

12. *Черняховский М. Е.* Морфо-функциональные особенности жизненных форм саранчовых // Учен. записки МГПИ им. В. И. Ленина. 1970. № 394. С 47–63.
 13. *Heatwole H.* The concept of the econe, a fundamental ecological unit // Trop. Ecol. 1989. Vol. 30. № 1. P. 13–19.

REFERENCES

1. *Aleev Ju. G.* Ekomorfologija. Kiev: Naukova dumka, 1986. 424 s.
2. *Bej-Bienko G. Ja.* Prjamokrylye — Orthoptera i kozhistokrylye — Dermaptera // Zhivotnyj mir SSSR. T. 2. Zona pustyn'. M.; L.: Izd-vo AN SSSR, 1948. S. 270–291.
3. *Bej-Bienko G. Ja.* Prjamokrylye — Orthoptera, kozhistokrylye — Dermaptera // Zhivotnyj mir SSSR. T. 3. Zona stepej. M.; L.: Izd-vo AN SSSR, 1950. S. 379–424.
4. *Bej-Bienko G. Ja., Miwenko L. L.* Saranchovye fauny SSSR i sopredel'nyh stran. T. 1. M.; L.: Izd-vo AN SSSR, 1951. 378 s.
5. *Odum Ju.* Ekologija. T. 2. M.: Mir, 1986. 376 s.
6. *Popov G. A.* O smene sostava zhiznennyh form prjamokrylyh pri osvoenii celinnoj stepi // Zawita zernovyh kul'tur ot vrednyh nasekomyh v rajonah osvoenija celinnoj stepi // Trydu Vsesojuzn. Entomol. ob-va. T. 50. M.; L.: Nauka, 1965. S. 121–128.
7. *Pravdin F. N.* JEkologicheskaja geografija nasekomyh Srednej Azii. Ortopteroidy. M.: Nauka, 1978. 272 s.
8. *Stebaev I. V.* Zhiznennye formy i polovoj dimorfizm saranchovyh Tuvy i Jugo-Zapadnogo Altaja // Zool. zhurn. 1970. T. 49. № 3. S. 325–338.
9. *Stebaev I. V.* Morfoadaptogenez saranchovyh i sistema ih zhiznennyh form // Zhurn. obshch. biol. 1987. T. 48. № 3. S. 626–639.
10. *Stebaev I. V., Omel'chenko L. V.* Obshchie osobennosti morfoadaptacionnyh tipov, ili zhiznennyh form, saranchovyh Juzhnoj Sibiri i sopredel'nyh territorij // Voprosy jekologii. Povedenie i ekologija nasekomyh, svjazannyh s agrobiogeocenozi. Novosibirsk: Izd-vo NGU, 1981. S. 13–39.
11. *Tarbinskij S. P.* Prygajushchie prjamokrylye nasekomye Azerbajdzhanskoj SSR. M.; L.: Izd-vo AN SSSR, 1940. 246 S.
12. *Chernjahovskij M. E.* Morfo-funkcional'nye osobennosti zhiznennyh form saranchovyh // Uchen. zap. MGPI im. V. I. Lenina. 1970. № 394. S 47–63.
13. *Heatwole H.* The concept of the econe, a fundamental ecological unit // Trop. Ecol. 1989. Vol. 30. № 1. P. 13–19.

Е. А. Зыков

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АКВАТОРИИ ЧУКОТСКО-АЛЯСКИНСКОГО РЕГИОНА

Район исследований охватывает слабо изученные акватории Чукотского моря и прилегающего сектора Северного Ледовитого океана, с целью оценки состояния природной среды региона. Исследование включает геологический пробоотбор, анализ геологического строения региона, выявления структурно-текстурных и минералого-геохимических особенностей донных осадков, а также географической и геоэкологической составляющих.

Ключевые слова: Чукотка, геохимия, геоэкология.

Е. Зыков

ECOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BOTTOM SEDIMENTS IN THE CHUKOTKA-ALASKA REGION

The region in question covers areas of the Chukchi Sea and the adjacent segment of the Arctic Ocean which have been little explored. The study was carried out to assess the environmental status of the region. Geological sampling and geologic structure analysis were used to

identify structural, textural, mineralogical and geochemical characteristics of the sediments. The article includes an analysis of geographic and geo-environmental factors for the region.

Keywords: Chukotka, geochemistry, geocology.

