

41. *Watts A.B.* Gravity anomalies crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1988. — V. 89. — P. 221—238.
42. *Wilson R.C.L., Williams C.H.* Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins — a review // *J. Geol. Soc. Lond.* — 1979. — V. 136. — P. 311—320.

*МГУ, Музей земледования
Москва*

*Поступила в редакцию
23 ноября 1993 г.*

УДК 553.32(265)

А.С. Астахов

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОКА АЗИИ

Изучен химический и минералогический состав гранулометрических фракций донных осадков окраинных морей Востока Азии. Для обломочных фракций выявлены корреляционные связи между содержанием элементов и минералов и установлены геохимические ассоциации, указывающие на концентрацию устойчивых россыпеобразующих минералов. Предложены элементы или группы элементов, являющиеся индикаторами повышенных содержаний россыпеобразующих минералов в различных типах осадков и для различных климатических зон. Наиболее универсальным показателем является Zr.

Введение. Для оценки перспектив участков шельфа на обнаружение прибрежно-морских или затопленных аллювиальных россыпей обычно используются общегеологические предпосылки с анализом рудоносности прилегающих участков побережья [1, 7] или прямые минералогические определения содержаний минералов. Во многих случаях это связано с большими материальными затратами, и представляется заманчивым использование дополнительных признаков на основе валовых геохимических анализов осадков, выполненных по сопоставимым методикам различными научными и производственными организациями. При этом обычно определяются и элементы, входящие в тяжелые россыпеобразующие минералы наиболее распространенных на шельфах Востока Азии прибрежно-морских россыпей ильменита-магнетита, формирующихся при размыве базитовых вулканитов, и циркона-монацита-рутила, связанных с кислыми магматическими формациями [4, 5]. Для минералов россыпей первого типа характерны Fe, Ti и Mg (как элемент пироксенов, составляющих основу тяжелой фракции), второго типа — Zr, Ti, P, Th, редкоземельные элементы. Кроме этого, могут быть и другие редкие элементы-индикаторы, входящие в рудные минералы в виде примеси.

Основным препятствием для использования геохимических данных при оценке содержаний конкретных минералов является наличие иных способов, помимо гидравлической дифференциации минералов по удельному весу, образования повышенных и аномальных концентраций в осадках большинства химических элементов: дифференциация по крупности, биогенное осаждение, физико-химическое осаждение, сорбция глинистыми минералами и органическим веществом, гидротермальный привнос, диагенетическое перераспределение... Несмотря на малую физико-химическую и биогенную миграционную способность [8], можно предполагать появление аномальных содержаний указанных элементов, обусловленных любым из указанных выше способов.

В данной работе, цель которой выявление лишь качественных признаков минералогической специализации шельфовых отложений, для частичного устранения влияния фациального, компонентного и гранулометрического состава осадков было использовано предварительное разделение их на

крупнонастные фракции. В результате исходный осадок, являющийся смесью материала различной крупности, поступившего из нескольких источников, частично разделяется на исходные компоненты: обломочная часть попадает в песчано-алевритовые фракции, глинистая — в пелитовые, биогенный карбонатный материал — преимущественно в песчаные. Необходимость предварительного разделения осадка определяется и методическими проблемами: количественный минералогический анализ кластической и глинистой компонент осадка выполняется только для определенных гранулометрических фракций.

Методика. В качестве объектов исследования были выбраны колонки донных осадков шельфа и материкового склона, вскрывшие терригенные отложения различного возраста и генезиса (рис. 1), а также пробы поверхностных осадков прибрежной зоны (см. рис. 1, станции 1, 9, 18, 29, 30). Из этих колонок были отобраны пробы на пофракционный геохимический анализ из голоценовых (пробы отбирались ниже окисленного слоя или ниже возможной глубины техногенного загрязнения) и, частично, позднплейстоценовых отложений.

Выбранные пробы разделялись на 8 фракций: 1000—500 (1), 500—250 (2), 250—100 (3), 100—50 (4), 50—10 (5), 10—5 (6), 5—1 (7) и менее 1 μm (8). Первые три фракции выделялись ситовым методом, остальные —

