видимости, основными минеральными носителями элементов являются ильменит и титаномагнетит (Fe), апатит и монацит (Р), барит (Ва), самородная медь, халькопирит и некоторые другие вторичные минералы меди (Cu), поступившие в бассейн седиментации с продуктами размыва пород прибрежной континентальной и островной суши. Изученные пробы входят в две терригенно-минералогические провинции, выделенные по акцессорным минералам [Кошелева, Яшин, 1999, с. 184, рис. 2.89]. Первая провинция — эпидот-чернорудная с турмалином, гранатом, цирконом на материковом мелководье Восточно-Сибирского моря и у о. Врангеля: «формирование осадков происходило при активном участии четвертичных отложений, слагающих берега и являющихся, по существу, перемытыми и переотложенными продуктами размыва палеозойских-мезозойских карбонатнотерригенных пород, развитых на материке и на мелководье, а также материала самих пород» [Кошелева, Яшин, 1999, с. 164]. На о. Врангеля широко развито полиметаллическое (халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, бурнонит, пирит, малахит, азурит, борнит) и золотое (сопутствующие золоту минералы: пирит, галенит, сфалерит, барит, саморолные свинец и мель) оруденение, иногда с мелкими рудопроявлениями сульфидов (пирит, халькопирит) в сопровождении гематита, магнетита [Геология..., 2004]. Оруденение связано с жильным комплексом кварцевого и карбонатно-кварцевого состава, хорошо выраженным в полях карбонатно-терригенных отложений, слабее — в протерозойских метаморфических образованиях. В современном аллювии ряда рек и ручьев острова обнаружены потоки рассеяния, предполагаются мелкие и средние россыпи на подводном береговом склоне и в лагунах [Геология..., 2004]. Вторая терригенно-минералогическая провинция — эпидот-чернорудная с амфиболами, пироксенами, гранатом, оконтуривающая п-ов Аляска. «Лицо этой провинции определяют, возможно, верхнепротерозойские—нижне-среднепалеозойские карбонатно-терригенные породы с гранитами фанерозоя и четвертичными базальтами берегов Аляски» [Кошелева, Яшин, 1999, с. 183]. Следует отметить, что горные породы с рассеянными в них рудными минералами, в частности минералами со средним и невысоким удельным весом, но повышенной твердости и устойчивости, могут служить источниками весьма перспективных россыпей [Сидоренко, 1972]. Для основных пород характерны такие акцессорные минералы, как титаномагнетит, апатит, ильменит, иногда сульфиды железа, никеля, меди, для кислых — апатит, циркон, сфен, магнетит, гематит, иногда монацит [Бетехтин, 2007].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистически обработанными геохимическими и гранулометрическими данными с привлечением дополнительных сведений подтверждается, что в Чукотском море и прилегающих районах Северного Ледовитого океана господствует терригенное осадконакопление, а разделение на кластеры определяется преимущественно механической дифференциацией обломочного материала. С геохимической стороны более полно раскрыта установленная ранее закономерность уменьшения концентрации кремния и «истончения» осадка в сторону открытого моря с сокращением доли кварца и полевых шпатов в пользу глинистых минералов и общим нарастанием количества алюминия, магния, железа и особенно марганца, а также группы микроэлементов. В центральной части Чукотского моря на указанную закономерность накладывается другая, связанная с рельефом дна. Она заключается в повышении содержаний кремния и уменьшении доли прочих элементов в осадках подводных возвышенностей с обратной картиной распределения во впадинах. По содержанию общего органического углерода и других биогенных компонентов очерчивается зона биогенно-терригенной седиментации с ядром в Южно-Чукотской котловине и каньоне Геральд. Хемогенное и биохимическое осадконакопление наблюдается в районах со специфическим гидрохимическим режимом — в том же каньоне Геральд, на внешнем шельфе, в примыкающей части Арктического бассейна. Оно реализуется в осаждении железа, марганца, обогащении осадков ванадием, никелем, хромом, кобальтом, другими химическими элементами (слабожелезистые, слабомарганцовистые хемогенно-терригенные глинистые илы) и находит продолжение в постседиментационной трансформации донных отложений с образованием конкреций. Кроме марганца, железомарганцевые конкреции активнее всего аккумулируют кобальт, стронций, железо, свинец, ртуть.

Авторы признательны коллегам за предоставление части проб донных осадков и содействие в полевых и аналитических работах, а также рецензентам за рекомендации по улучшению рукописи.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10109).

ЛИТЕРАТУРА

Астахов А.С., Ван Р., Гао А., Иванов М.В. Литохимические признаки современной геологической активности Чукотского моря // ДАН, 2008, т. 422, № 5, с. 683—687.

Астахов А.С., Ван Р., Иванов М.В. Геохимия осадконакопления в Чукотском море и примыкающем секторе Арктического бассейна: химическая типизация, роль биоседиментации, влияние эндогенной активности // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. Т. 1. М., ГЕОС, 2009, с. 28—32.

Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н., Коршунов Д.А., Крэйн К., Логвина Е.А. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология, 2010а, т. 29, № 6, с. 110—116. Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений северо-востока Азии) // ДАН, 2010б, т. 30, № 2, с. 212—217.

Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В., Иванов М.В., Колесник А.Н. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия, 2010в, № 12, с. 1289—1301.

Астахов А.С., Ван Р., Крэйн К., Иванов М.В., Гао А. Литохимическая типизация обстановок полярного осадконакопления (Чукотское море) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия, 2013а, № 4, с. 303—325.

Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика, 20136, т. 54 (9), с. 1348— 1365.

Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Сибирского морей // ДАН, 2011, т. 440, № 1, с. 93—99.

Белов Н.А., Огородников В.И. Особенности современного осадкообразования и некоторые вопросы геохимии донных осадков шельфа Чукотского моря // Вестник ЛГУ. Сер. Геология, география, 1976, т. 24, № 4, с. 52—61.

Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие. М., КДУ, 2007, 721 с.

Валпетер А.П., Гольдфарб Ю.И., Лихт Ф.Р. Карты россыпной металлоносности шельфа окраинных морей Востока СССР // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984, с. 4—48.

Геология и полезные ископаемые шельфов России / Ред. М.Н. Алексеев. М., ГЕОС, 2002, 422 с.

Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Под ред. И.С. Иванова, В.Л., Погребицкого, Ю.Е. Грамберга. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1982, 192 с.

Иванова А.М., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. СПб., ВНИИОкеангеология, 2005, 167 с.

Калиненко В.В., Павлидис Ю.А. Железистые конкреции Чукотского моря // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М., Наука, 1982, с. 115—129.

Колесник А.Н. Геохимические особенности современного осадконакопления в Чукотском море. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Владивосток, ТОИ ДВО РАН, 2015, 16 с.

Колесник А.Н., Босин А.А., Марьяш А.А. Условия накопления органического вещества в донных осадках шельфа Чукотского моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М., ГЕОС, 2010, вып. 2, с. 138—146.

Колесник О.Н., Колесник А.Н. Особенности химического и минерального состава железо-марганцевых конкреций Чукотского моря // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (7), с. 853—866.

Колесник О.Н., Колесник А.Н. Редкие земли и иттрий в железомарганцевых конкрециях Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые, 2015, № 3, с. 203—214.

Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г. О находке аутигенного метанопроизводного карбоната в Чукотском море // ДАН, 2014, т. 458, № 3, с. 330—332.

Коучмен Л.К., Огорд К., Трипп Р.Б. Берингов пролив. Л., Гидрометеоиздат, 1979, 199 с.

Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоцен-голоценовых отложений арктических морей России // Литология и полезные ископаемые, 2002, № 2, с. 160—171.

Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, 286 с.

Левитан М.А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // Океанология, 2015, т. 55, № 3, с. 470—479.

Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые, 2004, № 1, с. 3—35.

Леин А.Ю. Биогеохимические процессы раннего диагенеза в современных отложениях морей Российской Арктики // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Т. 2. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2013, с. 163—165.

Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И., Павлова Г.А., Беляев Н.А., Крейн К., Пименов Н.В., Иванов М.В. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезные ископаемые, 2007, № 3, с. 247—266.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., Наука, 1966, 155 с.

Лихт Ф.Р. Геолого-геоморфологические и климатические факторы образования россыпей на шельфе // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 36—42.

Лихт Ф.Р. Россыпеобразующие формации побережья и шельфа морей Востока СССР // Проблемы морских минеральных ресурсов. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984, с. 48—64.

Логвиненко Н.В., Огородников В.И. Современные донные осадки шельфа Чукотского моря // Океанология, 1980, т. 20, № 4, с. 681—687.

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане — 2007 год / Ред. И.Е. Фролов. СПб., ААНИИ, 2008, 80 с.

Обрезкова М.С. Диатомеи в поверхностных осадках Чукотского моря // Вестник ДВО РАН, 2012, № 6, с. 42—50.

Обрезкова М.С., Колесник А.Н., Семилетов И.П. Распределение диатомей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики России // Биология моря, 2014, т. 40, № 6, с. 473—480.

Огородников В.И., Русанов В.П. Условия накопления и распределение аморфного кремнезема в донных осадках Чукотского моря // Океанология, 1978, т. 18, № 6, с. 1049—1052.

Огородников В.И., Русанов В.П. Органическое вещество в донных осадках шельфа Чукотского моря // Труды ААНИИ, 1984, т. 368, с. 53—57.

Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР / Ред. П.А. Каплин. М., Наука, 1971, 183 с.

Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М., Наука, 1982, с. 47—76.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Медведев В.С. Лавинная седиментация в Чукотском море // Литология и полезные ископаемые, 1983, № 6, с. 70—78.