Россия обладает крупнейшим в мире шельфом, большая часть которого приходится на арктическую зону. Наименее изученной являются акватории Чукотского моря и прилегающего сектора Северного Ледовитого океана вблизи границы раздела морских акваторий России и США. За последние десятилетия в этом районе отмечены максимальные для Арктики темпы изменения природной среды [1; 3]. Основными из них являются: быстрое таяние льдов вследствие аэрозольного переноса, усиление водо- и теплообмена через Берингов пролив, подъем относительно теплых промежуточных атлантических вод, проникающих в Восточную Арктику вдоль материкового склона Евразии. Некоторые авторы указывают на активизацию геологических процессов в этой зоне, основываясь на существовании в Чукотском море грабен-рифтовой системы субмеридиональных и субширотных рифтогенных структур, сформированной в мезозое и активизировавшейся в позднем кайнозое [3; 13].

Чукотское море занимает особое место среди морей Северного Ледовитого океана, что связано как с особенностями строения прибрежной суши, так и со своеобразием проявления экзогенных процессов. Унаследованное развитие побережья предопределило формирование протяженной системы лагунных образований и баровых построек, а ингрессионные процессы явились причиной образования крупнейшего залива Российской Арктики — Колочинской губы — области интенсивной аккумуляции материала.

Шельф, неразрывно связанный со строением побережья, является областью с лавинными скоростями седиментации. Процесс современной устойчивой аккумуляции наряду со структурно-геологическими причинами сопряжен с экзогенными рельефообразующими процессами, со своеобразием гидрофизического режима, с характером перераспределения осадков, поступающих через Берингов пролив, и с формированием преимущественно аккумулятивных образований различного генезиса [1].

В преддверии освоения минеральных ресурсов оценка геоэкологической ситуации на арктическом шельфе России становится крайне актуальной задачей. Сложность ее решения объясняется недостаточной и крайне неравномерной изученностью морей труднодоступно-го Арктического региона.

Целью данной работы является оценка состояния природной среды чукотского региона в условиях невысокой техногенной нагрузки до начала активного освоения полезных ископаемых этого региона. Исследование включает анализ геологического строения региона, выявления структурно-текстурных и минералого-геохимических особенностей донных осадков, а также географической и геоэкологической составляющей.

Физико-географические особенности района. Чукотское море, в отличие от соседнего Восточно-Сибирского, целиком расположено в пределах восточного климатического района и находится под влиянием тихоокеанской циклонической циркуляции, что приводит к увеличению среднегодового количества осадков, которое увеличивается с запада на восток с 250 мм/год, в проливе Лонга, до 400 мм/год, в Беринговом проливе [4]. Средняя скорость ветров — около 4–6 м/с.

Самый холодный месяц — февраль со среднемесячной температурой воздуха -22°C . Летний прогрев воздуха не велик, температура самого теплого месяца (июля) равна в Уэлене $+6^{\circ}$, на мысе Шмидта $+3,7^{\circ}$, на о-ве Врангеля $+2,5^{\circ}$ (в отдельности — до $+10^{\circ}$). В открытом море температура редко поднимается выше $+1 - +2^{\circ}\text{C}$. В среднем, Чукотское море замерзает полностью, как и Карское, за 80–85 суток. Чукотское море является одним из самых теплых арктических морей (влияние берингоморских вод), с температурами вод

от $-1,3$ до $-1,8$ °С. Весной большая часть моря покрыта льдом, под которым температура воды такая же, как зимой [1].

Прилив Чукотского моря незначителен (20–30 см). В сравнении с Восточно-Сибирским, система течений Чукотского моря гораздо сложнее. Огромное влияние на формирование течений оказывает берингоморский поток, ежегодно приносящий около $22\,000\text{ км}^3$ воды. Наличие мощного северного течения в Беринговом проливе не только создает микро- и мезоформы рельефа, но и определяет режим осадконакопления в целом [11]. В прилегающих северных частях шельфа Чукотского моря происходит интенсивная разгрузка влекомого материала, что, в свою очередь, приводит к образованию обширного «конуса выноса». Ежегодно через Берингов пролив в Чукотское море поступает 55–77 млн т терригенного материала [12].

В отличие от Восточно-Сибирского, в Чукотском море припай развит зимой не столь широко. За ним располагаются дрейфующие одно- и двухлетние льды, а на севере встречаются многолетние паковые льды [1]. Наибольшей ледовитостью отличается западная часть моря. Не менее актуально влияние ледового разноса грубообломочного материала на формирование поверхностных осадков. Грубообломочный материал представлен главным образом размерностью 3–7 мм.