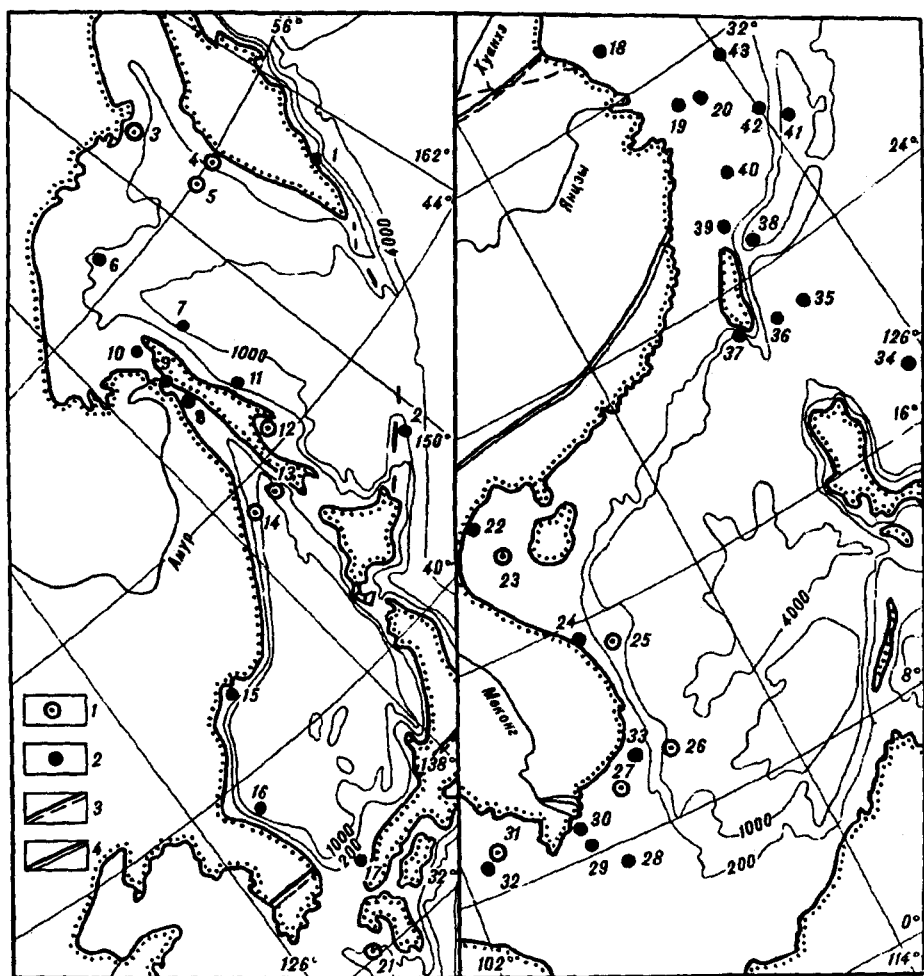


Рис. 1. Станции отбора проб для пофракционного геохимического анализа.

1 — пробы только голоценовых осадков; 2 — пробы голоценовых и позднплейстоценовых осадков; 3 — южная граница умеренной климатической зоны; 4 — южная граница субтропической климатической зоны.

пипеточным по методике гранулометрического анализа [9] с окончательной промывкой дистиллированной водой. Фракция менее $1 \mu\text{т}$ осаждалась центрифугированием.

Определение компонентного состава производилось путем изготовления и изучения микроскопических препаратов с полуколичественным определением основных осадкообразующих компонентов (обломочная, глинистая, биогенные карбонатная и кремнистая, вулканогенная, аутигенная и др.). Для фракций 250—100 и 100—50 $\mu\text{т}$ частично был выполнен стандартный минералогический анализ в лабораториях ПГО Приморгеология, Дальморгеология, НПО Севморгео, а также сотрудниками ДВО РАН Н.В. Разжигачевой и В.И. Тихоновой. В более крупных фракциях А.В. Можеровским диагностировались аутигенные новообразования (оксиды железа, сульфиды, карбонаты) рентгеновским методом на дифрактометре Дрон-2. Минеральный состав фракций менее 1, 1—5 и 5—10 $\mu\text{т}$ частично определялся полуколичественным фазовым методом на дифрактометре Дрон-1 А.А. Карабцовым (ДВГИ ДВО РАН) и Л.А. Ганзей (ТИГ ДВО РАН).

Для определения химического состава фракций в ЦЛ ПГО Приморгеология выполнялись химический силикатный анализ, рентгенорадиометрический анализ на Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, рентгенофлуоресцентный анализ на U и Th. В лаборатории геохимии ТИГ ДВО РАН Р.А. Макаревич на атомно-адсорбционном спектрофотометре Хитачи-180-70 определяла содержания Fe, Mn, Zn, Cu, Cd, Co, Ni, Pb во фракциях осадков Южно-Китайского моря.

Обработка результатов исследований производилась на персональной ЭВМ, статистический анализ выполнялся в пакете программ "STATGRAPH".

Характеристика изученных отложений. Изученные пробы голоценовых отложений представлены фациями шельфа, материкового склона, а также лагунными и пляжевыми. Среди позднеплейстоценовых отложений помимо морских фаций опробованы лагунные и континентальные (коры выветривания, аллювиально-дельтовые) отложения. По крупности осадки представлены различными песками (станции 1, 2, 4, 8, 10, 17, 20, 22, 28—30, 33, 39, 40—42), пелит-алевритовыми разностями (станции 3, 5—7, 11, 13, 14, 19, 21, 23, 25, 26, 31, 34—36, 43) и смешанными типами с присутствием как песчаных, так и тонкозернистых фракций (станции 9, 12, 15, 16, 18, 24, 27, 32, 38).

По компонентному составу наиболее очевидны различия между пелитовыми фракциями, преимущественно глинистыми, и алеврит-песчаными, преимущественно обломочными. Биогенные карбонатные остатки входят обычно в песчаные фракции, кремнистые — в пелитовые. Аутигенные компоненты попадают либо в самые крупные (гематит, гетит, глауконит), либо в самые мелкие (сульфиды, микроконкреции) фракции.

Обломочный материал почти повсеместно преобладает во фракциях 3 и 4. На станциях 14—20 и 40—43 он слагает также фракции 5 и 6, что может быть объяснено поступлением материала из лёссовых почв Северного Китая, в которых преобладают обломочный кварц и полевые шпаты мелкоалевритовой размерности. Состав обломочной компоненты существенно изменяется в зависимости от крупности фракций и климатических условий. Содержание кварца, например, увеличивается во фракции 4 от 39—49 % в Охотском море до 52—73 % — в Южно-Китайском. Одновременно уменьшается содержание обломков пород и тяжелой подфракции. Последнее определяется, главным образом, резким уменьшением содержаний магнетита, который в тропических условиях подвержен быстрому выветриванию и в пробах из этих районов практически отсутствует.

Различия в минералогии обломочной компоненты между гранулометрическими фракциями еще более существенны. Содержание тяжелой подфракции во всех районах резко увеличивается во фракции 4 и, частично, 5. На станции 1, например, содержание тяжелой подфракции увеличивается от 8,32 % во фракции 3 до 56,25 % во фракции 4, на станции 4 соответст-

венно от 2,31 до 11,83 %. Увеличивается, хотя и неравномерно, содержание всех тяжелых минералов. Наиболее устойчивые из них (циркон, турмалин, силлиманит) концентрируются в мелких фракциях 4 или 5, тогда как менее устойчивые (пироксены, магнетит, обломки пород) относительно равномерно распределены во всех песчаных фракциях. Кроме того, в крупных обломочных фракциях содержание кварца — в тропической зоне, или обломков пород — в умеренной, увеличивается значительно быстрее, чем содержание легкой подфракции в целом.