Полякова Е.И. Диатомеи сублиторали и лагун Чукотского и Восточно-Сибирского морей // Океанология, 1982, т. 22, № 5, с. 809—812.

Саввичев А.С., Русанов И.И., Пименов Н.В., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф., Русанов И.И., Леин А.Ю., Иванов М.В. Микробные процессы циклов углерода и серы в Чукотском море // Микробиология, 2007, т. 76, № 5, с. 682—693.

Сидоренко А.В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии (доклад на Пленуме Комиссии по осадочным породам) // Литология и полезные ископаемые, 1972, № 6, с. 3—13.

Флеров И.Б., Дундо О.П., Гусев Е.А., Сухорослов В.Л. Геологические предпосылки богатых россыпей золота на шельфе Чукотского моря // Руды и металлы, 2011, № 3–4, с. 165—166.

Шипилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным // Геотектоника, 1989, № 5, с. 99—109.

Шуйский Ю.Д., Огородников В.И. Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые, 1981, № 2, с. 11—25.

Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: application for bioproductivity and paleoceanography // Oceanography, 2015, v. 28, $N \ge 3$, p. 190—201.

Chen Z., Gao A., Liu Y., Sun H., Shi X., Yang Z. REE geochemistry of surface sediments in the Chukchi Sea // Sci. China, 2003, Series D, v. 46, № 6, p. 603—611.

Cooper L.W., Larsen I.L., Beasley T.M., Dolvin S.S., Grebmeier J.M., Kelley J.M., Scott M., Johnson-Pyrtle A. The distribution of radiocesium and plutonium in sea ice-entrained arctic sediments in relation to potential sources and sinks // J. Environ. Radioact., 1998, v. 39, № 3, p. 279–303.

Feder H.M., Naidu A.S., Jewett S.C., Hameedi J.M., Johnson W.R., Whitledge T.E. The northeastern Chukchi Sea: benthos-environmental interactions // Mar. Ecol. Prog. Ser., 1994, v. 111, p. 171–190.

Grebmeier J.M., McRoy C.P., Feder H.M. Pelagic-benthic coupling on the shelf of the northern Bering and Chukchi Seas. I. Food supply source and benthic biomass // Mar. Ecol. Prog. Ser., 1988, v. 48, p. 57–67.

Grebmeier J.M., Feder H.M., McRoy C.P. Pelagic-benthic coupling on the shelf of the northern Bering and Chukchi Seas. II. Benthic community structure // Mar. Ecol. Prog. Ser., 1989, v. 51, p. 253–268.

Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M., Sirenko B.I. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // Prog. Oceanogr., 2006, v. 71, № 2–4, p. 331–361.

Matveeva T., Savvichev A., Semenova A., Logvina E., Kolesnik A., Bosin A. Source, origin, and spatial distribution of shallow sediment methane in the Chukchi Sea // Oceanography, 2015, v. 28, № 3, p. 202–217.

Naidu A.S. Sedimentation in the Beaufort Sea: A synthesis // Marine geology and oceanography of the Arctic Seas / Ed. Y. Herman. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1974, p. 173—190.

Naidu A.S., Scalan R.S., Feder H.M., Goering J.J., Hameedi M.J., Parker P.L., Behrens E.W., Caughey M.E., Jewett S.C. Stable organic carbon isotopes in sediments of the north Bering-south Chukchi seas, Alaskan-Soviet Arctic Shelf // Cont. Shelf Res., 1993, v. 13, № 5–6, p. 669–691.

Naidu A.S., Blanchard A., Kelley J.J., Goering J.J., Hameedi M.J., Baskaran M. Heavy metals in Chukchi Sea sediments as compared to selected circum-arctic shelves // Mar. Pollut. Bull., 1997, v. 35, № 7–12, p. 260–269.

Naidu A.S., Cooper L.W., Finney B.P., Macdonald R.W., Alexander C., Semiletov I.P. Organic carbon isotope ratios (δ^{13} C) of Arctic Amerasian Continental shelf sediments // Int. J. Earth Sci., 2000, v. 89, No 3, p. 522—532.

Naidu A.S., Cooper L.W., Grebmeier J.M., Whitledge T.E., Hameedi M.J. The continental margin of the North Bering-Chukchi Sea: Concentration, sources, fluxes, accumulation and burial rates of organic carbon // The organic cycle in the Arctic Ocean / Eds. R. Stein, R.W. Macdonald. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 2004, p. 193—204.

Viscosi-Shirley C., Pisias N., Mammone K. Sediment source strength, transport pathways and accumulation patterns on the Siberian-Arctic's Chukchi and Laptev shelves // Cont. Shelf Res., 2003, v. 23, № 11–13, p. 1201—1225.

Рекомендована к печати 30 марта 2017 г. Н.В. Сенниковым Поступила в редакцию 12 октября 2016 г.