На Чукотском полуострове развита густая сеть небольших рек, приближающихся по типу к горным. Жидкий сток всех рек, впадающих в Чукотское море (включая Аляску), составляет $82,6\text{ км}^3$ [2]. Твердый сток в море со стороны Чукотки и Аляски равен 2,7 млн т/год. Таким образом, Чукотское море в сумме получает ежегодно около 3,5 млн т осадочного материала. Очевидно, что роль речного стока в питании шельфа осадочным материалом сравнительно мала. Одной из главных особенностей моря является преобладание выноса, связанного с течением.

Шельф Чукотского моря отличается выположенностью рельефа. Основная часть площади (60,8%) приходится на глубины 0–50 м, что говорит о его мелководности и типично шельфовом строении. Современный рельеф шельфа субаквального происхождения представлен главным образом формами волновой абразии и аккумуляции (внутренний шельф), а также аккумулятивным рельефом, созданным в результате процессов нормального морского осадконакопления (центральный и внешний шельф). Особенностью аккумулятивных участков является развитие валообразных повышений (древние бары). Центральный и внешний шельфы Чукотского моря относятся к областям современной неволновой аккумуляции, имеющим площадь более 50 тыс. км² [1]. Примером служит Центрально-Чукотская равнина (> 40–50 м).

Особенности геологического строения территории. Согласно В. А. Виноградову и др., шельф относится к Восточно-Сибирскому седиментационному бассейну, возникшему во второй половине раннего мела [6]. Предполагается также, что шельф Чукотского моря расположен в области парагеосинклинальной впадины, приуроченной к срединному массиву или к нескольким массивам, прошедшим стадии тектонической активизации и «спящих» мезозоидами [15; 16].

Большая часть шельфа принадлежит Южно-Чукотскому предгорному прогибу, простирающемуся к югу от поздних киммерид Врангелевско-Геральдской гряды. Его основание сложено мезозоидами Новосибирско-Чукотской складчатой системы. [7; 16]. Шельф расположен преимущественно на коре континентального типа, включающей Чукотскую платформу, карелиды Анадырско-Сьюардского срединного массива и частично — каледониды Аляски. Осадочный чехол представлен вулканогенно-терригенным комплексом поздне-мезозойского–кайнозойского возраста (K_1-Q). Низы разреза чехла образует орогенная тол-

ща мощностью более 4 км, которая перекрыта образованиями палеогенового возраста мощностью до 1,5 км и неоген-четвертичными осадками мощностью до 750 м. Формирование шельфа связано с развитием океанских впадин Арктического бассейна, реликтов Гиперборейской платформы, срединного массива и складчатых областей Северо-Восточной Азии и Аляски [1].

В структуре региона большое значение имеют грабен-рифтовые зоны, выраженные в фундаменте в виде осложненных блоками желобов, заполненных отложениями предположительно от верхнего триаса до голоцена включительно. Эти зоны принадлежат к системе глубинных правосторонних сдвиго-раздвиговых поясов [13]. Таким образом, вопрос о тектоническом строении побережья и фундамента шельфа Чукотского моря до настоящего времени остается открытым.

О начале развития новейшего этапа пока нет единой точки зрения. Его определяет в интервале конец олигоцена — поздний плиоцен [9; 14; 17]. Это объясняется наличием нескольких этапов активизации тектонических движений в кайнозое и неоднородностью фактического материала. Современная геодинамика региона во многом определяется взаимодействием Евразийской и Северо-Американской плит [10].

Разрывные нарушения, выявленные на шельфе Чукотского моря и на прилегающей суше, характеризуются различной протяженностью, глубиной заложения с простираем в С-З и С-В направлениях. Самый крупный из них, разделяя Северо- и Восточно-Чукотское поднятия, прослеживается через весь шельф с севера на юг вплоть до Берингова пролива.

В строении прибрежной суши наиболее древними отложениями являются протерозойские метаморфические толщи на Уэленском и Сенявинском поднятиях Восточно-Чукотского массива. Отложения палеозойской группы представлены известняками, доломитами, мергелями (ордовик), глинистыми сланцами, известняками (силур), сланцами (девон), песчано-карбонатными и карбонатно-глинистыми толщами (карбон) и углисто-глинистыми сланцами (пермь). Среди отложений мезозойского возраста часто встречаются аргиллиты и алевролиты (триас), песчано-глинистые морские осадки (юра) и вулканогенные образования (мел) [8].