Минеральный состав глинистых фракций определяется соотношением гидрослюд (от 68—70 % в Филиппинском море до 36—50 % — в Охотском), каолинита-хлорита (от 23—28 % в Филиппинском море до 30—43 % — в Охотском) и смектитов (4—10 % — в Филиппинском, 13—32 % — в Охотском). В распределении по фракциям отмечается увеличение содержания хлорита в крупных фракциях (5—50 μm) и смектита — в мелких (менее 1 μm), что согласуется с данными по другим регионам [6].

Биогенные карбонатные остатки присутствуют почти во всех фракциях как примесь к основной обломочной или глинистой компоненте. Но если они практически отсутствуют во многих пробах Охотского моря, то во всех фракциях Восточно-Китайского моря их содержание составляет 5—10 %. Преимущественно карбонатными являются только самые крупные (1 и 2) песчаные фракции. В тонких (5—8) фракциях остатки фораминифер и кокколитофориды значительные количества образуют лишь в некоторых пробах из Южно-Китайского моря.

Кремнистый биогенный материал (остатки диатомей, радиолярии, спикулы губок) встречается повсеместно во фракциях 5—8, но существенные количества его отмечены лишь в некоторых пробах внешнего шельфа и материкового склона Охотского и северной части Японского морей.

Диagenетические новообразования во фракциях достаточно редки и отмечены, главным образом, в позднеплейстоценовых отложениях. Из них наиболее распространены оксиды железа, встречающиеся в виде зерен, конкреций и их обломков гетитового и гетит-гематитового состава. Они встречены во фракциях 1—4 шельфовых осадков Южно-Китайского моря [3] (станции 23, 24, 28, 30, 31) и, в единичных случаях — в пробах более северных районов. Во фракциях 5—8 мелкие зерна оксидов и гидроксидов железа встречаются повсеместно в незначительных количествах, но выделить среди них диagenетические новообразования не представляется возможным. Сульфиды железа в виде мелких фрамбоидов присутствуют в большинстве фракций 5—8. В некоторых случаях в глубоководных осадках они составляют несколько процентов от фракций 3—4. В изученных фракциях отмечены глауконит и железомарганцевые микроконкреции (станции 26, 29). Наиболее обычен глауконит в песчаных и алевритовых фракциях Восточно-Китайского и южной части Японского морей (субтропическая климатическая зона).

Результаты исследований. Для выявления зависимости между минеральным составом и геохимией фракций был проведен корреляционный анализ по 19 пробам (фракции 1—4) осадков Охотского и Южно-Китайского морей (табл. 1). При анализе таблицы можно выделить элементы, содержание которых определяется конкретным минералом или группой минералов: Zr — циркон, Ti — сумма ильменит—рутил, Si — кварц, K — полевые шпаты, Ca — карбонаты. Более сложная интерпретация требуется для анализа корреляционных связей элементов и минералов, представленных не во всех климатических зонах (пироксены, магнетит) или очень редких, не определенных при минералогическом анализе в количественных единицах (монацит, ксенотим, ортит). По матрице взаимной корреляции тяжелых минералов устанавливаются две основные группировки: пироксены—магнетит—рутил—ильменит и ильменит—гранат—циркон—турмалин—лейкоксен. Первая группировка выделяется для фракций осадков Охотского моря и с ней коррелируют Fe, Ti, Mn, Mg, P, Y. Для Fe, Ti и Mg, входящих в кристаллическую решетку указанных минералов, это вполне очевидно,

Корреляционная матрица содержания минералов и химических элементов обломочных терригенных фракций донных осадков Охотского и Южно-Китайского морей

Минералы	Химические элементы											REE*
	Si	Ca	Mg	K	P	Mn	Fe	Ti	Y	Zr		
Магнетит	-0,33	0,00	0,75	-0,53	0,78	0,92	0,44	0,50	0,31	-0,15		0,40
Ильменит	-0,26	-0,13	-0,51	-0,27	0,42	0,46	0,68	0,89	0,91	0,56		0,39
Рутил	-0,26	-0,10	-0,88	0,19	0,13	0,94	0,96	0,96	0,96	0,82		0,58
Ильменит + рутил	-0,25	-0,13	-0,86	-0,15	-0,38	0,97	0,98	1,00	0,97	0,73		0,44
Лейкоксен	0,28	-0,16	-0,07	-0,14	-0,61	0,28	-0,25	-0,11	-0,00	0,49		0,57
Циркон	-0,08	-0,14	0,03	-0,10	0,02	0,13	0,56	0,45	0,59	0,94		0,75
Амфиболы	0,21	-0,27	0,25	0,18	-0,09	-0,02	-0,17	0,02	-0,18	-0,06		-0,03
Пироксены	-0,33	-0,03	0,78	-0,59	0,80	0,81	0,45	0,33	0,37	-0,26		-0,57
Эпидот	0,30	-0,25	0,41	0,43	-0,40	-0,26	-0,27	0,19	-0,42	0,11		-0,29
Турмалин	0,14	-0,08	-0,15	-0,25	-0,14	0,10	0,01	-0,13	0,63	0,54		0,74
Гранат	-0,18	-0,12	-0,02	-0,02	-0,34	0,20	0,74	0,48	0,74	0,66		0,40
Полевые шпаты	0,54	-0,39	-0,51	0,78	-0,88	-0,56	-0,49	-0,32	-0,61	-0,13		0,10
Кварц	0,82	0,54	-0,60	0,61	-0,93	-0,75	-0,64	-0,36	-0,64	0,38		0,65
Карбонатные остатки	-0,70	0,91	-0,28	-0,28	-0,15	-0,25	-0,27	-0,23	-0,11	-0,16		-0,08
Обломки пород	0,37	-0,35	-0,39	0,65	-0,54	-0,40	-0,32	-0,21	-0,40	0,28		0,44

*Сумма содержаний Nd, La, Ce.