Стратиграфия кайнозойских отложений разработана пока недостаточно. Палеоген представлен эффузивными образованиями, базальтами и андезито-базальтами; неогену также свойственны вулканогенные образования. В пределах развития мезозоид, палеоген и неоген сложены песчано-глинистыми, часто — угленосными толщами. Район Берингова пролива находится на докембрийско-палеозойском складчатом основании в области тектонически пассивного шельфа с корой континентального типа [5].

Поднятия островов Врангеля и Геральд представляют собой асимметричные остатки палеозойско-мезозойского антиклинория, сложенного преимущественно метаморфическими породами. С южной стороны о-ва Врангеля его структура ограничена глубинным разломом, подчеркивающим глыбовое строение докембрийского фундамента острова.

Эколого-геохимическая характеристика донных осадков. Отбор проб происходил во время экспедиционных рейсов Шуя-2006 с борта м/б «Шуя» и RUSALCA-2009 с борта НИС «Профессор Хромов». Он выполнялся на трех участках: в осевой части желоба Геральда (в районе выхода его на внешний шельф), на глубоководном участке Чукотского плато и шельфовой зоне (рис. 1). Опробование поверхностных донных осадков с использованием дночерпателей было проведено на 86 станциях. Колонки донных отложений максимальной мощностью 260 см были отобраны на 19 станциях с помощью гидростатической трубки.

На глубоководном участке, по данным съемки гидролокатором бокового обзора (ГБО), выявлены аномалии, выраженные в виде светлых и темных пятен, что позволило выделить более 40 морфоструктур на дне, в виде округлых депрессий от 150 до 850 м в диаметре. На записи придонного профилографа выявленные структуры представлены конусовидными углублениями с глубинами 40–50 м в их центральных частях, так называемые покмарки, происхождение и формирование которых обычно связывают с фокусированной разгрузкой газонасыщенной воды и/или нефти (рис. 2). Поле покмарков приурочено к вершине куполообразного поднятия, осложненного на севере и юго-западе более мелкими поднятиями. Признаков присутствия свободного газа в поверхностных отложениях отмечено не было.

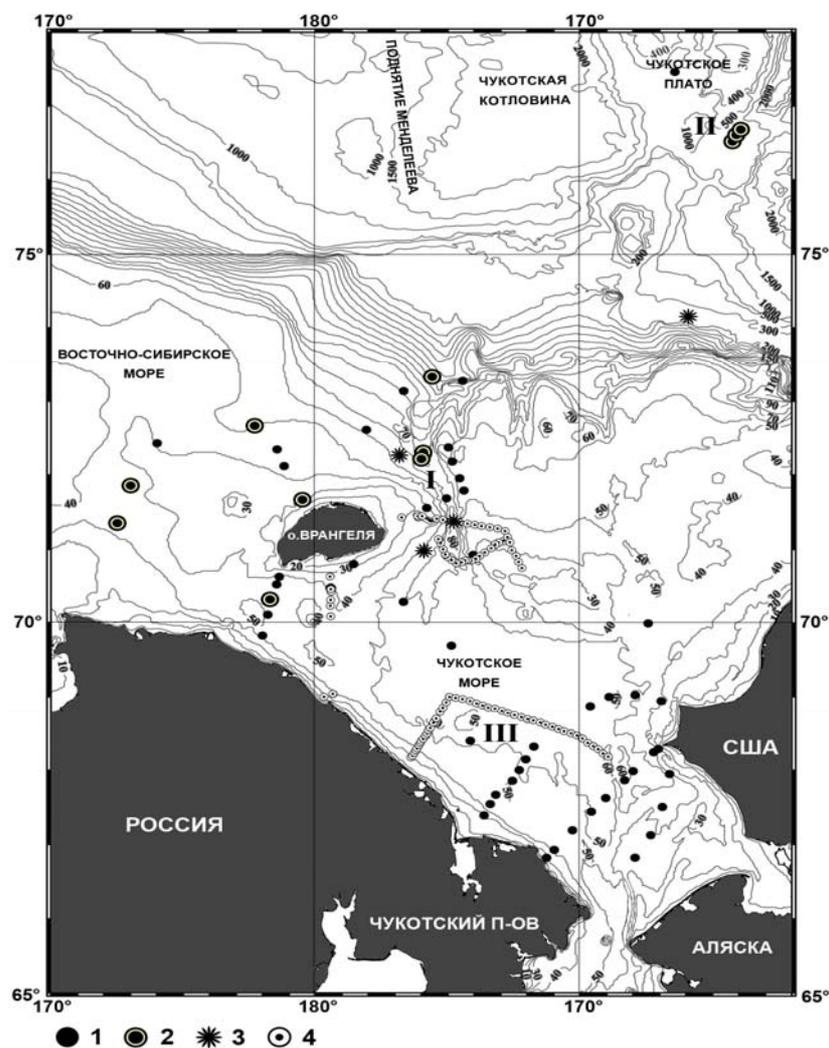


Рис. 1. Станции отбора проб донных осадков.

Рейс Русалка: 1 — дночерпателем; 2 — гидростатической трубкой; 3 — биологической драгой.
 Рейс Шуя: 4 — дночерпателем. I, II, III — 1 — дночерпателем; 2 — гидростатической трубкой,
 3 — биологической драгой. Рейс Шуя: 4 — дночерпателем. I, II, III — участки работ

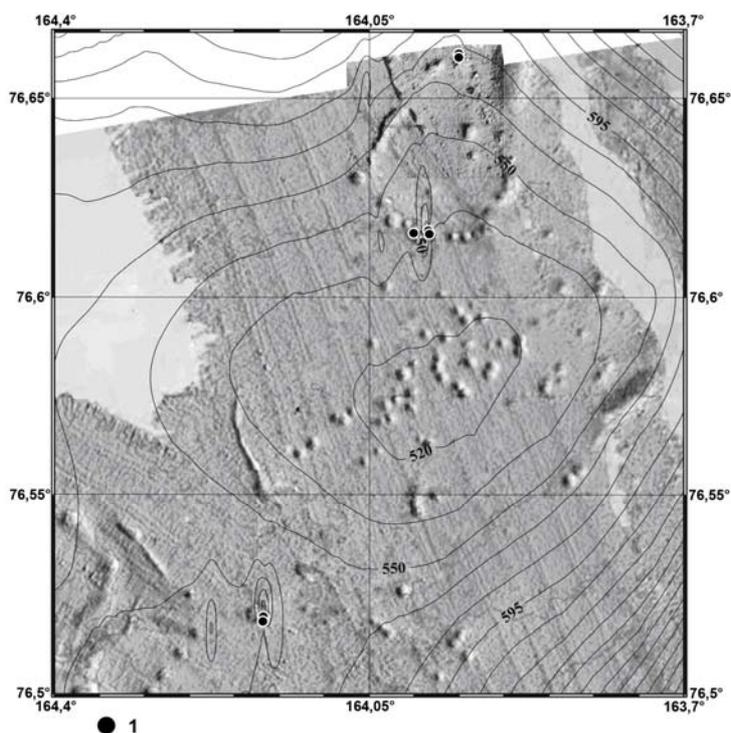


Рис. 2. Генерализованный рельеф дна района покмарков на Чукотском плато (изолинии по GEBCO [18]) и особенности микрорельефа дна по данным многолучевого эхолота.

1 — станции

Внутренний шельф Чукотского моря формируется под преобладающим влиянием волнения и подчиненном значении ледового разноса. Структура и минеральный состав отобранных осадков в исследованном районе в целом похожи. Отложения сложены в основном частицами пелитовой и пелито-алевритовой фракции с различной примесью песка, рассеянными гравием и галькой, накопившимися в результате ледового разноса, раковинного детрита и обломочного материала различного размера и разной степени окатанности. Доминируют темно серые и серо-зеленые цвета. Текстура гомогенная либо полосчатая и пятнистая. Изменение цвета осадков от зеленовато-серого до черного, вероятно, связано с происходящими в них раннедиагенетическими изменениями. Окисленные осадки представлены пелитами с высоким содержанием марганца и более крупного обломочного материала ледового разноса. Вблизи желоба Геральда при биологическом драгировании были подняты железомарганцевые конкреции (ЖМК). Были выделены два цикла смены условий осадконакопления, возраст осадков достигает 250–300 тыс. лет. Остров Врангель и Чукотский полуостров являются главной областью сноса терригенного материала, поступающего в изученные районы.

В осадках Чукотского моря средние содержания $C_{орг}$ максимальны для арктических морей и составляют: в глинах — 1,7%, в алевритах — 1,4%, в песках — 1%. Это результат ежегодного обновления водной массы моря тихоокеанскими водами, поддерживающими высокие концентрации фитопланктона. Сравнительная характеристика распределения $C_{орг}$ в осадках с учетом их возрастной принадлежности показывает, что среднее содержание $C_{орг}$ в осадках голоцена для всего моря (1,7%) значительно выше, чем в плейстоцене (1%).