Mn, P и Y, вероятно, являются элементами-примесями. При анализе монофракций магнетита, например, по 5 пробам из россыпей умеренной климатической зоны установлены средние содержания P_2O_5 — 0,296 %, MnO — 0,676 %, что соответственно в 2,8 и 5,2 раза больше, чем в среднем по фракциях 1—4 умеренной климатической зоны.

Вторая группировка минералов определяется преимущественно пробам Южно-Китайского моря, и с ней связаны Zr и, частично, Ti, Fe, La, Ce, Nd, Th. Если первые три элемента входят в состав циркона и ильменита, то остальные связаны с монацитом, ксенотимом и другими очень редкими минералами. Поэтому они достаточно хорошо коррелируют с минералами, определяющими содержание тяжелой подфракции во фракциях из Южно-Китайского моря (циркон, турмалин, рутил, лейкоксен), а также кварцем.

Наилучшая корреляция установлена в парах ильменит + рутил (a , %) — TiO_2 (b , %) — 0,996 и циркон (c , %) — Zr (d , 10^{-4} %) — 0,938. Уравнения регрессии между ними могут быть выражены соответственно: $b = 0,181 + a \times 1,436$ и $d = 33 + c \times 3738$.

Таким образом, как и предполагалось, существует целый ряд химических элементов, повышенные содержания которых могут указывать на концентрацию в песчано-алевритовых осадках тяжелых рудных минералов, характерных для титаномагнетитовых (Mg, P, Mn, Fe, Ti, Y) или циркон-монацит-рутиловых (Fe, Ti, Zr, REE) россыпей. Для иллюстрации вклада рудных россыпеобразующих минералов в валовые содержания указанных элементов в осадках были рассчитаны средние содержания химических элементов по фракциям для умеренной, субтропической и тропической климатических зон (табл. 2, рис. 2). Эти данные иллюстрируют тенденцию уменьшения (SiO_2 , CaO) или увеличения (Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , MnO, Fe_2O_3 , Rb, Nb, La, Ce, Nd, Th, ППП) содержаний в тонких гранулометрических фракциях. Еще большее обогащение пелитовых фракций по сравнению с алеврит-песчаными отмечено для ряда тяжелых металлов (Co, Ni, Cu, Zn), оно по отдельным пробам тропической зоны составляет 1—2 порядка [2]. Максимальные изменения происходят между обломочными и глинистыми (глинисто-обломочными) фракциями. В большинстве случаев эта граница находится между крупным и мелким алевритом, но в субтропической зоне, где велика роль выноса из лёссовых толщ Северного Китая, скачок содержаний для некоторых элементов осуществляется между 5 и 6 или, даже, между 6 и 7 фракциями.

Еще одной характерной чертой распределения является закономерное увеличение или уменьшение содержаний в одинаковых фракциях из различных климатических зон (см. рис. 2). Наиболее очевидно это проявляется в увеличении содержаний MgO, MnO, TiO_2 и Fe_2O_3 в песчаных фракциях осадков умеренной климатической зоны по сравнению с субтропической и тропической. Вероятной причиной этого является отмеченное выше большее содержание пироксенов и магнетита (титаномагнетита) в осадках умеренной климатической зоны. Более высокое содержание P_2O_5 и Na во всех фракциях умеренной зоны обусловлено, вероятно, как повышенной биопродуктивностью, так и большим содержанием минералов-концентраторов фосфора (пироксены, магнетит) в умеренной зоне.

Третьей, наиболее важной для нас особенностью распределения элементов по фракциям является резкое увеличение содержаний отдельных элементов в наиболее мелких обломочных фракциях (4 или 5) за счет концентрации в них тяжелых минералов. Если для Zr и Y эта закономерность проявляется повсеместно и весьма отчетливо (см. табл. 2), то для остальных элементов она выражена слабее (P_2O_5 , Nd) или проявляется только в осадках умеренной климатической зоны (MnO, TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO). Обращает внимание приуроченность максимальных содержаний Na_2O , P_2O_5 , Y, Zr, Nd в субтропической зоне к фракциям 4 и 5, тогда как в остальных районах они связаны только с фракцией 4. Это может быть объяснено формированием

*Здесь и далее подразумевается Fe_2O_3 общее.

Средние содержания некоторых химических элементов в обломочных и глинистых гранулометрических фракциях донных осадков окраинных морей Востока Азии умеренной (u), субтропической (s) и тропической (t) климатических зон

Элементы	Климатические зоны	Гранулометрические фракции, μm							
		1000-500	500-250	250-100	100-50	50-10	10-5	5-1	< 1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 , %	u	67,0	70,4	71,0	65,7	63,6	59,4	56,2	52,8
	s	67,4	69,7	62,7	57,4	59,9	54,3	48,9	48,9
	t	71,0	73,2	79,9	78,6	59,4	56,5	52,6	48,6
Al_2O_3 , %	u	10,2	10,3	11,0	13,4	13,5	13,9	15,5	16,9
	s	4,7	6,9	9,7	9,4	12,7	15,6	18,4	21,0
	t	2,3	2,5	4,4	5,3	13,7	16,8	18,4	25,8
MgO , %	u	2,45	2,92	3,16	2,23	1,85	2,14	2,09	2,70
	s	0,74	0,94	1,81	1,88	2,38	2,81	3,05	3,31
	t	0,76	1,30	1,07	1,49	2,15	2,27	2,39	1,94
K_2O , %	u	1,47	1,67	2,06	2,01	2,13	2,36	2,49	2,75
	s	1,91	2,84	2,27	1,88	2,20	2,60	2,88	3,72
	t	0,72	0,84	1,35	1,43	2,40	2,68	2,94	3,27
Na_2O , %	u	2,53	2,35	2,34	2,95	2,74	2,33	1,66	1,03
	s	0,93	1,17	1,68	1,81	2,68	2,94	1,34	0,88
	t	0,45	0,25	0,44	0,55	0,90	1,01	0,84	0,43
P_2O_5 , %	u	0,11	0,09	0,09	0,13	0,16	0,18	0,31	0,38
	s	0,03	0,04	0,07	0,09	0,13	0,12	0,13	0,14
	t	0,03	0,07	0,05	0,04	0,12	0,11	0,13	0,09
MnO , %	u	0,13	0,13	0,10	0,16	0,07	0,07	0,05	0,05
	s	0,02	0,02	0,08	0,07	0,08	0,07	0,10	0,11
	t	0,01	0,02	0,03	0,02	0,10	0,11	0,12	—
TiO_2 , %	u	0,45	0,61	0,98	1,23	0,71	0,73	0,77	0,72
	s	0,05	0,09	0,36	0,56	0,65	0,67	0,70	0,67
	t	0,17	0,09	0,22	0,48	0,74	0,80	0,84	0,94
Fe_2O_3 общ., %	u	4,97	4,61	3,34	6,19	5,64	6,81	7,86	8,42
	s	1,01	2,49	4,45	3,85	3,98	5,72	5,34	8,83
	t	1,09	2,58	2,06	2,46	5,58	6,33	6,60	7,15
CaO , %	u	5,0	3,9	3,1	3,6	2,4	2,1	1,4	2,3
	s	12,8	9,0	11,4	12,0	6,5	5,4	4,1	1,3
	t	6,4	8,7	4,6	4,0	4,9	3,6	3,9	0,4
ППП, %	u	2,8	2,9	2,4	2,4	6,7	10,1	11,6	11,8
	s	9,8	6,8	6,5	10,2	8,6	10,5	12,1	10,6
	t	6,8	9,2	5,2	4,9	8,9	9,2	9,2	9,4
Y , 10^{-5} %	u	154	152	149	207	121	113	136	143
	s	20	50	122	140	184	174	166	195
	t	—	80	64	87	122	80	80	—
Zr , 10^{-5} %	u	652	570	932	2270	1810	1200	1249	1230
	s	190	300	758	2360	4030	1440	1300	1124
	t	880	470	796	4470	1740	1210	1320	—
Nb , 10^{-5} %	u	75	55	52	43	49	61	49	33
	s	—	—	37	65	92	112	117	85
	t	—	—	20	40	75	77	90	—
Ba , 10^{-4} %	u	337	380	493	458	456	436	415	344
	s	293	350	519	412	430	444	423	388
	t	105	148	208	206	358	461	697	—
Sr , 10^{-4} %	u	191	202	221	270	193	138	132	80
	s	309	234	343	306	257	200	173	118
	t	821	548	309	344	301	360	263	—
La , 10^{-5} %	u	222	293	354	329	377	499	506	417
	s	190	220	258	377	494	468	484	568
	t	370	277	354	401	485	575	—	—
Ce , 10^{-5} %	u	308	401	427	478	531	681	690	647
	s	180	250	412	647	824	750	768	768
	t	—	360	480	710	690	775	570	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nd, 10 ⁻⁵ %	<i>u</i>	199	283	344	309	312	366	321	340
	<i>s</i>	180	150	242	338	393	345	318	340
	<i>t</i>	180	133	262	317	272	422	—	—

осадков материалов лёссов, размываемых в Северном Китае. С поступлением материала из лёссовых толщ связано и локальное увеличение содержаний SiO₂ во фракции 5, не характерное для остальных районов (см. рис. 2).

Из распределения химических элементов по фракциям донных осадков следует, что только цирконий из элементов россыпеобразующих минералов при концентрациях в осадке более 0,010—0,015 % может использоваться для оценки содержаний циркона в осадках различных климатических зон, независимо от фациальной принадлежности и гранулометрического состава. На станциях 4, 20, 27, 30, находящихся в районах с уже известной россыпеносностью, содержание циркония во фракции 50—100 μ m резко повышено и составляет соответственно 0,138, 0,080, 0,125, 0,054 %. Другие элементы, входящие в тяжелые россыпеобразующие минералы (Ti, Fe, REE, P, Mn), в значительной степени связаны с иными компонентами осадков, и оценка концентрации минералов по ним может выполняться только в конкретных условиях. Например, для осадков умеренной зоны, сложенных кластическим или биогенно-кластическим материалом. В этом случае наиболее универсальным показателем является титан, который входит в минералы как титаномагнетитовых, так и циркон-монацитовых россыпей.

Анализ геохимических ассоциаций. Для выявления ассоциаций химических элементов, распределение которых в осадках определяется отдельными кластическими минералами или минеральными комплексами, был выполнен факторный анализ для обломочных фракций различных климатических зон. Ассоциации химических элементов, характерные для тяжелых устойчивых минералов, на диаграммах факторных нагрузок (рис. 3) четко обособляются только в осадках субтропической климатической зоны (см. рис. 3, Б). Они характеризуются максимальными значениями I фактора, который разделяет элементы по преобладающему присутствию в аутигенных (ППП, Ca, Sr, Mn, U, Ba, K) и терригенных компонентах фракций. По величине положительных значений I фактора элементы терригенного ряда образуют три группы. Первая — Ti, Zr, REE, P с сильными корреляционными связями внутри нее, обусловлена обособлением в осадках устойчивых россыпеобразующих минералов (циркон, монацит, рутил), поступивших из кислых магматических и метаморфических формаций. Вторая — Y, Fe, Nb, Mg определяет наличие тяжелых минералов, поступивших из базитовых формаций. Внутри этой группы корреляционные связи отсутствуют, а отдельные элементы коррелируют с элементами других групп. Иттрий и ниобий хорошо коррелируют с фосфором, что свидетельствует о нахождении их в осадке в форме обломочных фосфатов (ксенотим?) и, частично, вхождении в качестве изоморфной примеси в минералы первой ассоциации. Магний тяготеет к ассоциации Al—Na, с которыми ассоциирует в пироксенах, эпидоте, амфиболах. Третью терригенную группу по значениям I фактора образуют Si, Al, Na, Rb, частично Mg, т.е. элементы, составляющие силикатную основу фракций.