Данных по содержанию тяжелых металлов в речном стоке, воде, взвеси и донных осадках восточных морей мало. Бассейны этих морей удалены от промышленных районов. Основная масса загрязняющих веществ поступает в море с речным и материковым стоком. Кроме речного и материкового стока, серьезным источником поступления загрязнений служит аэрозольный материал, который приносится сюда даже из Северной Америки.

Распределение загрязняющих веществ в воде характеризуется следующими особенностями. Содержание нерастворимого углеродистого вещества составляет в среднем 10,5 мкг/л при максимальных концентрациях в южной части у побережья Чукотки — 20 и в районе пос. Ванкарем — 40 мкг/л. Одновременно во всех компонентах экосистем обнаружен 3,4-бенз(а)пирен. В поверхностных водах Чукотского моря его содержание достигало значений 0,01–0,5, в придонных — 0,01–0,6 нг/л. Среднее содержание бенз(а)пирена в донных осадках составило 2,28 мкг/кг.

По данным полуколичественного и количественного анализов в 125 пробах из поверхностного слоя донных осадков Чукотского моря было выявлено среднее содержание ряда токсикантов, содержание которых приведено в таблице. В настоящее время ПДК загрязняющих веществ в донных осадках не установлены. Поэтому часто при сравнении используют кларк литосферы и осадочных пород. Были рассчитаны средние содержания химических элементов, коэффициент вариации, и проведено сравнение с кларками по Виноградову 1962 и NASC (North American Shale Composite) 1984 гг. На основании сравнения с кларком и с данными, полученными в 1997 и 1992 гг. (табл.), следует заключить, что содержание по тяжелым металлам Cd и Hg в разновозрастных отложениях близки (As даже немного занижен), тогда как Cu в разы выше (наибольшее среднее содержание отмечено в осадках, расположенных южнее о-ва Врангель). Вероятно, увеличение меди, как и цинка, в осадке обусловлено близким расположением к Врангелевской полиметаллической минералогической зоне.

Таблица

Среднее содержание химических элементов в районе исследования и кларковые значения (г/т)

Химич. элементы	Средн. знач.	Min	Max	Коэфф. вариации	Кларк по Виноградову	Кларк концентр.	Кларк NASC 1984	Среднее знач. за 1992	Среднее знач. за 1997
Cd	0,91	<0,5	5	96,97	0,13	7,01	0,8	0,17	0,17
Mo	4,60	<1	15	60,62	1,1	4,18	—	—	—
As	7,06	1	100	177,40	1,7	4,15	—	9,6	—
Cu	194,08	28	2800	191,53	47	4,13	60	8,9	24
Pb	39,94	10	140	79,69	16	2,50	20	10	13
Zn	176,77	72	390	42,37	83	2,13	90	—	87
Ti	7050,77	1700	12000	28,64	4500	1,57	4200	—	—
V	122,09	31	330	45,28	90	1,36	120	—	114
Zr	216,48	1	380	37,20	170	1,27	190	—	—
Ba	768,62	400	1200	25,01	650	1,18	640	—	—
Cr	93,63	28	200	40,99	83	1,13	124,5	—	73
Co	19,29	10	61	36,56	18	1,07	25,7	7	—
Ni	55,34	27	110	36,48	58	0,95	60	—	—
Ga	17,92	5	40	41,42	19	0,94	30	—	—
Sn	2,15	2	6	27,51	2,5	0,86	-	—	—
Sr	284,31	130	550	25,58	340	0,84	142	—	—
Mg	5641,54	1000	13000	33,39	18700	0,30	-	—	—
Mn	201,42	41	3400	208,26	1000	0,20	465	—	—
Hg	0,0109	0,01	0,02	19,67	0,083	0,13	-	0,02	—