По близости элементов I и II терригенных ассоциаций и слабой корреляционной связи между ними можно предположить, что минералы-концентраторы этих элементов находятся во фракциях совместно, т.е. очень высока степень перемешивания терригенного материала из различных источников. Это может быть объяснено многократным переотложением его в пределах Китайской платформы, при котором терригенный материал полностью утратил связь с питающими провинциями и дифференцирован только по степени подвижности в зоне гипергенеза. В связи с этим повышенные содержания россыпеобразующих минералов и россыпи могут не быть тер-

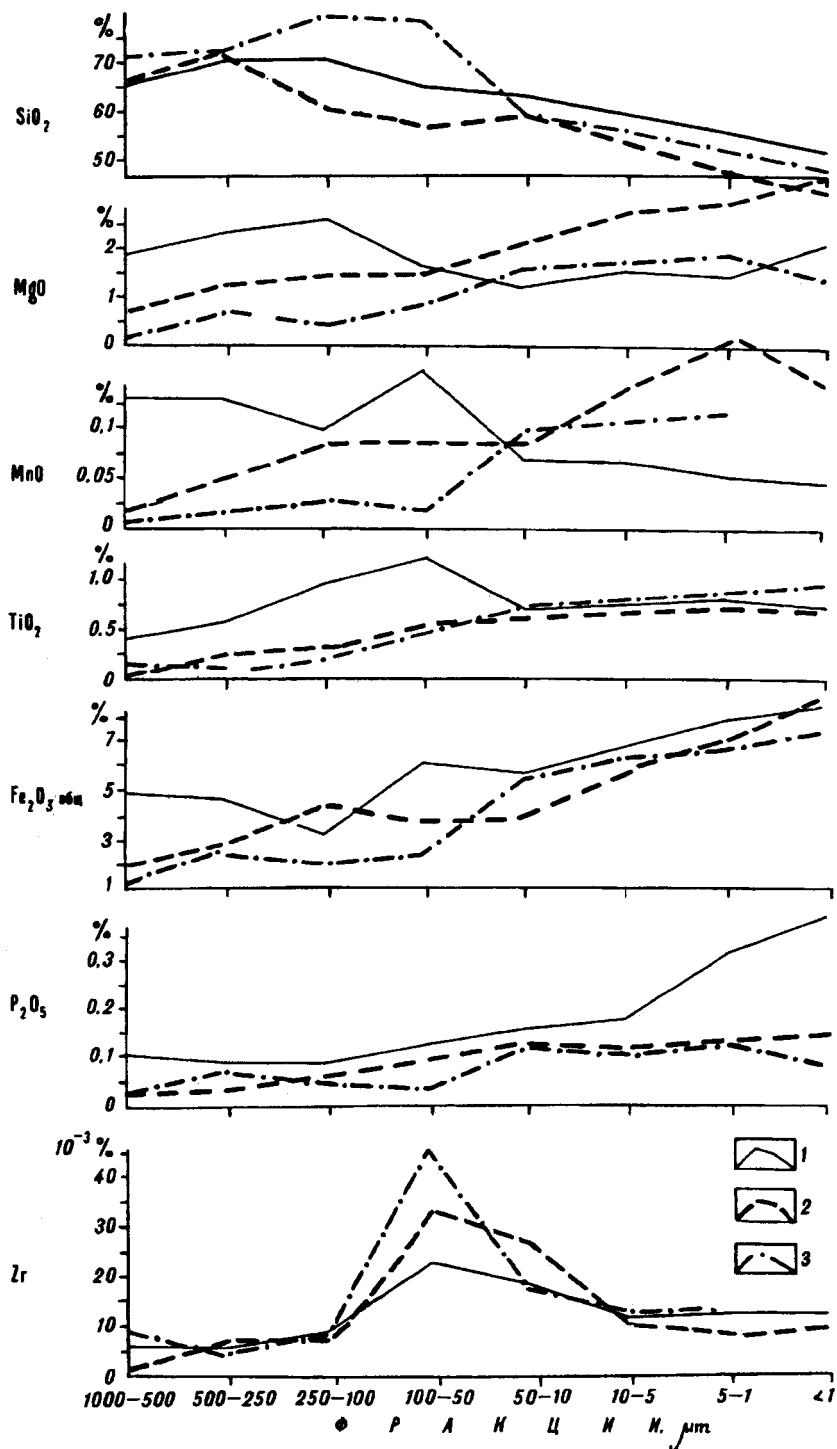


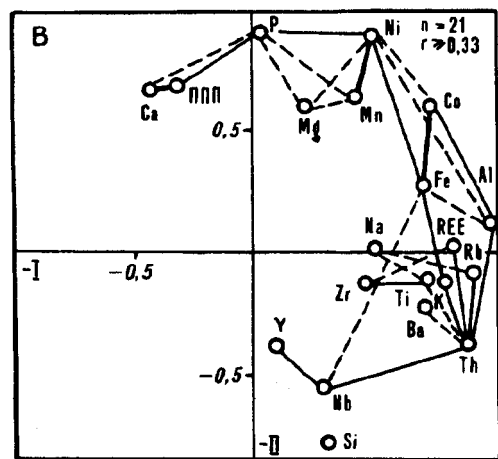
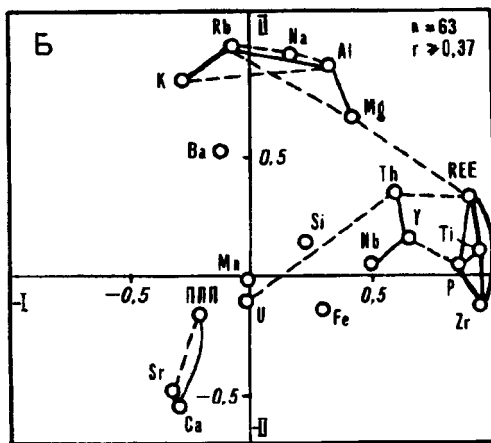
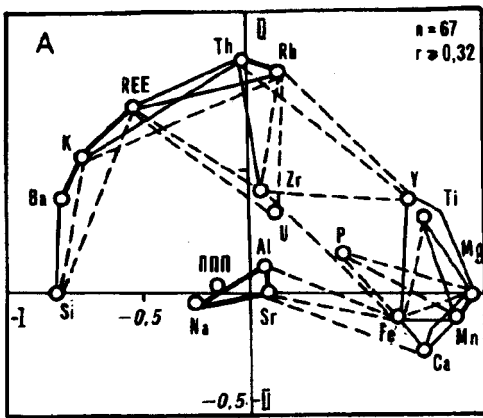
Рис. 2. Средние содержания ряда химических элементов в обломочных и глинистых минералогических фракциях донных осадков различных климатических зон.

1 - умеренной, 2 - субтропической, 3 - тропической.

риториально связаны с коренными или аллювиальными источниками. Таким образом, в факторных ассоциациях по субтропической зоне отчетливо прослеживается распределение элементов по степени их подвижности в

Рис. 3. Факторные диаграммы в пространстве I и II факторов и корреляционные связи химических элементов для обломочных фракций донных осадков умеренной (А), субтропической (Б) и тропической (В) климатических зон.

Положительные корреляционные связи между элементами: очень хорошие — жирная сплошная линия, хорошие — сплошная линия, значимые — штриховая линия.



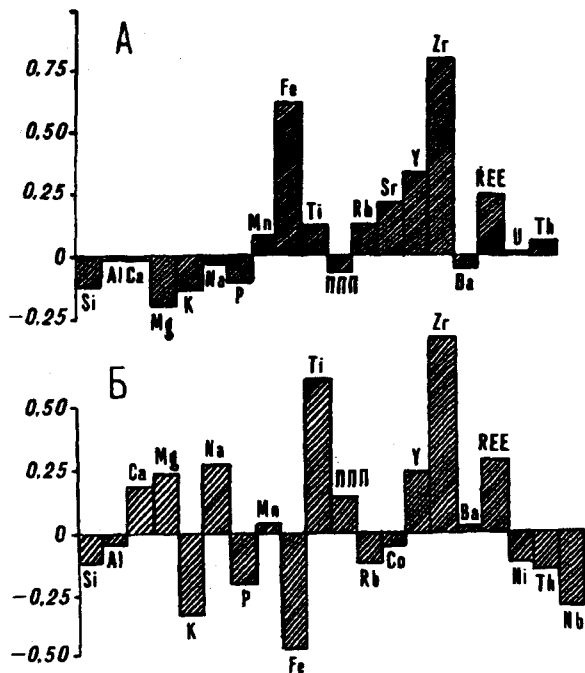
экзогенных условиях, от наименее подвижных, входящих в тяжелые устойчивые минералы, к наиболее подвижным элементам биогенных и аутигенных компонент осадка.