В целом, содержание элементов в осадках по показателям увеличивается, но находится в пределах кларковых значений (по содержанию химических элементов в земной коре по Виноградову и NASC), за исключением Sr (по кларку NASC 142 г/т), что, скорее всего, объясняется природными факторами. Высокие значения кларка концентрации Sr во многом обусловлены биогенным фактором (Sr содержат кораллы, мшанки, моллюски). Sr принадлежит к элементам активного биологического накопления. Немного завышенные значения Cd объясняются химизмом пород, питающих провинции, накоплением тонкодисперсными осадками. Повышенные содержания Co на севере акватории, вблизи островов Врангеля и Геральда связаны с ЖМК. Повышение содержания Sr на отдельных станциях и южнее о-ва Врангеля обусловлены наличием основных и ультраосновных пород и хромшпинелидов. В распределении средних содержаний химических элементов в донных осадках изученной акватории по V (330 г/т), наибольшие значения, так же как и по свинцу (140 г/т), по цинку (390 г/т), приурочены к району желоба Геральда. Превышение значений по цинку может быть обусловлено его привнесением с течением Берингова пролива. Высокие, относительно остальных р-нов Чукотского моря, средние содержания в донных осадках Ti вблизи мыса Шмидта обусловлена расположенным на суше (водосбор р. Экатунь) площадного ареала рассеяния титана. Из полученных данных можно сделать вывод, что в шельфовых осадках Чукотского моря пока отсутствуют существенные признаки антропогенного загрязнения тяжелыми металлами.

Из хлорорганических соединений в водах Чукотского моря преобладают изомеры гексахлорциклогексана (ГХЦГ): в западной части акватории их содержание фиксировалось на уровне 2,68, в восточной — 2,46 нг/л. Концентрации ДДТ и его метаболитов соответственно составили 0,178 и 0,107 нг/л, содержание полихлорированных бифенилов (ПХБ) — 0,65 и 0,67 нг/л. Донные осадки в восточной части Чукотского моря отличаются повышенным по отношению к другим арктическим морям содержанием ПХБ — 16,5, ДДТ — 1,58 и α - и γ -ГХЦГ — 0,43 и 0,23 мкг/кг. Имеет место накопление ДДТ в донных осадках. Все отмеченные признаки загрязнения по хлорорганическим соединениям типичны только для прибрежных зон, в районах размещения немногочисленных поселков. В целом же Чукотское море характеризуется незначительным уровнем загрязнения морской среды.

Заключение

Исходя из особенностей геолого-геоморфологического строения, истории развития и характера современных природных процессов, а также оценивая способность к накоплению загрязнителей и возможность конкретных литогенных компонентов экосистем исследуемых регионов к устойчивости в существующих и прогнозируемых условиях природной среды, можно сказать, что значительная часть шельфовой зоны способствует тому, что поступающие в них загрязнители в основном оседают в ее пределах.

Полученные наши данные показывают, что в шельфовой части и материковом склоне чукотско-алаянского сектора Северного Ледовитого океана имеются признаки современной геологической активности, которая в настоящее время не сопровождается флюидодинамическими процессами.

В исследовательском районе, во вскрытых отложениях не были обнаружены повышенные содержания углеводородных газов или признаки их недавней миграции к поверх-

ности дна. Особенностью донных осадков являлось обогащение карбонатом кальция, что типично для районов холодных газовых выходов.

Можно отметить, что шельф арктических морей России обладает высокой способностью к самоочищению. Загрязнители могут выноситься не только из областей активных волнений и разного рода течений, но и с припайными льдами, особенно в восточно-арктических морях. Шельф этих морей, особенно Восточно-Сибирского и Чукотского, находится и в наиболее благополучной геоэкологической ситуации. Последующее место занимает шельф моря Лаптевых.

Определенная геоэкологическая напряженность может быть связана с районами влияния экстремальных выносов крупных рек. В случае промышленного освоения этих шельфов, потенциальная напряженность увязывается с отрицательными неотектоническими структурными формами, с которыми здесь ассоциируются также отрицательные мезоформы рельефа и накопление тонкодисперсных грунтов.