Подобные ассоциации выделяются и на диаграмме для тропической зоны (см. рис. 3, В). Здесь по степени подвижности в зоне гипергенеза элементы разделяются по значениям II фактора с весом 19,7 %. Группа элементов, обычно входящих в тяжелые россыпеобразующие минералы (Ti, Zr, Rb, REE, Th, Nb, Y), слабо обособлена и имеет слабые положительные внутренние корреляционные связи. Такого же порядка корреляционные связи у нее существуют с элементами полевых шпатов (K, Na, Al). Учитывая тяготение к этой группе и кремнезема, можно предположить, что источником материала для этих ассоциаций являются метаморфические и кислые магматические формации.

Иные выводы следуют из анализа геохимических ассоциаций фракций умеренной климатической зоны (см. рис. 3, А). Здесь химические элементы образуют ассоциации, аналогичные таковым в геологических формациях побережья, что характерно для районов с преобладанием механического выветривания [10, 11], когда на шельф поступает терригенный материал в виде неразрушенных обломков пород или определенного набора мономинеральных зерен, близкого

по составу геологическим формациям примыкающего побережья. По значениям первых двух факторов разделяются ассоциации элементов базитовых (Mg—Mn—Ca—Ti—Fe—Y), гранитоидных (Si—Ba—K—REE) и щелочных (Al—Na—Sr) формаций. Для этой климатической зоны характерна связь Si с другими элементами гранитоидных формаций, что свидетельствует о нахождении его во фракциях не в виде обособленных зерен кварца, как в теплых климатических зонах, а в составе обломков пород или полевых

Рис. 4. Значения факторов, определяющих геохимические ассоциации тяжелых устойчивых минералов в обломочных фракциях осадков умеренной (А, V фактор с весом 6,0 %) и тропической (Б, IV фактор с весом 9,2 %) климатических зон.



шпатов. В состав двух основных выделяемых на диаграмме (см. рис. 3, А) ассоциаций, гранитоидной и базитовой, входят элементы россыпеобразующих минералов: соответственно Zr—REE—Th и Ti—Fe—Mn—Y—P. Они слабо связаны друг с другом, но хорошо коррелируют с породообразующими элементами этих формаций, что указывает на территориальную близость повышенных содержаний элементов россыпеобразующих минералов и россыпей к коренным или аллювиальным источникам.

Обособление элементов россыпеобразующих минералов, подобное существующему в субтропической зоне по значениям I фактора, проявляется и в других климатических зонах (рис. 4). В умеренной зоне по значениям V фактора наиболее обособляются Zr и Fe, а также сопутствующие им элементы: REE, Th и Y, Ti, Mn. В тропической климатической зоне степень концентрации элементов в составе тяжелых рудных минералов определяется значениями IV фактора (см. рис. 4, Б). В эту ассоциацию входят Zr, Ti, REE, Y.

Заключение. Проведенные исследования показали, что существует принципиальная возможность выявления типа преобладающих минеральных комплексов и характера россыпенности верхней части осадочного чехла шельфов по геохимии осадков. Рудные россыпеобразующие минералы формируют в них специфические геохимические ассоциации: Zr—Ti—REE—P для циркон-монацитовых россыпей и Ti—Fe—Mn—Y — для титаномagnetитовых. В ряде случаев оказывается возможной оценка концентраций минералов по содержанию отдельных элементов или групп элементов. К сожалению, только цирконий не образует аномальных содержаний иным путем, помимо концентрации тяжелых устойчивых минералов, в данном случае циркона, и при содержании более 0,010—0,015 % может быть использован для определения содержаний циркона по приведенному выше уравнению регрессии. Остальные элементы в большей степени обогащают тонкозернистые фракции осадков, и использование их для оценки содержаний тяжелых минералов возможно только для песчано-алевритовых осадков, сложенных обломочным или биогенно-обломочным материалом.

Выявлены существенные отличия в формировании геохимических ассоциаций терригенных осадков различных климатических зон. В умеренной климатической зоне, в связи с замедленными темпами химического выветривания пород на суше, значительная часть рудных минералов находится во включениях в обломках пород и сростках с другими минералами. Это приводит к увеличению фоновых содержаний в осадках элементов указанных ассоциаций, что в конечном итоге уменьшает возможности для различного

рода типизаций и прогнозирования. В связи с лучшей сохранностью здесь магнетита и ильменита содержания железа и титана могут быть использованы для оценки их содержаний в песчаных осадках. Вышеприведенное уравнение регрессии для титана может быть использовано для определения содержаний ильменита и рутила при содержании TiO_2 более 0,8—0,9 %.

Влияние структурно-геологического положения района наиболее заметно на примере особенностей геохимических ассоциаций в субтропической климатической зоне, для которой источником материала явились в значительной степени различные области Китайской платформы. Здесь, в отличие от фанерозойских складчатых областей, в шельфовых отложениях элементы гранитоидных и базитовых формаций составляют одну хорошо выраженную ассоциацию, определяющую весь геохимический облик осадков, а также резко увеличено содержание циркония (и, соответственно, циркона) в мелкоалевритовой фракции. Все это обусловлено очень высокой степенью переработки и дифференциации терригенного материала за длительный период развития области сноса.

Приведенные примеры определения минералогической специализации шельфовых отложений следует рассматривать преимущественно в качестве направления для дальнейших исследований. Для практических нужд необходима разработка признаков по отдельным, хотя и достаточно большим, регионам с близкими климатическими, геоструктурными условиями и источниками сноса. Наиболее достоверная информация может быть получена при анализе геохимических ассоциаций в целом, что позволит устранить влияние концентрации отдельных элементов в глинистых и аутигенных компонентах осадков. При использовании геохимических признаков могут быть выявлены россыпепроявления циркона с рудными минералами мельче $50 \mu m$, как правило, не определяемыми при шлиховом анализе. При определенных условиях они могут представить практический интерес.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, (грант 93-05-8261).

ЛИТЕРАТУРА

1. Айнемер А.И. Факторы россыпеобразования и последовательность их изучения на побережье и шельфе восточноарктических морей СССР // Геология моря / ПГО Севморгеология. — Л., 1975. — С. 78—84.
2. Астахов А.С., Макаревич Р.А. Геохимическая неоднородность размерных фракций донных осадков окраинных морей Востока Азии // Тезисы докладов III Советско-Китайского симпозиума "Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей". — Владивосток, 1989. — С. 201—202.
3. Астахов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В. Литология и фациальная приуроченность железистых конкреций из четвертичных отложений западной части Южно-Китайского моря // Литология и полезн. ископаемые. — 1991. — № 1. — С. 52—60.
4. Велчко Е.А., Корбут Е.А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей в зарубежных странах // Труды НИЛЗарубежгеология. Вып. 21. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. — М., 1970. — С. 7—68.
5. Жуков А.В., Секисов Г.В., Вачаев Б.И. Перспективы освоения титаномагнетитовых месторождений шельфа дальневосточных морей // Горный журнал. — 1992. — № 1. — С. 24—28.
6. Корренс К.В. Источники элементов в осадочных породах // Труды I Международного геохимического конгресса. Т. IV. Кн. 1. Осадочные породы / ИГиАХ АН СССР. — М., 1973. — С. 77—89.
7. Лихт Ф.Р. Россыпеобразующие формации побережья и шельфа морей Востока СССР / Проблемы морских минеральных ресурсов. — Владивосток, 1984. — С. 48—64.
8. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. — М.: Наука, 1972.
9. Петелин В.П. Методика гранулометрического анализа морских донных осадков. — М.: Наука, 1967.
10. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — М.: Наука, 1978.
11. Формации и седиментогенез материковой окраины (на примере шельфовых зон северо-востока СССР) / Отв. ред. Егизаров Б.Х. — Л.: Недра, 1981.