Полученные данные будут использованы для построения части комплекта Государственной геологической карты третьего поколения 1000/3 Российской Федерации по листам Q 1-2, S 57-58, R 57-58, S 59-60, R 59-60. Они послужат материалом для дальнейшего мониторинга региона, в связи с возрастающей нагрузкой на ландшафт, вследствие освоения недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н. А., Гордеев В. В. и др. Геоэкология шельфа и берегов морей России. М.: Ноосфера, 2001. 428 с.
2. Антонов В. С., Морозова В. Я. Суммарный материковый сток в арктические моря. Л.: Гидрометеоздат, 1957. С. 1156–1161.
3. Астахов А. С., Босин А. А., Колесник А. Н. и др. Геологические исследования Чукотского моря и примыкающих районов Северного Ледовитого океана в экспедиции. Русалка–2009 // Тихоокеанская геология. Т. 29. № 6. Владивосток, 2010. С. 100–116.
4. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л.: ГУНИО МО СССР, 1980а.
5. Белый В. Ф., Тильман С. И. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геотектоника. 1966. № 2. С. 83–94.
6. Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Грамберг И. С. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири / Структурная геология. 1976. № 9. С. 23–38.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
8. Геология СССР: Т. 30: Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Кн. 1. 548 с.
9. Данилов И. Д. Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 48–57.
10. Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М. Тектоническая история Арктики. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
11. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
12. Павлидис Ю. А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа. М.: Наука, 1982. С. 47–76.
13. Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А. и др. Арктический шельф: Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
14. Пуминов А. П. История формирования Восточно-Арктической шельфовой области в кайнозое // Геология океанов. Т. 1. М.: Наука, 1986 б. С. 112–113.
15. Тектоника Арктики. Т. 5: Складчатый фундамент шельфовых и седиментационных бассейнов. Л.: НИИГА, 1977. 156 с.

16. Тектоника восточно-арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.
17. Шило Н.А., Беспалый В.Г., Павлов Г.Ф. Картографическое отображение новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1979. 184 с.
18. The GEBCO_08 Grid, version 20081212, <http://www.gebco.net>

REFERENCES

1. *Ajbulatov N. A., Gordeev V. V. i dr.* Geoekologija shel'fa i beregov morej Rossii. М.: Noosfera, 2001. 428 s.
2. *Antonov B. C., Morozova V. Ja.* Summarnyj materikovyj stok v arkticheskie morja. L.: Gidrometeoizdat, 1957. S. 1156–1161.
3. *Astahov A. S., Bosin A. A., Kolesnik A. N. i dr.* Tihookeanskaja geologija. T. 29. № 6. Vladivostok, 2010. S. 100–116.
4. Atlas okeanov. Severnyj Ledovityj okean. L.: GUNIO MO SSSR, 1980a.
5. *Belyj V. F., Til'man S. I.* Tektonika i istorija razvitija Ohotsko-Chukotskogo vulkanicheskogo pojasa // Geotektonika. 1966. № 2. S. 83–94.
6. *Vinogradov B. A., Gaponenko G. I., Gramberg I. S.* Strukturno-formacionnye komplekсы arkticheskogo shel'fa Vostochnoj Sibiri // S. Geologija. 1976. № 9. S. 23–38.
7. Geologicheskoe stroenie SSSR i zakonomernosti razmeshchenija poleznyh iskopaemyh. T. 9: Morja Sovetskoj Arktiki. L.: Nedra, 1984. 280 s.
8. Geologija SSSR. T. 30: Severo-Vostok SSSR. М.: Nedra, 1970. Kn. 1. 548 s.
9. *Danilov I. D.* Razvitie kontinental'noj okrainy Severnoj Evrazii v pozdnem kajnozoe. М.: Nauka, 1985. S. 48–57.
10. *Zonenshajn L. P., Natapov L. M.* Tektonicheskaja istorija Arktiki. М.: Nauka, 1987. S. 31–57.
11. *Lisicyn A. P.* Processy sovremennogo osadkoobrazovanija v Beringovom more. М.: Nauka, 1966. 574 s.
12. *Pavlidis Ju. A.* Obstanovka osadkonakoplenija v CHukotskom more i facial'no-sedimentacionnye zony ego shel'fa. М.: Nauka, 1982. S. 47–76.
13. *Pavlidis Ju. A., Ionin A. C., Werbakov F. A. i dr.* Arkticheskij shel'f: Pozdnechetvertichnaja istorija kak osnova prognoza razvitija. М.: GEOS, 1998. 187 s.
14. *Puminov A. P.* Istorija formirovanija Vostochno-Arkticheskoy shel'fovoj oblasti v kajnozoe // Geologija okeanov. T1. М.: Nauka, 1986 b. S. 112–113.
15. Tektonika Arktiki. T. 5: Skladchatyj fundament shel'fovyh i sedimentacionnyh bassejnov. L.: NIIGA, 1977. 156 s.
16. Тектоника восточно-арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.
17. *Shilo H. A., Bespalij V. G., Pavlov G. F.* Kartograficheskoe otobrazhenie novejshej tektoniki Severo-Vostoka SSSR. М.: Nauka, 1979. 184 s.
18. The GEBCO_08 Grid, version 20081212, <http://www.gebco.net>